АКАДЕМИЯ НАУК СССР • СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

С.А.АРХИПОВ
О.В.МАТВЕЕВА

АНТРОПОГЕН ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЕНИСЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 29

С. А. АРХИПОВ, О. В. МАТВЕЕВА

АНТРОПОГЕН ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЕНИСЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
А. П. ПУМИНОВ

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ОТДЕЛ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК
1964

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

Досамаровская серия

Новые материалы по стратиграфии досамаровской серии антропогена 7

Сопоставление новейших материалов по стратиграфии досамаровской серии антропогена со схемами В. А. Зубакова (1957—1958 гг.) . . 28

Самаровская ледниковая серия

Новые данные о литолого-фациальных особенностях строения самаровской ледниковой серии 40

Литолого-фациальное строение, геолого-геоморфологические условия залегания и распространения самаровской серии в пределах юго-восточной части Келлог-Теульчесской возвышенности и склона к Енисейской депрессии 51

Усть-Енисейская серия

Мессовская свита 67

Санчуговско-тазовская свита 78

Казанцевская свита 97

Зырянская серия

Покровные перигляциальные зырянские слои 102

Поздне-послезырянские аллювиальные отложения 104

О проблеме тазовского оледенения 106

Некоторые закономерности развития растительности 111

Заключение 122

Литература 125

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа подводит итоги пятилетних (1957—1961 гг.) исследований авторов над антропогеновыми отложениями южной окраины Енисейской депрессии.

Енисейская депрессия представляет собой мезозойскую впадину, унаследованно развивавшуюся в течение антропогена (Боголепов, 1961; Архипов, 1960а). С востока она ограничена приподнятыми структурами современной окраины Сибирской платформы. Западная и юго-западная границы ее в исследуемом районе проходят вдоль системы поднятий Келлог-Теульчесского вала, развивавшегося на погребенных байкалидах Енисейского кряжа (рис. 1).

Район работ располагался в пределах Западно-Сибирской низменности и охватывал бассейн Енисея в пределах его отрезка между устьями рек Дубчеса и Елогуя. В отличие от прежних работ (Эпштейн, Зубаков, Зданская, рукопись, 1955; Зубаков, 1956, 1957; Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись 1960; Вильсон, Чистяков, Милославский, рукопись, 1957; Волкова, Шурыгин, рукопись, 1959 и т. д.) полевыми наблюдениями исследована не только долина Енисея, но и все крупные его притоки: Елогуй, Дубчес и Каменный Дубчес, Большая Комса, Нижняя и Верхняя Сарчиха, Волоковая, Малая и Большая Хахалевка, низовья Бахты и Варламовки. Материалами бурения и маршрутами освещено строение обширных и ранее совершенно не изученных междуречных пространств Енисея — Хахалевки, Енисея — Каменного Дубчеса и др.

Проведенные исследования служат прямым продолжением наших работ 1954—1957 гг. в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья (Архипов, 1960а). Они были направлены на решение тех вопросов стратиграфии и палеогеографии антропогена южной окраины ледниковой зоны Приенисейского сектора Западной Сибири, которые оказались слабо или вовсе неосвещенными в сводке 1960 г. Поэтому первостепенными задачами исследований 1957—1961 гг. были:

1. Общая история седиментации досамаровских отложений антропогена для выяснения вопроса о древнем оледенении, корреляции туруханской свиты (Архипов, 1957, 1960а) с завальноярской и пантелеевской свитами (Зубаков, 1957, 1958, рукопись, ВСЕГЕИ), проведения нижней границы антропогена и, наконец, стратиграфического расчленения досамаровской серии;

2. Палеогеография санчуговско-тазовского времени для территории южной окраины Енисейской депрессии: литолого-фациальный состав и происхождение санчуговско-тазовских пород, южная граница их распространения, соотношение с самаровским ледниковым комплексом

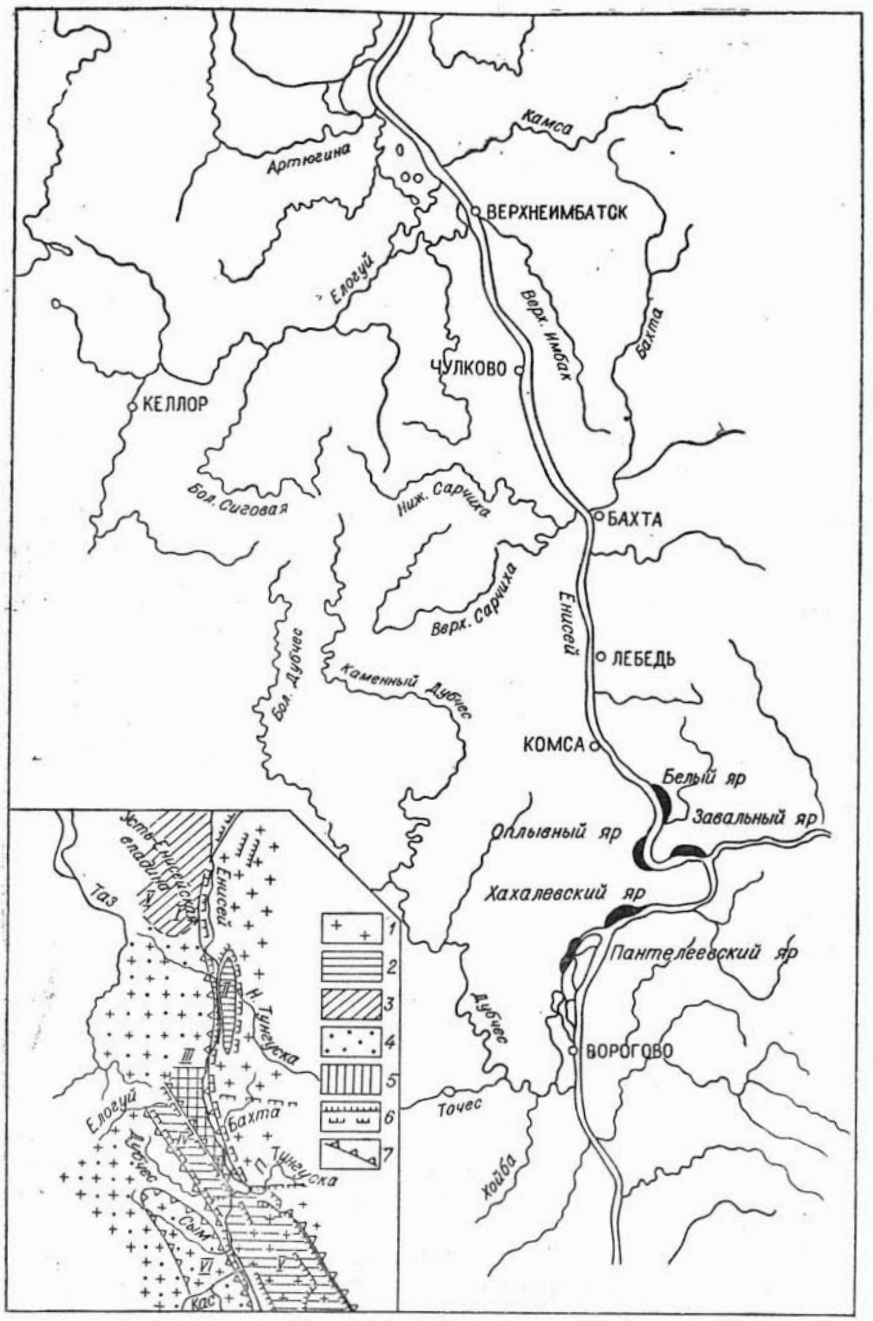


Рис. 1. Обзорная карта Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Вставка — структурно-тектоническая схема восточной окраины Западно-Сибирской низменности (по К. В. Боголепову, 1961).

1 — области докембрийской стабилизации; *2* — выходы на поверхность и под покров мезокайнозойских и частично палеозойских отложений байкальских складчатых структур; *3* — впадины и зоны прогибов, заложившиеся в нижней юре; *4* — то же, заложившиеся в средней юре; *5* — впадины и зоны прогибов, заложившиеся в нижнем мелу; *6* — линии разломов; *7* — контуры тектонических впадин и поднятий.

вдоль северо-восточных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности и т. д.;

3. Стратиграфическое значение оплывинских слоев (Зубаков, 1957), их соотношение с «хахалевскими» и «мессовскими» толщами, стратиграфический объем мессовской свиты;

4. Литолого-фациальные особенности строения самаровского ледникового комплекса в зоне непосредственного перехода от ледниковой к внеледниковой области.

Решение перечисленных задач открывает перспективы дальнейшей детализации и унификации уже имевшихся стратиграфических схем (Эпштейн, 1957; Зубаков, 1957; Вильсон, Милославский и Чистяков, рукопись, 1957; Архипов, 1957 и т. д.) Приенисейской Сибири. В скорейшем создании стратиграфических и корреляционных схем этой территории нуждались геологические организации, проводившие здесь геологосъемочные работы. С другой стороны, геологические съемки обширной территории Приенисейской части Западно-Сибирской низменности, сопровождавшиеся большим объемом буровых работ, нефтепоисковое бурение и т. д. давали обширные и качественно новые, совершенно неизвестные ранее геологические материалы.

В заключение авторы выражают глубокую и искреннюю признательность всему коллективу, геологам и руководителям Казачинской экспедиции Красноярского геологического управления (КГУ), сотрудникам Геологического института АН СССР Е. Д. Заклинской и Е. Н. Щукиной и сотрудникам Института геологии и геофизики СО АН СССР В. В. Вдовину и А. П. Пуминову за ценные консультации и помощь, которыми пользовались авторы в процессе своей работы.

ДОСАМАРОВСКАЯ СЕРИЯ

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОСАМАРОВСКОЙ СЕРИИ АНТРОПОГЕНА

Южная окраина Енисейской депрессии — это единственная на всем огромном пространстве ледниковой зоны северной половины Западно-Сибирской низменности территория, где обнажаются отложения, возраст которых древнее максимального самаровского оледенения. Именно здесь они были впервые стратиграфически расчленены А. А. Земцовым и С. Б. Шацким (1959, 1961), Б. В. Мизеровым (1957), С. В. Эпштейном (рукопись, 1955) и В. А. Зубаковым (1956, 1957, 1958). Однако в обнажениях вдоль по Енисею на участке от р. Подкаменной Тунгуски до р. Бахты интересующие нас породы вскрываются фрагментарно, в разновозрастных пачках. Отсутствие обнажений, включающих полные разрезы досамаровской серии пород, явилось объективной причиной ряда ошибочных стратиграфических и генетических выводов прошлых исследований. Только в результате буровых работ Казачинской экспедиции КГУ в 1958—1960 гг. удалось получить стратиграфически полные разрезы рассматриваемых осадков.

Мы располагаем несколькими полными стратиграфическими разрезами пород досамаровской серии. Один из них установлен в результате бурения у основания Белого яра, огромного естественного обнажения, расположенного на правом берегу Енисея примерно в 15 *км* ниже по течению от станка Сумароково.

В сводном разрезе этого яра вскрывается почти 170-метровая толща отложений, подразделяющаяся на несколько стратиграфических горизонтов. Сверху вниз выделяются: зырянские покровные лессовидные суглинки; санчуговско-тазовские суглинисто-супесчаные осадки; самаровские озерно-ледниковые слоистые глины, суглинки и пески и в основании разреза интересующая нас досамаровская серия пород. Кровля досамаровской серии отмечается на глубине 130,5 *м* ниже бровки яра. Далее описаны (рис. 2):

alQ₂tr 137,5—130,5 *м*. Суглинок темно-серый с зеленоватым или синеватым оттенком, пылевато-глинистый, слоистый, с массой мелких глинистых конкреций. В породе отчетливо прослеживаются 1—2 *см* прослоя темно-серой жирной глины и светло-серых пылеватых песков и супесей. Эти прослои вдоль кровли резко измяты, клиновидно изогнуты. Выше по разрезу залегают ленточные глины самаровского ледникового комплекса.

» 137,5—142 *м*. Глина темно-серая, пятнами серовато-синяя, алевритисто-песчаная за счет тонких прослоечков серого тонкозернистого песка. К подошве глина опесчанивается до суглинка.

» 142,0—146,0 *м*. Суглинок зеленовато-серый, песчано-пылеватый, тонкослоистый, благодаря частым тонким прослоечкам тонкозернистого серого песка.

alQ_2tr 146,0—150,0 *м.* Песок буровато-серый, мелкозернистый, кварцевый, слегка глинистый, неясно слоистый.

» 150,8—153,0 *м.* Галечник, состоящий из сравнительно хорошо окатанной гальки (II—III кл.), размером в массе 2,5—5,0 *см,* состоящей из кварц-кремнистых пород, диабазов, песчаников, изредка кислых изверженных пород. Заполнитель песчано-гравийный.

$l\text{-}lmQ_1bl$ 153,0—169,5 *м.* Глина темно-серая, темно-коричневая, очень плотная, алевритистая, тонкая, карбонатная, тонкослоистая, прослоями жирная, блестящая, серовато-коричневого цвета с массой мелких известковисто-глинистых конкреций. В породе встречаются мелкие гальки, гравий кварца и кремнистых пород. Кровля слоя резко размыта.

Эти глины геологи Казачинской экспедиции КГУ и В. А. Зубаков (рукопись, 1960) относили к мезозою. Действительно, общий литологический облик пород, цвет, литофикация, конкреционные включения весьма необычны для отложений вышележащих антропогеновых осадков, разрез которых начинался, по мнению этих исследователей, с галечников, перекрывающих глины.

Таким образом, в приведенном разрезе четко выделяются две толщи, разделенные резким размывом. Накопление осадков нижней толщи (169,5—153,0 *м*) по их общему облику, текстурным особенностям, включениям карбонатно-глинистых конкреций происходило, несомненно, в достаточно крупном, спокойном водном бассейне озерного, или эстуариевого, типа. Верхняя толща (153,0—130,5 *м*) обладает типичным для аллювиальных свит строением (Шанцер, 1951). В основании ее выделяется базальный горизонт, перекрытый песчаными осадками русловых фаций, в свою очередь, переходящих в суглинисто-глинистые отложения пойменно-старичного типа. Весьма показательно появление в верхах свиты криотурбационных явлений, которые при учете палинологических данных, очевидно, свидетельствуют о формировании верхов свиты в условиях наступающего похолодания в приледниковой зоне.

Отмеченная ритмичность накопления осадков хорошо согласуется с выводами палинологического изучения приведенного разреза. Действительно, на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3) намечае
смена климатических условий в течение формирования рассматриваемой толщи. Из нижней глинистой свиты проанализировано 5 образцов. В самом нижнем образце, взятом близ подошвы, отмечается наибольшее количество пыльцы древесных пород — 72%, из которых ели 25%, березы 69%, встречается пихта и ольха. Много пыльцы разнотравья, однако лебедовых всего 19%. Такой состав спектра свидетельствует о том, что в те далекие времена здесь преобладала лесная растительность (главным образом, березовые леса с примесью ели) и в прибрежной части водоема — разнотравно-злаковые ассоциации. Климат был довольно влажным и несколько прохладным, но не холодным.

Похолодание и иссушение климата произошло в период отложения верхней части глинистой свиты: постепенно, но неуклонно снижается количество пыльцы древесных пород и повышается содержание пыльцы травянистых растений. Тем не менее пыльцы древесных пород остается достаточно много, главным образом, это очень плохо сохранившаяся, с едва заметными текстурами пыльца березы. Однако эти пыльцевые зерна скорее всего соответствуют пыльце кустарниковых форм березы. Если это так, то пыльцы древесных пород фактически будет меньше, и она должна уступить первое место пыльце травянистых растений.

Здесь же была обнаружена в незначительном количестве пыльца ели, сосны и ольхи. Из пыльцы травянистых растений и кустарничков

заметно увеличивается содержание пыльцы лебедовых. В верхней части свиты появляется пыльца кустарничковой березы, вересковых, а также споры арктических плаунов *Lycopodium alpinum* L., *L. appressum* L. плаунка *Selaginella sibirica* (*Milde*) Hieron. Эти данные указывают на то, что во время формирования верхов глинистой толщи климатические условия изменялись в сторону значительного похолодания. Местность была покрыта разреженными лесами, появились степные и тундровые ассоциации, возможно, свойственные приледниковым условиям.

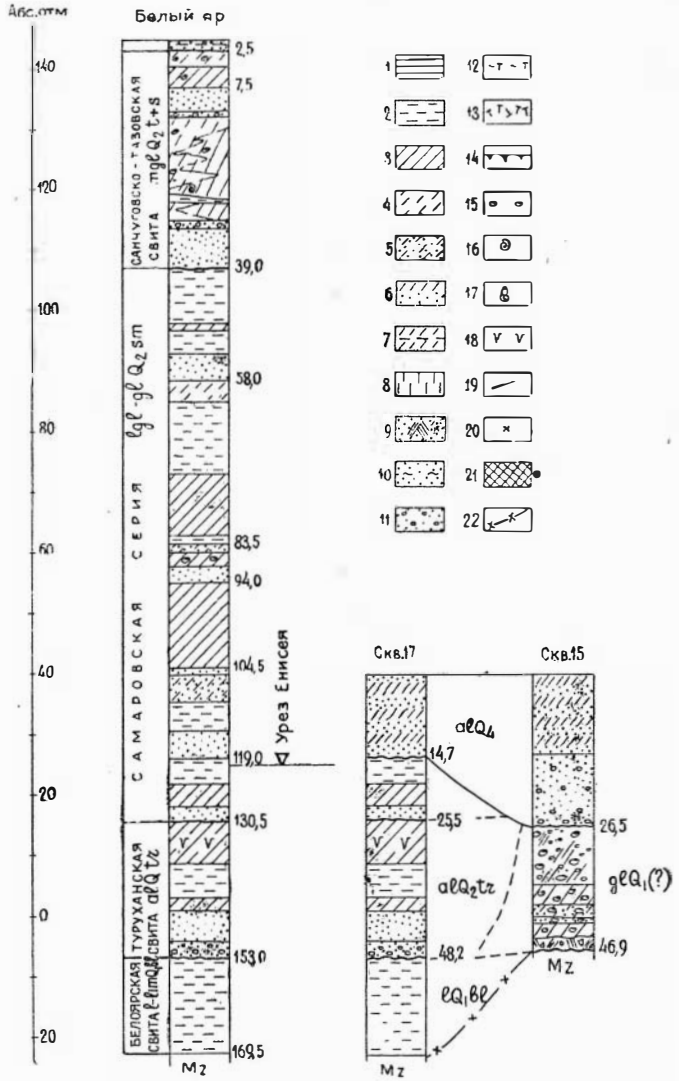


Рис. 2. Геологический разрез Белого яра и схема сопоставления скважин 15 и 17.

1 — глина ленточная; *2* — глина иловатая; *3* — суглинки глинистые; *4* — суглинки песчанистые; *5* — супеси; *6* — переслаивание супесей, суглинков, песков; *7* — переслаивание глин и суглинков; *8* — суглинки лессовидные; *9* — песок косослоистый; *10* — песок с прослоями суглинков; *11* — галечник; *12* — илы и иловатые глины с прослоями торфа и растительного детрита; *13* — торф; *14* — погребенные почвы; *15* — гравийно-галечниковые, валунные включения; *16* — морские моллюски; *17* — пресноводные моллюски; *18* — криотурбационные явления; *19* — дизъюнктивные нарушения; *20* — находки морских фораминифер; *21* — доантропогеновые породы; *22* — кровля мезозойских пород.

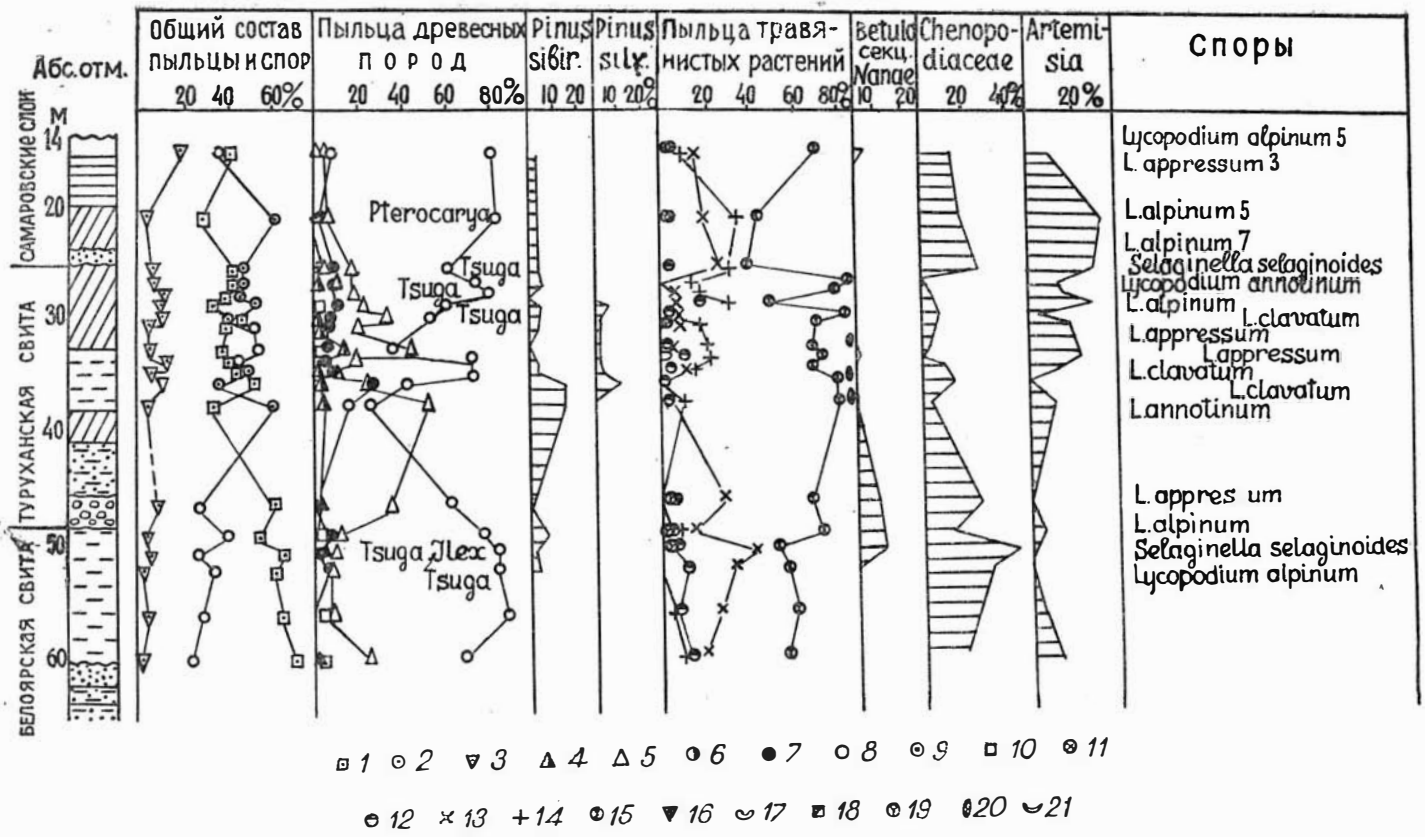


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма досамаровских отложений разреза Белого яра по скв. 17. Пыльца:

1 — древесных пород; *2* — травянистых растений; *4* — *Abies; 5* — *Picea; 6* — *Pinus sibirica; 7* — *Pinus silvestris; 8* — *Betula sect. Albae; 9* — *Betula sect. Nanae; 10* — *Alnus; 11* — *Salix; 12* — *Gramienae; 13* — *Chenopodiaceae; 14* — *Artemisia; 15* — разнотравных; *19* — вересковых; *21* — лиственницы; *20* — эфедры. Споры: *3* — сумма спор; *16* — *Sphagnum; 17* — *Polypodiaceae; 18* — *Licopodium.*

Из аллювиальных слоев были рассмотрены 23 образца. В базальных галечниках количество пыльцы ели увеличивается до 40%. Кроме того, здесь еще присутствуют споры плаунов арктических видов, пыльца лебедовых, карликовой березки. Таким образом, в спорово-пыльцевом спектре наряду с признаками некоторого потепления климата имеются несомненные реликты недавнего похолодания. Песчаные осадки русловых фаций содержали небольшое количество пыльцы. Но их спорово-пыльцевые спектры оказались близкими по составу к спектрам, полученным из вышележащих осадков нижней части разреза старично-пойменных фаций. В этих отложениях заметно возрастает количество пыльцы ели (до 60%), уменьшается содержание пыльцы лебедовых и полыни, появляются лесные виды плаунов *Lycopodium annotinum* L.

В пачке супесчано-суглинистых осадков старично-пойменного типа содержалась особенно хорошо сохранившаяся пыльца, состав которой отвечает наиболее оптимальным климатическим условиям. Кривая содержания пыльцы ели дает в указанном интервале два пика. Нижний пик приходится на литологической колонке к подошве глин (38,4—32,7 *м*). Наряду с пыльцой ели здесь присутствует пыльца сибирского кедра (15%). Верхний пик ели (32,7 *м*) приходится на кровлю слоя глин. Он отвечает климатическому оптимуму, так как здесь наряду с пыльцой ели присутствует в относительно больших количествах пыльца пихты (15%).

Таким образом, отрезок времени, в течение которого сформировались старично-пойменные глинистые осадки, характеризуется наиболее благоприятным температурным режимом.

Выше по разрезу, в слоистых супесях-суглинках, видимо, пойменных осадках (28,7—26,7 *м*), содержание пыльцы ели снижается до 23—12% и встречаются единичные зерна пыльцы сибирского кедра. В спектрах еще мало лебедовых, но уже наряду со спорами лесных видов появляются споры арктических плаунов. Следовательно, происходило неуклонное прогрессивное похолодание, что подтверждается наличием криотурбационных явлений.

Кровля слоя суглинков (32,7—25,5 *м*) несет следы слабого размыва. Ее перекрывает толща озерно-ледниковых осадков самаровского комплекса. В спорово-пыльцевых спектрах увеличивается количество пыльцы березы, имеющей общие черты как с пыльцой древесных, так и кустарниковых форм (возможно, было березовое редколесье), лебедовых, полыни, появляются вересковые и споры арктических плаунов (*Lycopodium alpinum* L., *L. appressum* L.), уменьшается содержание пыльцы ели.

Таким образом, начальные и завершающие отрезки времени формирования аллювиальных слоев характеризовались достаточно суровым климатом, тогда как основная масса аллювия, по-видимому, отлагалась во время умеренно теплого или теплого межледниковья.

Менее определенная картина получилась для свиты глин, подстилающей аллювиальные слои. Образование осадков ее началось в теплых климатических условиях, а завершилось при усилившемся похолодании. В этой связи важное значение приобретает размыв кровли глин, установленный в скв. 17. Отложения, уничтоженные эрозией в скв. 17, по-видимому, обнаружены в скв. 15 (см. рис. 2), которая заложена в 1,5—2,0 *км* от скв. 17 вверх по Енисею также у подножья Белого яра. Устья скважин находятся примерно на одном уровне, на абсолютной отметке около 40 *м*. Подошва толщи антропогена приподнята в скв. 15 относительно скв. 17 на 18 *м* (в сводной колонке соответственно 151,4 и 169,5 *м*). Следовательно, скв. 15 вскрывает приподнятый, а скв. 17 — депрессионный участки древнего погребенного рельефа. В скв. 15 под современными речными отложениями (0—26,5 *м*) залегают:

gIQ_1 26,5—30,6 *м*. Гравийник с небольшим содержанием мелкой и средней гальки. Обломочный материал отличается низкой окатанностью (I—0 кл.), угловатыми, щебенчатыми формами. Преобладают светлоокрашенные породы: кварц, кремни и реже встречаются траппы (не более 35—40%).

» 30,6—31,3 *м*. Супесь-суглинок темно-серый, песчано-пылеватый, неясно-слоистый, с мелким рассеянным угловатым гравием.

» 31,3—35,8 *м*. Глина буровато-серая, тонкая, пылеватая, с линзочками тонкозернистого песка, создающими неясную горизонтальную слоистость.

» 35,8—38,0 *м*. Суглинок серый, песчаный, очень плотный, с редкой рассеянной мелкой галькой и гравием кварца, кремнистых и траповых пород.

» 38,0—41,9 *м*. Супесь серая, песчаная, грубая, с линзами глинистого песка, с рассеянной мелкой галькой траппов и кремнисто-кварцевых пород.

» 41,9—42,2 *м*. Песок темно-серый, сильноглинистый, пылеватый, уплотненный, с рассеянным мелким гравием трапповых пород.

» 42,2—43,0 *м*. Суглинок темно-серый с бурым оттенком, плотный, грубо-песчаный, с гравием и мелкой галькой диабазов и габбро-диабазов.

» 43,0—46,9 *м*. Сильно брекчированная грязно-серая супесчано-глинистая порода, насыщенная гравием и мелкой галькой, с валуном траппа на забое, с включением в виде линз белого каолинизированного песка и жирной коричневой глины. Залегает на глинах симоновской свиты нижнего мела.

В литологическом отношении породы интервала 46,9—30,6 *м*, несомненно, могут считаться ледниковыми образованиями. На это указывают общий грубый механический состав осадков, беспорядочно рассеянный обломочный материал, его низкая окатанность. Гравийник в интервале 30,6—26,5 *м*, очевидно, следует рассматривать как результат перемыва этих пород. Послойное опробование осадков интервала 46,9—30,6 *м* (9 образцов) на спорово-пыльцевой анализ показало практически полное отсутствие пыльцы, кроме единичных зерен трав и спор. В большом количестве встречается переотложенная древняя пыльца. Это также, очевидно, может свидетельствовать в пользу ледникового происхождения описываемых пород.

Заметим далее, что они залегают гипсометрически ниже подошвы самаровской ледниковой свиты в разрезе Белого яра по скв. 23 и 17. Последняя, как будет показано ниже (см. рис. 2), сложена озерно-ледниковыми слоистыми глинисто-суглинистыми осадками в отличие от грубых явно моренных образований, вскрытых в скв. 15. Тем не менее полной уверенности в досамаровском возрасте пород нет, так как эта предполагаемая древняя морена не перекрыта в скв. 15 туруханскими слоями.

Корреляция разрезов скв. 17 и 15 основана на предположении о полном размыве древней морены в скв. 17 и прислонении аллювиальной свиты, установленной в этой скважине в интервале глубин 26,5—48,6 *м*, к древнеледниковым образованиям, сохранившимся на невысоком выступе древнего погребенного рельефа (район скв. 15). Она кажется правдоподобной, если учесть, что на предсамаровское время энергичная эрозионная деятельность. Крупный эрозионный врез фиксируется во всех известных разрезах (см. рис. 2, *11, 13*).

Отмечая досадную неполноту геологической летописи, следует с особой силой подчеркнуть значение приведенных выше палинологических данных, позволяющих восполнить имеющиеся пробелы и уточнить последовательность геологической истории. Действительно, спорово-пыльцевой послойный анализ свидетельствует о том, что при движении по разрезу досамаровской

ледникового комплекса, так и вверх от подошвы серии, одинаково фиксируется досамаровское похолодание климата.

Таким образом, намечается три крупных этапа, которые отвечают соответственно ритмам накопления: 1) озерных (эстуариевых) белоярских глинистых осадков; 2) древнеледниковых образований и 3) отложений аллювиальных слоев.

Аллювиальные слои соответствуют туруханскому горизонту, осадки которого были выделены нами в 1957 г. по разрезу скв. 9, пробуренной на р. Турухане у фактории Фарково. Белоярская свита глин выделяется в

Принципиально тождествен только что описанному разрез скв. 6, пробуренной в 4,5—5 *км* западнее Завального яра (рис. 4). В скважине сверху вниз вскрыты отложения санчуговско-тазовской свиты, самаровского комплекса и досамаровской серии. Интересующая нас толща осадков имеет строение:

alQ₂tr 73,8—83,8 *м*. Глина темно-бурая, прослоями темно-серая, с зеленоватым оттенком, алевритистая, с тонким, но ритмично чередующимся прослоечком супесчаного серовато-бурого, серого, микрослоистого материала. Выше залегают озерного типа осадки, связанные с самаровским оледенением, в основании которых (73,0—73,8 *м*) прослеживается прослой, сильно обогащенный обломочным материалом.

» 83,8—86,0 *м*. Песок серый, тонкозернистый, сильно пылевато-глинистый, уплотненный, неясно-горизонтальнослоистый. Залегает, видимо, незначительным (15—20 *см*) прослоем. Глина, аналогичная верхней части нижележащего интервала, у кровли опесчанивается до суглинка и содержит крупный угловатый гравий.

» 86,0—88,5 *м*. Глина пестроокрашенная, пятнами и прослоями серая, темно-коричневая, светло-коричневая, жирная, комковатая, брекчиевидная, с мелкими железисто-карбонатными стяжениями и гумусированными пятнами.

» 88,5—91,0 *м*. Песок серовато-бурый, разнозернистый, сильноглинистый, с гравием и мелкой галькой.

» 91,0—92,3 *м*. Супесь
нистый песок, с прослоями, обогащенными сравнительно хорошо окатанным гравием и мелкой галькой, состоящими из кварца, кремней и траппов.

l-lmQ₁bl 92,3—96,3 *м*. Супесь серовато-зеленоватая, очень тонкая, алевритистая, тонко-горизонтальнослоистая. Кровля слоя несет следы размыва.

» 96,3—99,8 *м*. Глина сверху серовато-бурая, ниже коричневато-бурая, жирная, плотная, массивно-комковатая, с раковистым изломом, с тонкими (2—3 *мм*) прослоечками желтовато-бурых супесей, карбонатная, с мелкими известковисто-глинистыми конкрециями. В породе изредка встречается мелкая кремнистая галька и гравий.

» 99,8—103,6 *м*. Глина четко-горизонтальнослоистая, благодаря чередованию 3—5-миллиметровых прослоев коричневой или шоколадной, жирной, очень плотной, блестящей глины и серовато-зеленого алевритистого материала. Слоистость глины типа ленточной. К подошве пород опесчанивается до суглинка-глины. Одновременно исчезает ленточная слоистость.

» 103,6—104,3 *м*. Глина бурая, серовато-бурая с коричневым оттенком, жирная, плотная, с полураковистым, щебенчатым изломом. В основании слоя встречается сравнительно многочисленная мелкая галька и гравий кварца и кремнистых пород. Глина залегает на каолинизированных песках верхнего мела.

Глинистая пачка 104,3—92,3 *м* по литолого-генетическим и палинологическим данным тождественна глинам белоярской свиты скв. 17 в интервале 64,0—48,2 *м*.

Вышележащая толща осадков имеет достаточно типичное для туруханской аллювиальной свиты строение, хотя процесс образования осадков и сдвинут здесь в сторону аллювиально-озерной седиментации.

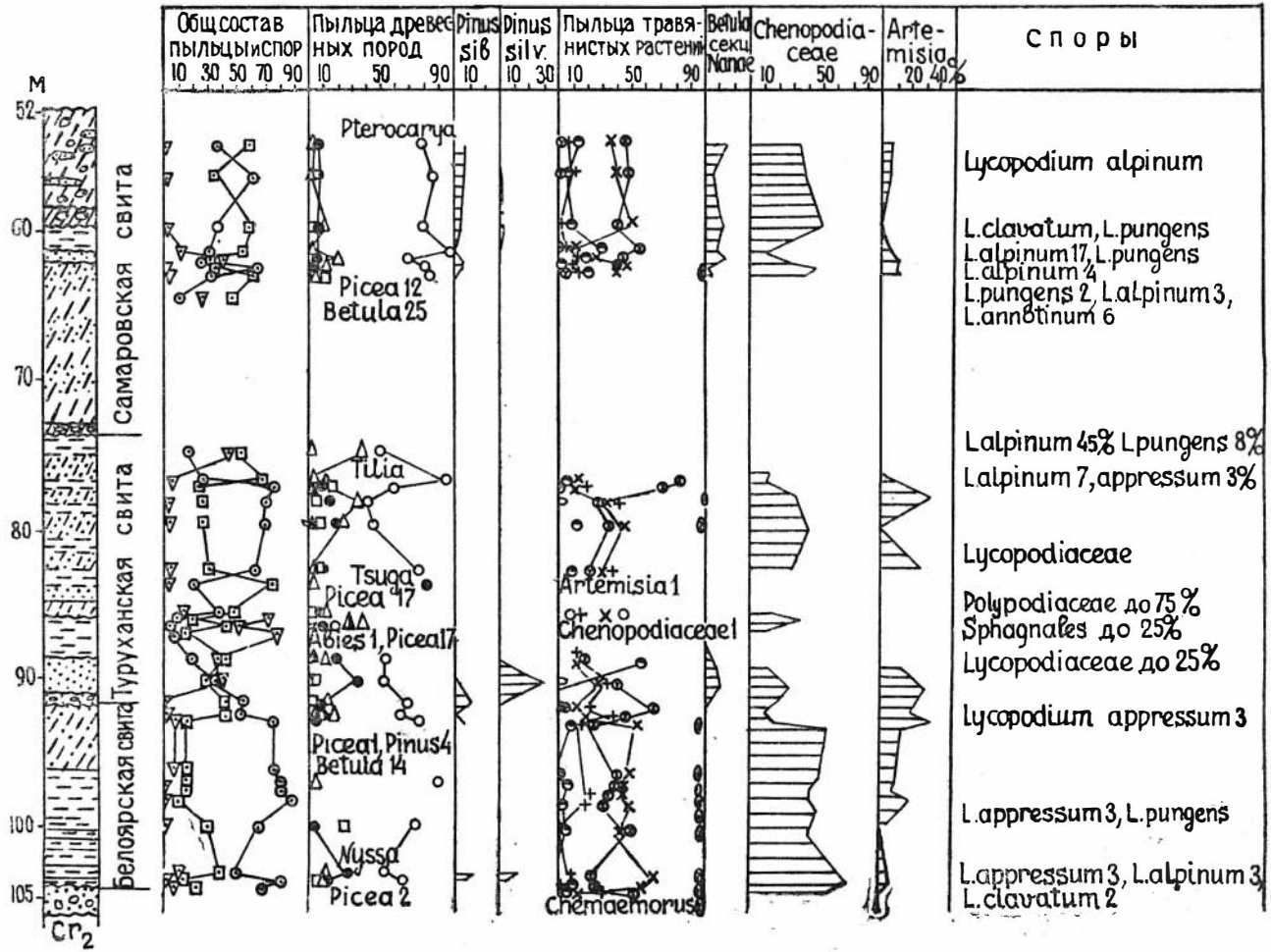


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма досамаровских отложений из разреза скв. 6 в районе Завального яра.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

На это указывает преобладание в разрезе глинисто-суглинистых (озерно-старичного типа) осадков. Тем не менее в основании свиты отмечается базальный горизонт (91,0—92,3 *м*) и пачка песков, очевидно, русловых фаций (88,5—91,0 *м*). Последние перекрыты глинистыми отложениями старичного облика (86,0—88,5 *м* и 83,8—86,0 *м* — низ), кровля которых, по-видимому, несет следы древнего почвообразования и последующего местного размыва — прослоя суглинка с гравием, пески верхней части интервала 83,8—86,0 *м*. Венчающие разрез
осадки (83,8—73,8 *м*), очевидно, относятся к пойменным фациям.

Палинологическая характеристика досамаровской серии по скв. 6 сопоставима синхронными осадками скв. 17, но более трудно читаемая (см. рис. 3, 4). Из нижней глинистой свиты проанализировано 9 образцов. В полученных спектрах преобладает пыльца травянистых растений: лебедовых (до 68,5%), разнотравья, злаков, встречается пыльца эфедры (до 10 пыльцевых зерен), морошки (*Rubus chamaemorus* L.). Обнаружены споры арктических плаунов *Lycopodium appressum* L., *L. pungens* La Pyl.

В небольшом количестве пыльцы древесных пород (до 20%) преобладает очень плохо сохранившаяся пыльца березы, которая часто напоминает как пыльцу древовидных, так и кустарниковых форм. Вместе с тем в образцах из основания свиты найдена пыльца третичного возраста (*Tilia* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Nyssa* sp., *Illex* sp.) очень хорошей сохранности. Учитывая состав и сохранность пыльцы, этот комплекс совершенно не соответствует рассмотренным выше спорово-пыльцевым спектрам четвертичной пыльцы из интервала 92,3—104,3 *м* глинистой свиты. Белоярская толща глин скв. 6 отвечает примерно времени отложения самых верхов глинистой свиты, вскрытой скв. 17. Возможно, в скв. 6 наблюдается наращивание разреза этой свиты в сторону досамаровского оледенения.

В осадках, залегающих в основании туруханской аллювиальной свиты, пыльцы травянистых растений несколько больше (55%), чем древесных пород. В их составе преобладает пыльца березы (свыше 60%), отмечается пыльца хвойных пород: пихты (6%), ели (19%) и сибирского кедра. Заметно убывает содержание пыльцы лебедовых (17%), соответственно увеличивается количество пыльцы разнотравья. Однако сохраняется достаточно высокое содержание пыльцы полыней (37%), присутствуют споры *Lycopodium appressum* L. и пыльца кустарниковой березы. Но уже выше по разрезу, в песках русловых фаций, пыльца травянистых растений заметно убывает, а количество спор папоротников, пыльцы древесных пород — пихты и ели — увеличивается. Эта пыльца дает первый (нижний) максимум ели (пихты
оптимальным (по влаге и теплу) климатическим условиям времени накопления аллювиальной свиты.

В интервале 91,0—86,0 *м* отмечается обилие спор папоротников. В современных лесах папоротники *Dryopteris* постоянно встречаются среди растительности темнохвойной тайги. Поэтому обилие этих спор в спектрах — дополнительный
вития темнохвойной тайги в тех или иных отложениях антропогена.

Кровля описанных старичных глин, как уже отмечалось, несет следы некоторого размыва и выветривания (бр
сивное ожелезнение, вызвавшее пятнистую окраску глин, пятна гумуса и т. д.). По-видимому, процесс седиментации приостановился на некоторое время и возобновился в сходных фациальных условиях. Спорово-пыльцевые спектры из отложений интервала 73,8—83,8 *м* характеризуются преобладанием (до 75%) пыльцы травянистых растений: лебедовые,

разнотравье, полыни, встречается эфедра. При относительно небольшом количестве пыльцы древесных пород в ее составе преобладает пыльца березы (до 97%), значительно меньше пыльцы ели (40—43%), встречается пыльца пихты и сосны. Споры представлены как арктическими, так и лесными формами плаунов. В верхах аллювиальной свиты в интервале 73,8—83,8 *м* выделяется второй более слабо выраженный пик ели. Таким образом, формирование низов аллювиальной свиты происходило в условиях широкого развития темнохвойной тайги, в то время как ее верхов протекало при развитии долинных еловых лесов, где микроклиматические условия были относительно мягче. На междуречьях в то время преобладали березовые леса.

Вышележащие породы, с размывом перекрывающие туруханский аллювий, относятся к самаровскому ледниковому комплексу (см. рис. 4). В составе спорово-пыльцевых спектров, извлеченных из них, наблюдается приблизительно одинаковое количество как пыльцы древесных пород (63—32%), так и пыльцы травянистых растений и кустарников (26,5—64%). Среди древесных пород больше всего очень плохо сохранившейся пыльцы березы, совмещающей признаки кустарниковых и древовидных форм. Пыльца травянистых растений представлена преимущественно лебедовыми и разнотра
представлены пыльцой *Betula nana* L. и вересковыми. Найдены споры преимущественно арктических плаунов, а также плаунка *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Полученные спектры свидетельствуют о том, что в то время преобладали своеобразные приледниковые открытые ландшафты или березовое редколесье.

Для более полной палинологической характеристики туруханских аллювиальных отложений обратимся к ранее опубликованным данным (Архипов, Матвеева, 1960). Скв. 5 заложена на р. Сарчихе в 5 *км* от устья, у тылового шва левобережной поймы Енисея. На противоположном правом берегу Енисея находится крупное обнажение — Бахтинский яр. В этой скважине интересующие нас осадки также залегают непосредственно под самаровской мореной и представлены сверху вниз слоями (рис. 5, 6):

62,5—63,7 *м*. Глина ленточная, состоящая из чередования темно-серой, черной, блестящей, жирной глины (5—10 *мм*) и серовато-бурого супесчаного материала (15—20 *мм*).

63,7—68,5 *м*. Глина темно-серая, с синеватым оттенком, тонкоотмученная, у кровли с тонкой ленточноподобной слоистостью, ниже по разрезу неслоистая.

68,5—72,3 *м*. Пески серые, мелкозернистые, у кровли с прослоями пылеватых супесей или глинисто-алевритистого материала. Вниз по разрезу порода грубеет, пески хорошо промытые, кварцевые, слегка слюдистые.

72,3—75,1 *м*. Пески серые, мелко-среднезернистые, прослоями крупнозернистые, кварцевые, хорошо промытые, слоистые, вблизи кровли иногда с супесчаными прослоечками. В основании слоя с мелкой галькой и гравием.

75,1—75,6 *м*. Галечник, состоящий из мелкой кварцевой гальки и крупного гравия; заполнитель представлен разнозернистым песком. Галечник с размывом ложится на мезозойские породы.

В литолого-генетическом отношении в составе описанной толщи достаточно отчетливо выделяются базальные галечники (75,1—75,6 *м*), русловые (68,5—75,6 *м*) и, по-видимому, пойменные (пойменно-старичные) фации (63,7—68,5 *м*), перекрытые осадками приледникового водоема самаровского времени (62,5—63,7 *м*). Вверх по разрезу они замещаются непосредственно мореной. Особенность этого разреза — небольшая мощность аллювиальной свиты и нечеткая дифференциация в разрезе старичных и пойменных фаций (63,7—68,5 *м*). Видимо, мы имеем дело с разрезом прибортовой части аллювиальной свиты.

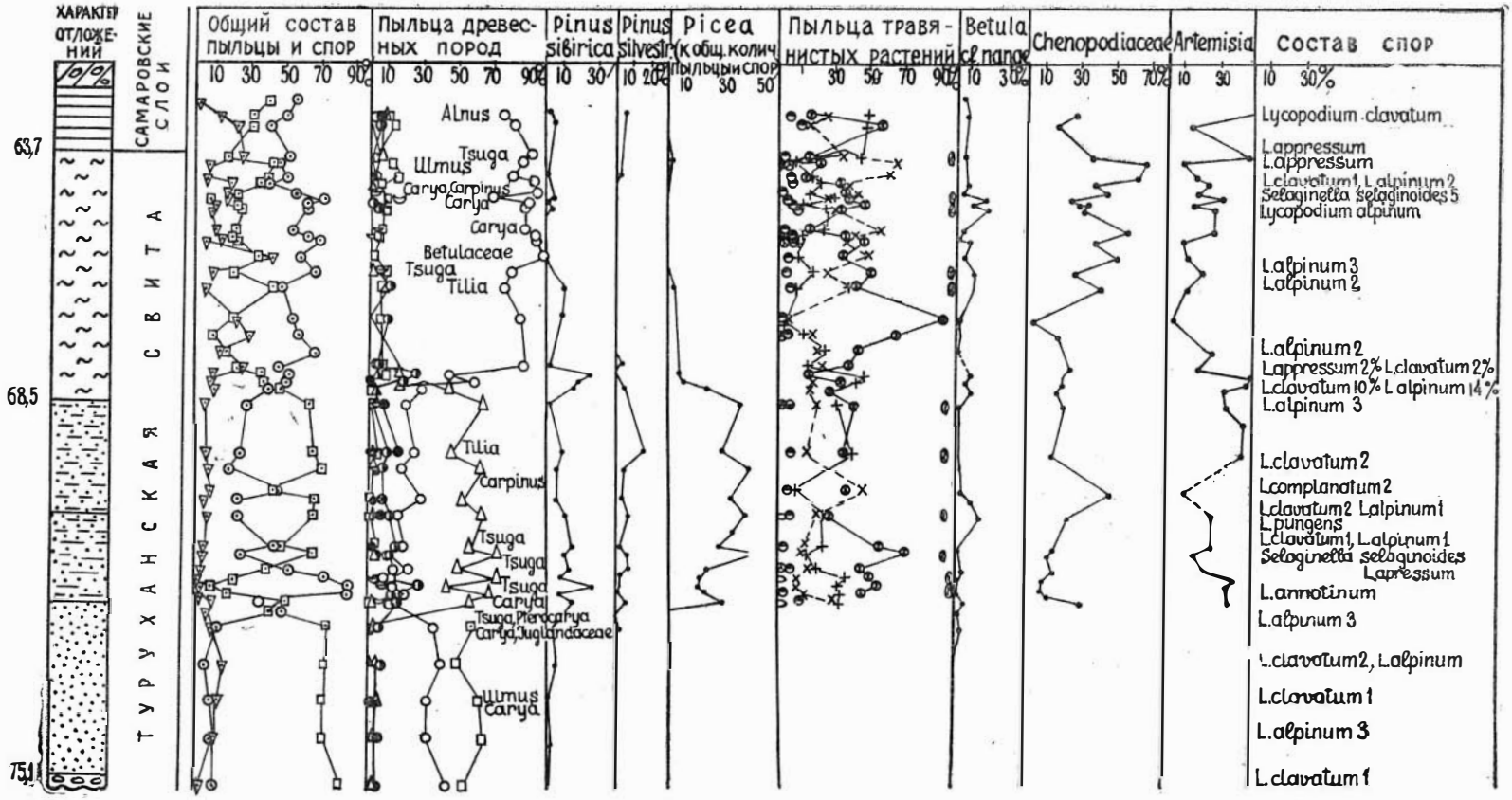


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма туруханской аллювиальной свиты из разреза скв. 5. Левый берег Енисея, устье р. Сарчихи.
Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

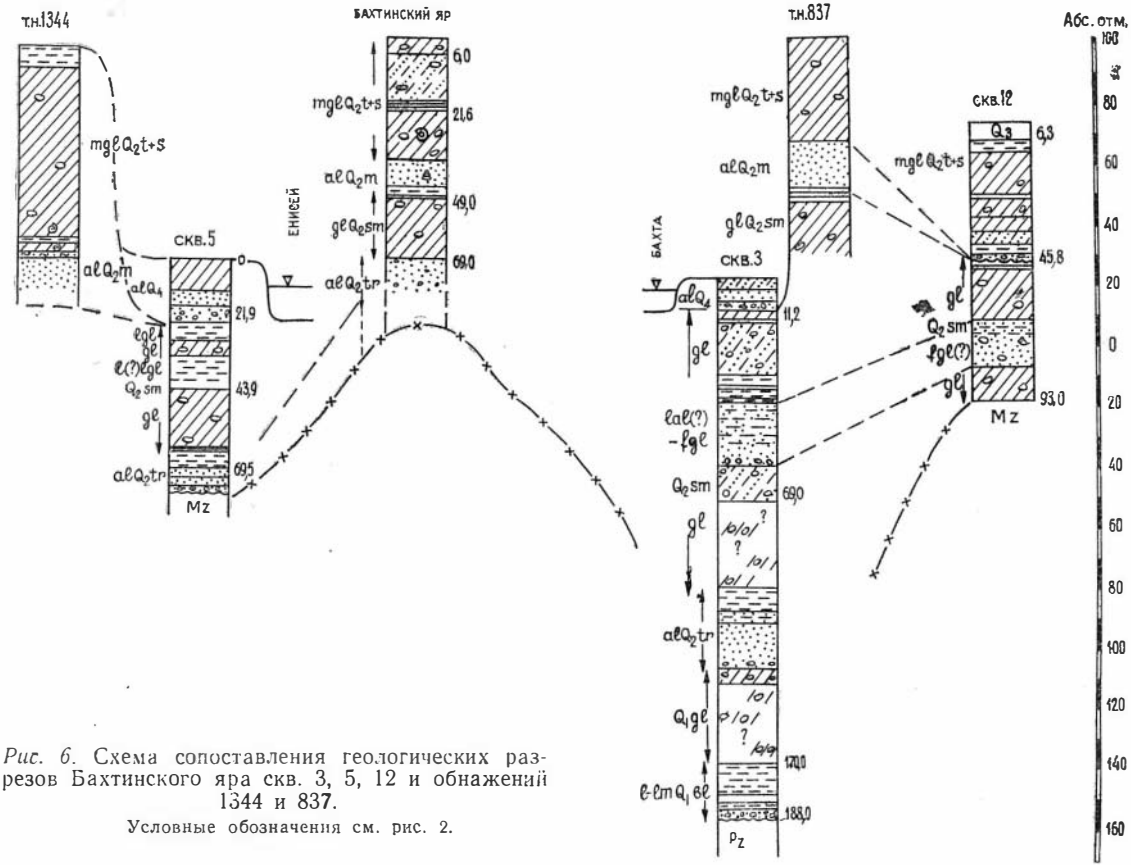


Рис. 6. Схема сопоставления геологических разрезов Бахтинского яра скв. 3, 5, 12 и обнажений 1344 и 837.

Условные обозначения см. рис. 2.

Спорово-пыльцевая диаграмма построена на основании изучения 44 образцов (см. рис. 5). В основании русловых песчаных осадков отмечается большое количество пыльцы ольхи и древовидной березы при небольшом количестве трав и спор. Это отличает спектры скв. 5 от описанных выше для скв. 17 и 6. Вообще для скв. 5 характерно присутствие в русловой фации как спор арктических плаунов *Lycopodium alpinum* L., *L. pungens* La Pyl, так и плаунов лесной зоны *Lycopodium clavatum* L., а также папоротников. Выше по разрезу (71,65—72,50 *м*) доминирует пыльца травянистых растений: разнотравья, полыни, лебедовых, злаков. В интервале 68,30—71,65 *м* содержание пыльцы древесных пород быстро увеличивается в среднем до 70%. Оба интервала характеризуются обилием пыльцы ели, содержание которой достигает 72%, пыльцы березы — около 20%.

Травянистые растения представлены пыльцой полыни, разнотравья, лебедовых, встречаются злаки, а также споры растений лесной зоны (папоротники, отчасти сфагновые мхи, плауны *Lycopodium clavatum* L., *L. annotinum* L., *L. complanatum* L. Споры арктических видов *Lycopodium alpinum* L., *L. pungens* La Pyl., *Selaginella selaginoides* (L) Link — встречаются единично.

Таким образом, высокое содержание пыльцы ели отмечается как для интервала 71,65—72,50 *м*, где особенно много (до 87%) пыльцы травянистых растений (нижний пик ели), так и для интервала 68,30—71,65 *м*, для которого характерно высокое содержание (до 74%) пыльцы древесных пород (верхний пик ели). В первом случае это были лишь долинные еловые леса, во втором — еловые массивы, существовавшие длительное время. Спорово-пыльцевые спектры интервала 63,7—68,5 *м* характеризуются резким уменьшением содержания пыльцы древесных пород. Одновременно в составе пыльцы древесных пород уменьшается количество пыльцы ели до 15—20% и резко увеличивается содержание пыльцы березы.

Ленточные глины приледникового водоема (63,7—62,5 *м*), связанные в разрезе скв. 5 постепенным переходом с верхами аллювиальной свиты, характеризуются, как и в разрезах скв. 17 и 6, преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы травянистых растений, кустарников и кустарничков (лебедовые, полыни, кустарниковая береза, эфедра, вересковые). Споры представлены преимущественно арктическими плаунами. Среди общего небольшого количества пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (в среднем до 80%).

В Бахтинском яру (рис. 7, 8) осадки, синхронные рассмотренным, вскрываются в основании склона коренного берега. Под толщей валунных самаровских суглинков обнажаются:

Пески желтовато-серые, желтовато-бурые, разнозернистые, ожелезненные, в нижней части толщи с выдержанными прослоями галечников, мощностью до 25 *см* и буровато-коричневых, серовато-синих иловато-песчаных глин; на высоте 4,5—4,7 *м* над уровнем Енисея прослеживается линза плотных торфяничков. Мощность 12,5—13,0 *м*.

В песках нижней части разреза летом 1959 г. И. И. Краснов обнаружил обломок берцовой кости *Alces latifrons* Dawk.

Кровля песков резко неровная, сильно эродированная. Ее высота над меженным уровнем Енисея колеблется от 4 до 12—13 *м*. Кроме того, вся пачка пород смята в асимметричные складки с амплитудой в 3—5 *м* и длиной в 10—15 *м*, считая по нижнему галечниковому прослою. Крыло складки в нижнем конце обнажения падает под углом 12° при азимуте падения 40°. В центральной части и верхнем конце обнажения элементы залегания соответственно следующие: углы падения

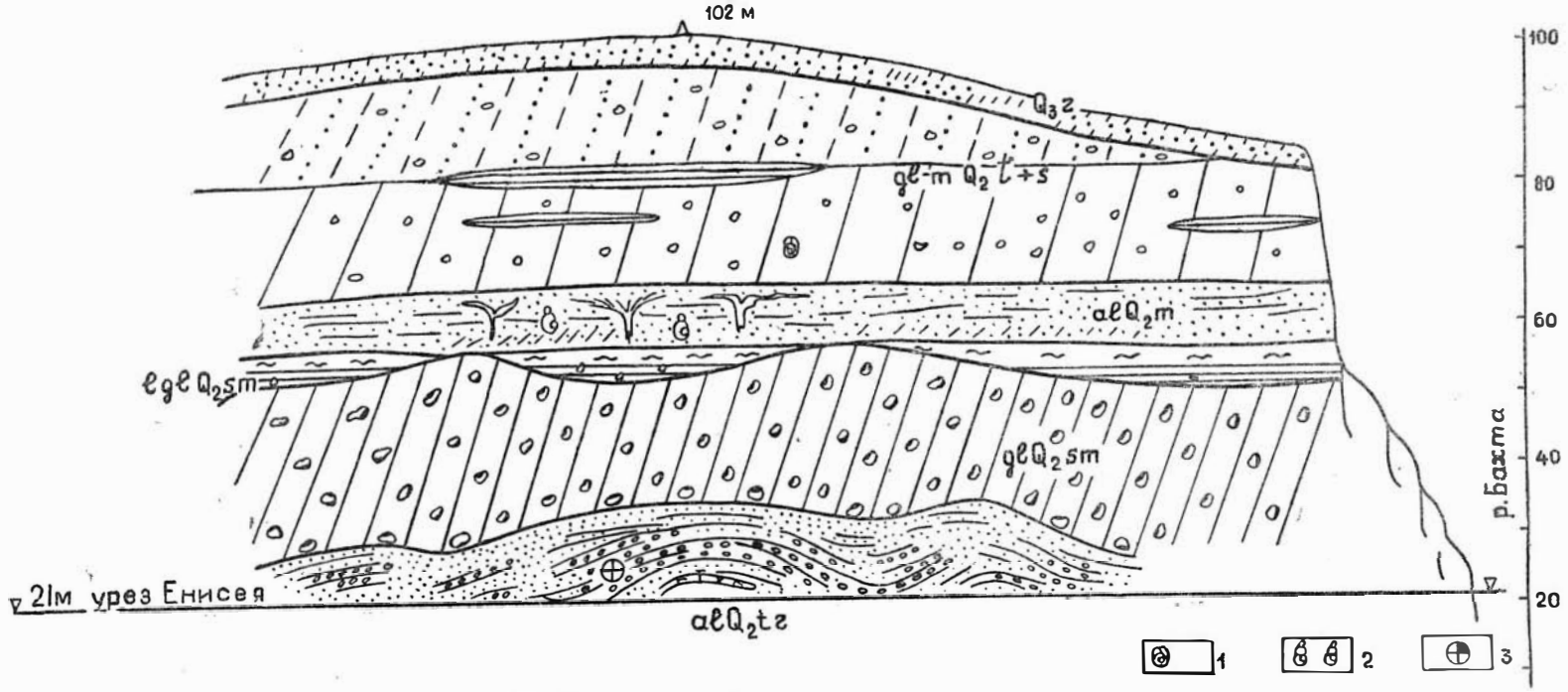


Рис. 7. Геологический разрез Бахтинского яра.

Saxicava arctica L. *1* — находки морских моллюсков *Macoma baltica* L.; *2* — находки остатков раковин пресноводной фауны; *3* — костные остатки *Alces latifrons* Dawk.

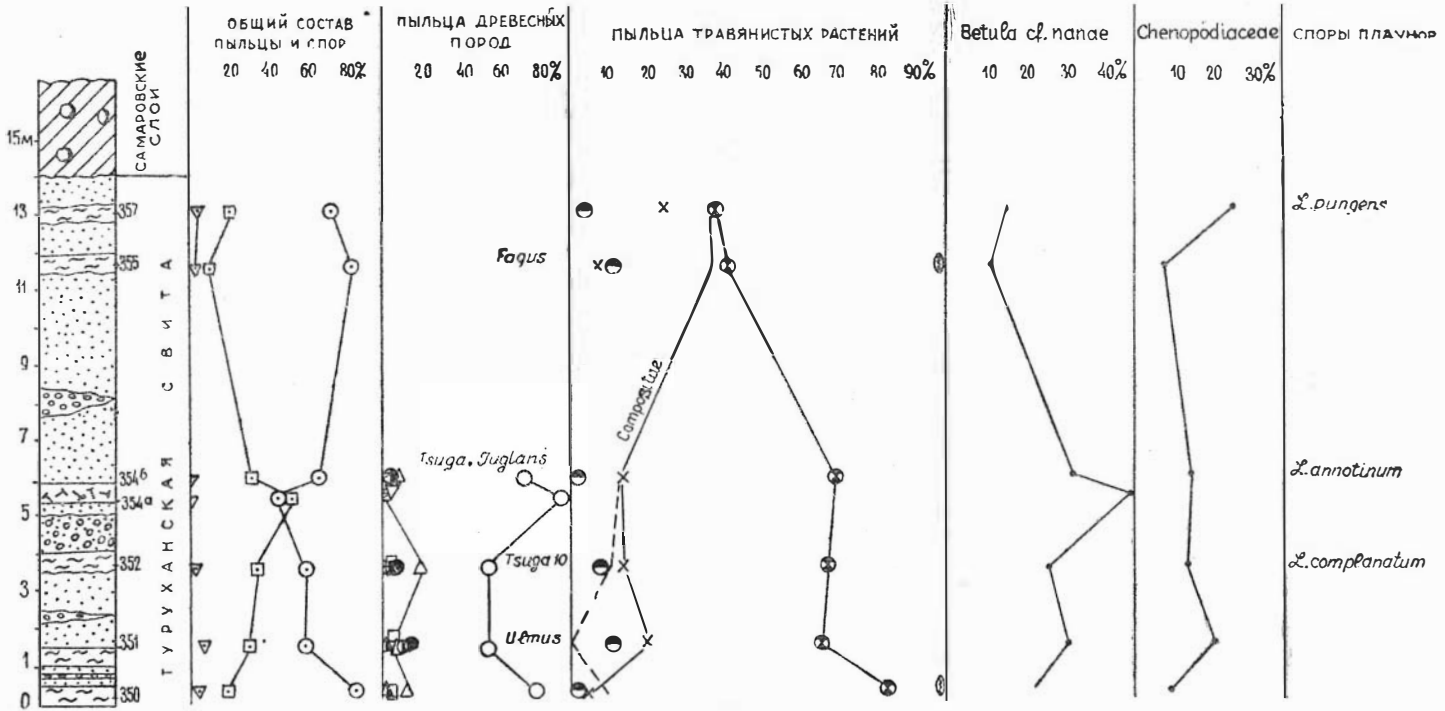


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма туруханской аллювиальной свиты в обнажении Бахтинского яра.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

40 и 12°, а азимуты падения 140 и 290°. Совершенно очевидно, что перед нами типичная гляциодислокация.

Спорово-пыльцевые спектры (см. рис. 8), извлеченные из этих пород, содержат в основном пыльцу травянистых растений — в среднем 50—80%. Пыльцы древесных пород — 15—40% и лишь в одном образце (6,0 *м* над урезом воды) количество ее достигает 51%. Спор не более 1—2%. Древесные породы представлены главным образом пыльцой березы (60—95%), ели (до 28%) и сосны (10—20%). Количество пыльцы остальных древесных пород (пихты, кедра, ольхи и ивы, вместе взятых) составляет 5—7%. В составе пыльцы травянистых растений и кустарничков преобладает пыльца разнотравья (до 85%), затем идут лебедовые (18—25%) и кустарничковая береза — в основном около 30% (лишь в одном образце содержание ее достигает 42%). По одному зерну обнаружено спор плаунов *Lycopodium complanatum* L., *L. annotinum* L., *L. pungens* La Pyl и то в некоторых образцах. Подобные пыльцевые спектры были получены в отложениях нижней части туруханской свиты в скв. 6 (Завальный яр) в интервале 91,0—92,3 *м* и в верхней части аллювиальной туруханской свиты, полученных в скв. 5, 6 и 17.

В связи с этим небезынтересно отметить, что Бахтинский яр располагается примерно на своде мезозойской валообразной структуры, в то время как приустьевая часть р. Сарчихи (скв. 5) — на ее пологопадающем на запад крыле (Шевцов, Новиков, Пасашникова, рукопись, 1960). Современное положение кровли мезозойских пород в скв. 5 почти на 40 *м* ниже по сравнению с Бахтинским яром (см. рис. 6). По-видимому, эти неровности палеорельефа существовали и в предсамаровское время. Они обусловили интенсивные дислокации, устанавливаемые сейчас в разрезе Бахтинского яра. Наоборот, в депрессионном участке западнее яра (скв. 5) хорошо сохранились все переходные звенья от межледниковой аллювиальной к приледниковой озерной и, наконец, соответственно ледниковой аккумуляции. Поэтому приведенный выше разрез отвечает, вероятнее всего, нижней части предсамаровской аллювиальной свиты.

Обобщение описанных выше палинологических материалов свидетельствует, по нашему мнению, о трехкратных изменениях физико-географических условий во время, когда формировалась туруханская аллювиальная свита. В самом начале ее формирования (базальный горизонт и низы русловых фаций) существовали прохладные и влажные климатические условия. Судя по палинологическим данным скв. 5, в то время широко распространены были березовые леса с зарослями ольхи вдоль водоемов. Осадки, залегающие выше по разрезу (русловые и старичные фации и низы пойменного аллювия), формировались в оптимальных климатических условиях. На спорово-пыльцевых диаграммах это время запечатлено в каждой из приведенных диаграмм индивидуально, со своими частностями.

Так, в скв. 5 пыльца ели обнаружена наряду с высоким содержанием пыльцы травянистых растений, а затем она встречена среди пыльцы древесных пород. Для скв. 17 выделяются два пика ели, нижний из которых устанавливается по сочетанию пыльцы ели с пыльцой сибирского кедра, а верхний — с пыльцой пихты. Наконец, для скв. 6 нижний пик ели характеризуется наличием значительного количества пыльцы пихты и спор папоротников, а верхний (выделяем довольно условно!) лишь достаточно высоким (40%) содержанием пыльцы ели.

Таким образом, по одним нашим данным более мягкая палеоклиматическая обстановка (климатический оптимум) соответствовала нижнему (скв. 6) максимуму ели, по другим — верхнему (скв. 17). Об этом мы судим прежде всего по существенному участию пихты в составе елового

леса. Наконец, у нас имеются и такие данные (скв. 5), на основании которых можно предположить, что палеоклиматическая обстановка этого межледниковья в течение продолжительного времени была наиболее благоприятна для развития еловых лесов, в составе которых заметных колебаний не происходило.

В промежутке между двумя пиками ели был короткий отрезок времени, когда ель почти исчезала, уступая место березе и открытым участкам.

В конце туруханского времени климатические условия вновь ухудшились. В этот момент формировались верхние слои пойменного аллювия со следами древнемерзлотной деятельности. Судя по палинологическим данным, происходило частичное вымирание темнохвойной тайги, на месте которой появились елово-березовые мелколесья, а затем уже и лесотундра.

Итак, стратиграфическое положение туруханской аллювиальной свиты по скв. 6, 17, 5 и Бахтинскому яру ясное: она сформировалась в период между двумя оледенениями.

Наиболее отчетливые и, как нам кажется, бесспорные следы древнего досамаровского оледенения обнаружены летом 1960 г. при бурении скв. 1 — Варламовской на левом берегу Енисея, в 5 *км* ниже станка Лебедь (рис. 9). Скв. 1 так же, как и скв. 5, заложена на енисейской пойме.

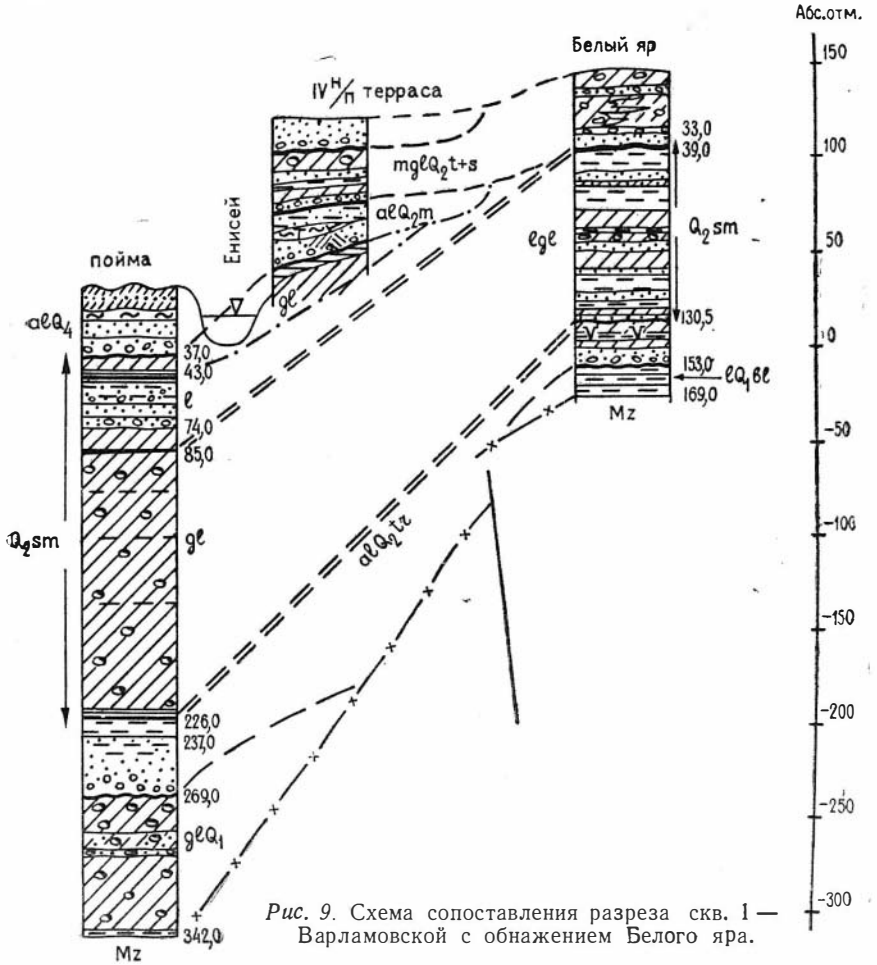


Рис. 9. Схема сопоставления разреза скв. 1 — Варламовской с обнажением Белого яра.

В ее разрезе под аллювием пойменной террасы (0,0—37,0 *м*) вскрываются валунные суглинки (37,0—222,0 *м*), которые по сопоставлению с обнажением правого берега Енисея и по аналогии с районом Бахтинского яра — низовьем р. Сарчихи (скв. 5) должны отождествляться с самаровской ледниковой толщей. Ниже в колонке скв. 1 вскрываются:

$lglQ_2sm$	222,0—226,3 *м.*	Глина темно-серая, ленточная из-за чередования тонких 1—2-сантиметровых лент черной, жирной, блестящей глины и светло-серого, буровато-серого, алевритистого, супесчаного материала. В породе встречается мелкая галька до 4 *см* в диаметре. Эти осадки генетически, очевидно, входят в состав вышележащего самаровского комплекса в качестве озерно-ледниковой фации.
alQ_2tr	226,3—230,3 *м.*	Светло-серые слоистые глины.
»	230,3—233,5 *м.*	Те же глины, более песчаные, известковистые.
»	233,5—237,2 *м.*	Глины светло-серые, песчанисто-алевритистые, известковистые, с прослоечками тонкозернистого песка, с прекрасно выраженной (особенно в интервале 237,2—237,7 *м*) тонкой волнисто-синусоидальной слоистостью типа волноприбойных знаков, вдоль которых встречается мелкий растительный детрит.
»	237,2—240,0 *м.*	Песок светло-серый, мелкозернистый, глинистый, уплотненный, с тонкой синусоидальной слоистостью (типа ряби мелководья), с листочками мусковита и растительного детрита.
»	240,0—247,7 м.	Песок серовато-коричневый, кварцевый, плохо отсортированный, мелкозернистый.
»	247,2—248,3 *м.*	Глина темно-серая, с 1—2-сантиметровыми прослоечками песчаного материала.
»	248,3—252,3 *м.*	Песок серый, кварцевый, хорошо отсортированный, с единичной галькой диабазов и песчаников.
»	252,3—261,8 *м.*	Песок светло-серый, желтовато-серый, кварцевый, мелко-тонкозернистый, с частыми горизонтальными прослоями до 10 *см* серой глины, содержащей линзочки намывного растительного детрита.
»	261,8—264,5 *м.*	Песок желтовато-серый, мелкозернистый, кварцевый, с прослоями, содержащими гальку, щебенку и мелкую крошку бурого угля.
»	264,5—269,0 *м.*	Сверху кварц-полевошпатовый, мелкозернистый песок с единичными обломками каменного угля. С глубины 266,0 *м* песок становится разнозернистым, появляется грубый кластический материал, гравий и галька до 3 *см* в диаметре. Галька средней окатанности, диабазовая и карбонатная.
glQ_1	269,0—295,2 *м.*	Суглинок серый, песчаный, грубый, в керне почти не сохранился; с забоя подняты галька и валуны диабазов, габбро, песчаников с неясными отпечатками мезозойской (?) флоры, известняки, кислые изверженные породы.
»	295,2—308,5 *м.*	Суглинок серый, песчаный, грубый, с большим количеством (до 20%) галек и валунов, преимущественно траппового, реже кварц-кварцитового состава, кислых эффузивов.
»	308,5—310,5 *м.*	Гравийно-галечник в крупнозернистом песке. Галька разноокатанная, ее петрографический состав аналогичен интервалу 268,0—308,5 *м.*
»	310,5—339,5 *м.*	Суглинок серый, песчаный, рыхлый, с большим количеством разноокатанной гальки гравия.
»	339,5—342,2 *м.*	Глинистая темно-серая, местами зеленовато-серая брекчированная порода, содержащая окатанную гальку диабазов и обломки (окатыши?) плотных зеленовато-серых суглинков. На глубине 340,0 *м* наблюдается прослой среднезернистого гравийного песка.

Ниже идут палеонтологически охарактеризованные мезозойские алевролиты. Кровля сильно перемята, в толщу алевролитов внедрены в виде крупных линз серые валунные суглинки, галька диабазов и т. д.

В пользу ледникового происхождения валунных осадков интервала

342,2—269,0 *м* свидетельствует их общий литологический облик, наличие рассеянного грубокластического материала, большая мощность и, очевидно, следы экзарационного воздействия на кровлю мезозойских слоев. Показательно, что эти отложения содержат спорово-пыльцевые спектры, в составе которых преобладает пыльца кустарничков (карликовая береза) и травянистых растений: полыни, лебедовых, свинчатниковых (до 67—78%). Пыльца древесных пород, главным образом березы, содержится в небольшом количестве. Единичные споры плаунов принадлежат арктическим видам. Приведенный состав спектров свидетельствует о том, что климат в то время был достаточно сухим и холодным.

Стратиграфически выше описанных ледниковых образований в интервале 269,0—226,3 *м* залегают осадки иного происхождения. Эту толщу пород мы считаем достаточно закономерно построенной аллювиальной свитой. В ее основании залегают базальные галечники (266,0—269,0 *м*), а выше — 30-метровая пачка песчаных русловых осадков. К их кровле приурочен прослой, по-видимому, старичных глин (237,2—233,5 *м*) мощностью около 4 *м*. Наконец, в интервале 233,5—226,3 *м*, судя по литологии, залегают осадки пойменного типа. Они венчают разрез аллювиальной свиты и замещаются вверх по разрезу приледниковыми озерными ленточными глинами, которые, как и перекрывающие их валунные суглинки, содержат очень бедные спорово-пыльцевые спектры, принципиально сходные с только что отмеченными для ледниковых отложений интервала 269,0—342,2 *м*.

Таким образом, аллювиальная толща осадков (269,0—226,3 *м*), как и во всех описанных разрезах (скв. 17, 5, 6), заключена между отложениями двух последовательных оледенений. К сожалению, туруханский аллювий, представленный в скв. 1 главным образом хорошо промытыми разнозернистыми песками, содержит чрезвычайно мало пыльцы и спор. Только из глины верхов свиты удалось извлечь небольшое количество пыльцы ели. Это, конечно, свидетельствует о смягчении климата. Но для четкой палинологической характеристики рассматриваемых пород таких данных, конечно, недостаточно. Тем не менее, представляется возможность сопоставить аллювиальные осадки интервала 269,0—226,3 *м* по скв. 1 (см. рис. 9) с генетически однородными отложениями скв. 17 (48,6—25,5 *м*), скв. 6 (91,0—73,8 *м*) и скв. 5 (75,6—65,7 *м*), а валунные суглинки, залегающие в основании скв. 1 (269,0—242,2 *м*), относить к досамаровскому оледенению. В пользу такого вывода свидетельствует и одинаковое положение этих слоев в разрезе досамаровской серии.

В более северных частях Енисейской депрессии сходные разрезы досамаровской толщи известны по скважинам, пробуренным в низовьях р. Бахты, в устье р. Елогуя и на р. Турухане у фактории Фарково. Описание устьелогуйских и фарковской (скв. 9) скважин приводилось нами ранее (Архипов, 1960а, 1960б). На р. Бахте интересующие нас отложения вскрыты в скв. 3. Она пробурена на правом берегу реки, напротив устья р. Сухой Бахты. Скважина заложена у подножья коренного берега, в основании которого обнажаются породы самаровского ледникового комплекса. Подошва его отбивается в разрезе скв. 3 на глубине 108,0 *м*. Ниже следует:

alQ_2tr 108,0—116,0 *м*. Глина светло-серая, алевритистая, тонкослоистая.

» 116,0—134,35 *м*. Песок серый, кварцевый, тонко- и мелкозернистый, вверху с прослоями суглинков, ниже разнозернистый, хорошо промытый, в интервале 119,0—134,35 *м* с галькой и валунами траппов.

» 134,35—135,5 *м*. Галечник, состоящий в массе из крупных валунов и галек трапповых пород, реже песчаников и карбонатов, окатанных сравнительно высоко — II—III кл.

glQ_1 135,5—177,1 *м*. Суглинок темно-серый с коричневым оттенком, песчаный, очень плотный, с большим количеством гравия и угловатой траппповой гальки.

$J\text{-}lmQ_1bl$ 177,1—185,0 *м*. Глина серовато-коричневая, алевритистая, плотная, карбонатная, с полураковистым изломом, с мелкими карбонатно-глинистыми конкрециями (из интервалов 177,1—180,0 *м* и 183.5—185,0 *м*. С глубин 180,0—183,5 *м* керн поднят не был).

» 185,0—188,0 *м*. Галечник с единичными валунами. Преобладает галька класса 5—10 *см*. В петрографическом составе отмечены породы траппповой формации, известняки, песчаники, кварц и кремни. Галечник залегает на палеозойских породах.

Хотя небольшой выход керна и затрудняет интерпретацию разреза, тем не менее слой валунных суглинков на глубине 135,5—139,6 до 177,1 *м* позволяет рассматривать его в качестве древнеледниковых образований. Заключенные между ними и подошвой самаровских отложений осадки в интервале 135,5—108,0 *м* оставляют впечатление закономерно построенной аллювиальной свиты. И, наконец, глины с подстилающими их галечниками (177,1—188,0 *м*) по литологическим признакам и положению в разрезе, очевидно, могут быть сопоставлены с белоярскими глинами скв. 17.

По последним данным бурения, песчано-галечниковые отложения иногда с глинисто-торфянистыми прослоями обнаружены под самаровской мореной в районе станка Ермаково (на левом берегу Енисея, примерно в 150 *км* южнее г. Игарки) в ряде скважин, пройденных вдоль Енисея между г. Игаркой и устьем р. Подкаменной Тунгуски, на Комсинском, Верхне-Имбатском профилях Казачинской экспедиции КГУ (Архипов, Кинк, Лаврентьев, рукопись, 1961). Вероятно, эти осадки следует отнести к туруханской аллювиальной свите. Следовательно, туруханская свита широко распространена в пределах Енисейской депрессии и, по-видимому, соответствует тобольскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы антропогена Западной Сибири (1961 г.).

Стратиграфический объем белоярских слоев и в особенности древнеледниковых образований остается не совсем выясненным. По существу, кроме рассмотренных разрезов, достаточно уверенно древнеледниковые осадки выделяются в скв. 9 на р. Турухане, в скважинах, пробуренных в устье р. Елогуя и выше по реке у фактории Келлог, а также в разрезе Хахалевского яра, на левом берегу Енисея, выше Осиновского порога (рис. 10). По этим данным восстановить палеогеографию древнего оледенения невозможно. Мы воздерживаемся пока как от отождествления его следов с «демьянским» или «ярским» оледенением, так и от присвоения ему географического названия. Белоярская свита сохранилась значительно шире. У южного замыкания Енисейской депрессии ее осадки известны не только в скв. 6, в районе Завального яра. Возможно, они вскрыты в скв. 7. Второе значительное по размерам поле распространения белоярских глин установлено в районе Белого яра и, видимо, восточнее, в бассейне р. Сумарочихи (Архипов, Кинк, Лаврентьев, рукопись, КГУ, 1961). Далее, в более северных частях Енисейской депрессии, они отмечены в низовьях р. Бахты (скв. 3), возможно, в устьелогуйских скважинах и на р. Турухане (скв. 9, Фарково). Вероятно, белоярские слои вскрыты также в ряде скважин, пройденных по Елогуйскому, Туруханскому, Енисейскому (Игарка — Верещагино) профилям, где литологически тождественные породы зафиксированы нами в самой кровле мезозоя.

Важно отметить, что белоярские осадки встречаются сейчас в различных структурно-тектонических зонах: на участках с приподнятыми блоками фундамента и в грабеноподобных опусканиях. Таким образом,

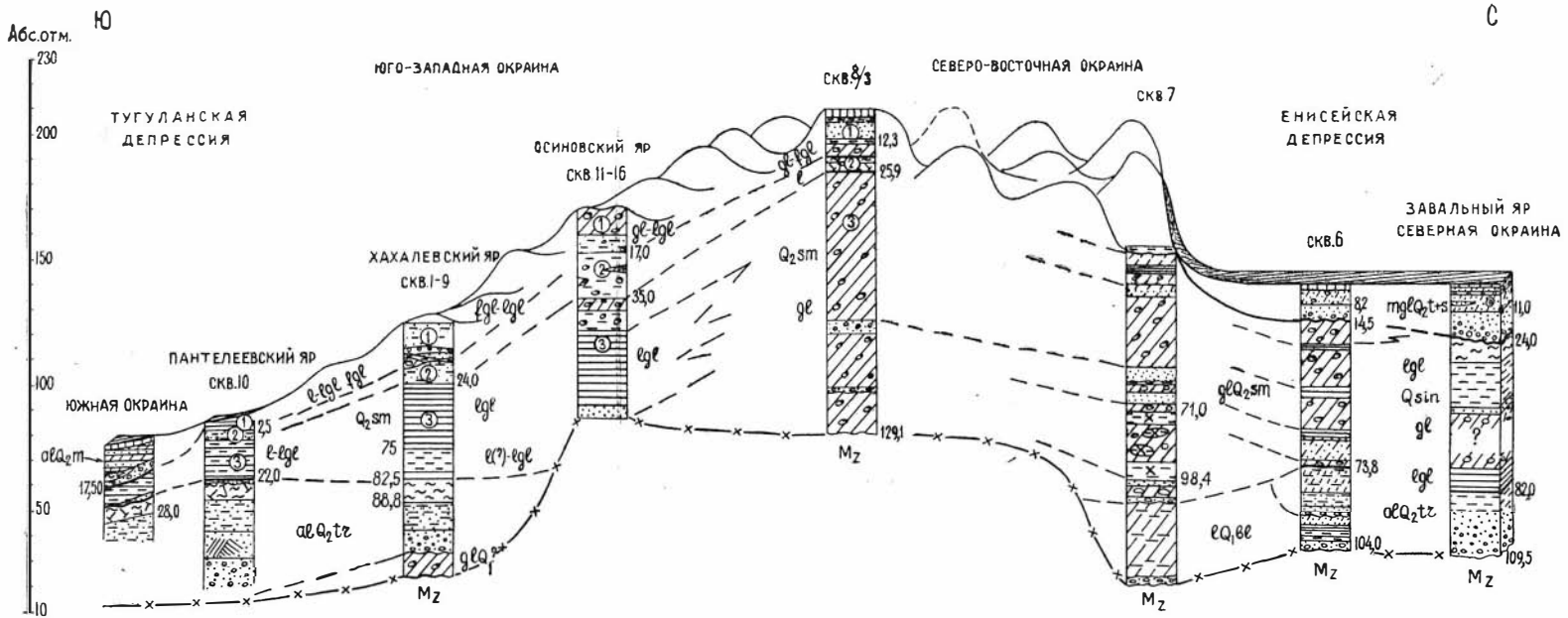


Рис. 10. Схема сопоставления опорных геологических разрезов юго-восточной окраины Келлог-Теульчесской возвышенности.
Условные обозначения см. рис. 2.

белоярские осадки, очевидно, регионально распространены, что может указывать на обширную древнечетвертичную трансгрессию, так как в скв. 9 на р. Турухане рассматриваемые породы лагунно-морского происхождения (Архипов, 1960а).

Вместе с тем литологические и палинологические данные указывают на генетическую близость верхов глинистой белоярской свиты к древнему досамаровскому оледенению. Отсюда возникают сомнения в стратиграфической самостоятельности глинистой толщи, которые подкрепляются тем, что нет палеофаунистических данных, позволяющих уточнить как возраст, так и в особенности нижнюю границу белоярских слоев. Поэтому мы условно сопоставляем эти породы с «доледниковым», а следы древнего оледенения — с «древнеледниковым» горизонтами унифицированной стратиграфической схемы 1961 г.

Итак, уточняя нашу стратиграфическую схему 1957 г. (Архипов, 1957, 1960а), мы подразделяем досамаровскую серию пород антропогена на три самостоятельные стратиграфические единицы: туруханскую свиту, древнеледниковые слои и белоярскую свиту.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШИХ МАТЕРИАЛОВ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОСАМАРОВСКОЙ СЕРИИ АНТРОПОГЕНА СО СХЕМАМИ В. А. ЗУБАКОВА (1957—1958 гг.)

В 1957 г. В. А. Зубаков (рукопись, ВСЕГЕИ) предложил расчленить досамаровские отложения «Осиновского района» на две свиты: «завальноярскую» неоген-нижнечетвертичного возраста и «пантелеевскую». Последнюю, в свою очередь, он подразделяет на две подсвиты: нижнюю древнеледниковую и верхнюю, соответствующую предсамаровскому межледниковью. Сопоставим схему В. А. Зубакова с новейшими данными. Начнем с разреза Белого яра, досамаровская толща которого подробно разобрана выше. В. А. Зубаков, как уже отмечалось, начинает разрез антропогена с галечников, вскрытых на глубине 153,0—150,8 *м* (см. рис. 2). Белоярские слои он относит к мезозою. Залегающие выше осадки туруханской аллювиальной свиты подразделяет на завальноярскую свиту и верхнюю пантелеевскую подсвиту (Зубаков, рукопись, ВСЕГЕИ, 1960).

Сопоставление его разреза с нашим показывает, что В. А. Зубаков отождествляет завальноярскую свиту с базальными галечниками и русловыми песчаными осадками (153,0—146,0 *м*), а к верхам пантелеевской свиты относит старичные и пойменные отложения туруханской аллювиальной свиты (146,0—130,5 *м*). Более того, он утверждает, что перед аккумуляцией суглинистых пород интервала 146,0—130,5 *м* был длительный перерыв (в течение всего «нижнепантелеевского» века). Такое искусственное расчленение генетически единой толщи вызывает возражение прежде всего с точки зрения элементарного литолого-генетического анализа. Кроме того, предположенное В. А. Зубаковым стратиграфическое расчленение находится в совершенно очевидном противоречии с палинологическими материалами. Они совершенно определенно свидетельствуют о преемственности развития растительности в течение всего периода накопления галечниково-песчаных и суглинистых осадков и не дают повода говорить о длительном перерыве в накоплении осадков.

Таким образом, в конкретном разрезе Белоярского яра завальноярская свита и верхняя пантелеевская подсвита В. А. Зубакова целиком соответствуют туруханской аллювиальной свите. Свиты В. А. Зубакова отражают не стратиграфические, а фациальные подразделения.

Обратимся теперь непосредственно к опорным обнажениям В. А. Зубакова. Прежде всего рассмотрим строение Завального яра (рис. 11, 12), расположенного на левом берегу Енисея выше станка Сумароково. В обнажении у триангуляционного пункта 209,2 *м* и была выделена «завальноярская свита». От бровки яра в интервале 0—64,5 *м* (см. рис. 11) залегают отложения самаровской свиты. С этим, по крайней мере, в отношении низов указанного интервала согласен и В. А. Зубаков (рукопись, ВСЕГЕИ, 1960), так как суглинки с галькой и пресноводными моллюсками в интервале примерно 40,2—64,5 *м* он относит к так называемым «ярцевским слоям». Ниже в обнажении вскрывается (по нашей документации 1957 г. с дополнениями по ручным скважинам Казачинской экспедиции) следующий разрез:

alQ₂tr 64,5—74,0 *м* Пески светло-желтые, кварцевые, глинистые, уплотненные, тонкозернистые, в верхней части слоя переслаивающиеся с горизонтально-волнистыми 2—3-сантиметровыми прослоечками иловатой, серой, серовато-фиолетовой супеси. Вся толща в целом обладает весьма тонкой, хорошо выраженной синусоидальной слоистостью типа ряби мелководья. Песчаные слойки с характерными валиками обычно захоронены, законсервированы иловатыми перекрывающими их слоечками, обладающими в свою очередь тончайшей микрослоистостью. На фоне отмеченной тонкой слоистости осадков отчетливо выделяются резкие клиновидно-изогнутые, смятые, перекрученные текстуры, иногда спиралевидно-изогнутые. Мы склонны объяснить их происхождение древнемерзлотными процессами, рассматривая в качестве «котлов кипения» крупных размеров.

» 74,0—76,4 *м*. Глина желтовато-коричневая, песчано-иловатая, комковатая, с тонкими прослоечками песка.

» 76,4—78,0 *м*. Супесь серая, плотная, песчаная, переходящая в суглинок.

» 78,0—79,4 *м*. Песок серый, серовато-желтый, кварцевый, мелкозернистый, слегка ожелезненный, с редким мелким гравием.

» 79,4—80,6 *м*. Глина-ил серовато-синяя, с прослоечками или линзами коричневой жирной глины, со слабым сероводородным запахом, черными гумусовыми (?) прослоечками-потеками.

» 80,6—89,6 *м*. Пески желтовато-серые, тонко-мелкозернистые, слабоглинистые, возможно, с тонкими суглинистыми прослоечками, полосами ожелезненными.

» 89,6—92,2 *м*. Глина пылевато-песчаная, серая, серовато-бурая, плотная, микрогоризонтальнослоистая.

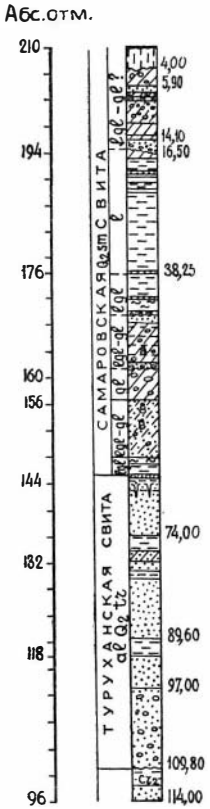
» 92,2—97,0 *м*. Песок серый, кварцевый, мелко-среднезернистый, слоистый, в основании интервала с мелким кварц-кремнистым гравием.

» 97,0—109,8 *м*. Галечник в разнозернистом, гравийном песке, состоящий преимущественно из кварцевой и кремнистой гальки.

В описанном разрезе В. А. Зубаков выделяет две самостоятельные стратиграфические единицы: завальноярскую свиту (89,6—109,8 *м*) и верхнюю пантелеевскую подсвиту (64,5—89,6 *м*), разделенные перерывом в накоплении осадков.

По нашему мнению, этот вывод В. А. Зубакова необоснован. Вся описанная толща пород — это единая аллювиальная свита. В основании ее в интервале 97,0—103,8 *м* залегает мощный базальный горизонт, перекрывающийся столь же характерными русловыми песчаными фациями (97,0—78,0 *м*). У кровли и внутри толщи (92,0—89,6 *м*; 80,6—79,4 *м*; 78,0—74,0 *м*) залегают прослои, видимо, старичного аллювия, на что указывает их иловатый состав, признаки сероводородного брожения и, возможно, присутствие гумуса. Вышележащая пачка тонкослоистых перемежающихся песков и супесей (74,0—64,5 *м*) может считаться, по нашему мнению, достаточно типичными осадками пойменного типа.

Палинологическая характеристика, полученная В. В. Зауер (Зубаков, рукопись, ВСЕГЕИ, 1960), также не дает основания для расчленения этих отложений на две самостоятельные разновозрастные свиты. В 4 образцах из верхов базального горизонта песчано-галечниковых осадков содержатся спектры, по мнению В. В. Зауер, лесного типа. Содержание пыльцы древесных пород колеблется между 27,8 и 71,6%, причем в ее составе преобладает сибирский кедр (60,1—82,8%), встречается ель (5,3—7,3%) и пихта (1,0—2,7%). Относительно высокое содержание спор папоротников, по-видимому, подтверждает вывод о существовании в то время лесов. В песках русловой фации спор и пыльцы содержится очень мало. В группе древесных пород господствует пыльца сибирского кедра, встречается ель. Среди спор отмечены папоротники и плауны.



Несколько полнее охарактеризованы низы пачки пойменного аллювия. Спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу древесных пород — ели (до 31%) и сибирского кедра (до 68%). Примерно такие же спектры получены и в двух образцах из верхов разреза пойменной пачки: ели 36—84,0%, сибирского кедра 16—62,0%, нет пыльцы трав, содержатся единичные споры плаунов. В. В. Зауер расценивает эти спорово-пыльцевые спектры как лесные. Таким образом, как песчано-галечниковые завальноярские, так и суглинистые верхнепантелеевские отложения содержат по существу однотипные спорово-пыльцевые спектры.

Второй разрез Завального яра (рис. 13) расположен в 3,5—3,7 *км* ниже по течению Енисея от только что разобранного обнажения. Он интересен тем, что В. А. Зубаков пытался выделить здесь «туруханские аллювиальные слои», которые залегают, по его мнению, на верхней пантелеевской подсвите и перекрываются ярцевскими слоями. Разрез был составлен В. А. Зубаковым (рукопись, КГУ, 1960) по полевой документации геолога Казачинской экспедиции Х. А. Кинк путем сопоставления нескольких обнажений, разделенных оползнями. В сводной колонке В. А. Зубакова подошва ярцевских слоев, отвечающих озерно-ледниковой фации самаровской ледниковой свиты, отбивается на глубине 51,88 *м* от бровки обнажения. Ниже (51,88—74,33 *м*) показана толща песков с валунами и галькой, с прослоями и линзами суглинков, которые и относит В. А. Зубаков к «туруханским слоям». Их подстилают верхнепантелеевские глины, так называемый «вороговский горизонт».

Рис. 11. Геологический разрез Завального яра в районе триангуляционного пункта 209,2 *м*.
Условные обозначения см. рис. 2.

По нашему мнению, Х. А. Кинк (устное сообщение) вполне справедливо считает песчано-галечниково-суглинистые осадки интервала 51,88—75,53 *м* залегающими в смещенном блоке, в оползне. Описанные осадки были зафиксированы и нами в срывах оползневой террасы (т. н. 1361/*а*, 1361/*б*; см. рис. 13). При этом в основании оползневых блоков местами прослеживаются сильно перемятые глины, оставляющие впечатление

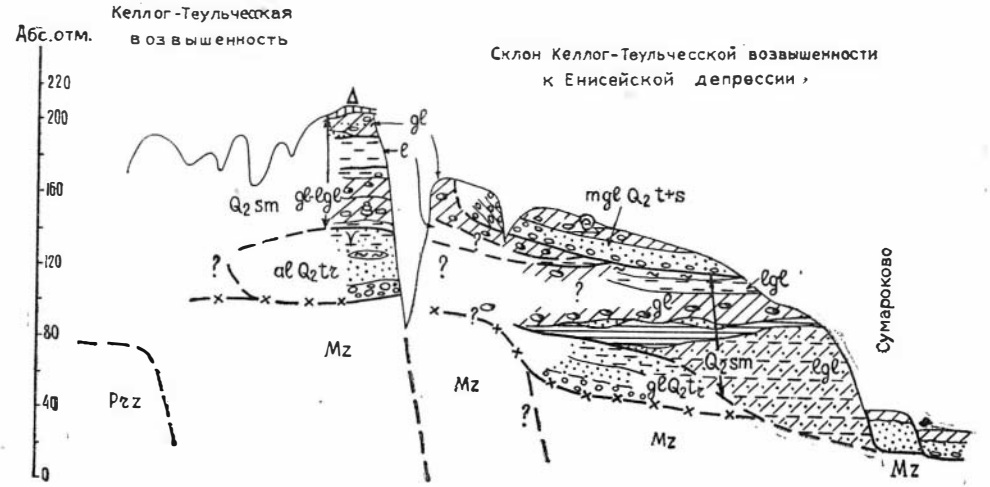


Рис. 12. Схема геологического строения Завального яра.
Условные обозначения см. рис. 2.

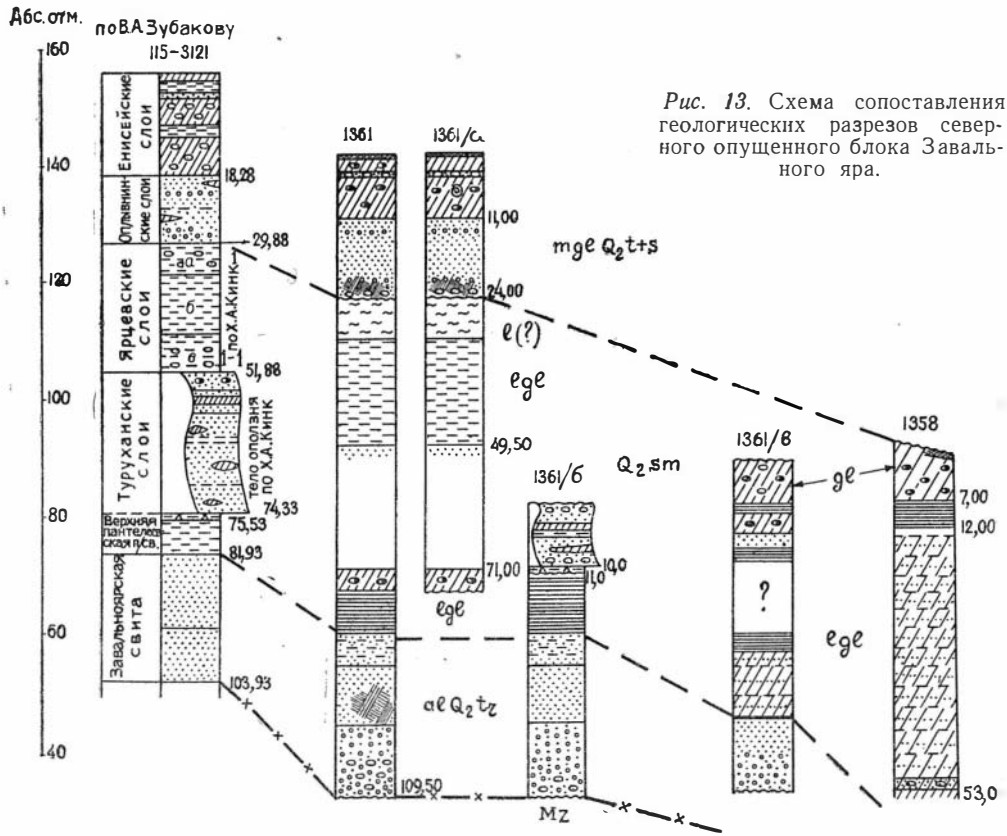


Рис. 13. Схема сопоставления геологических разрезов северного опущенного блока Завального яра.

брекчии скольжения (т. н. 1361/*б*, интервал 10,0—11,0 *м*). Х. А. Кинк также отмечает этот своеобразный прослой глин. В сводной колонке В. А. Зубакова он отмечен в интервале 74,33—75,53 *м*.

Таким образом, к «туруханским слоям» В. А. Зубаков отнес весьма сомнительный интервал своего разреза. По нашим наблюдениям, непосредственно под брекчией скольжения оползневого блока залегают осадки самаровского ледникового комплекса — валунные суглинки (т. н. 1361/*а*) или ленточные глины (т. н. 1361/*б*, интервал 11,0—21,0 *м*). Очевидно, именно эти породы и отнес В. А. Зубаков к верхней пантелеевской подсвите (75,53—81,93 *м* его сводной колонки).

Нам кажется этот вывод В. А. Зубакова сомнительным. Разбираемые осадки по естественным обнажениям хорошо сопоставляются с толщей самаровского ледникового комплекса и, кроме того, содержат сильно обедненные травянисто-березовые (береза карликовая) спорово-пыльцевые спектры, что очень характерно для отложений самаровского ледниковья.

Пантелеевский яр, по названию которого В. А. Зубаков (1957) выделил одноименную свиту, находится на левом берегу Енисея, примерно в 15 *км* выше устья р. Хахалевки. Логично было бы ожидать, что в этом яру В. А. Зубаков предлагает стратотип пантелеевской свиты. Однако это не так. В разрезе яра, неизменно фигурирующего во всех работах В. А. Зубакова (1957, 1958, 1961), ниже ярцевских слоев, сопоставляемых с озерно-ледниковыми осадками самаровского оледенения, он описывает: 1) толщу переслаивающихся супесей и торфянистых глин, которые, по его мнению, относятся к «верхней пантелеевской подсвите», и 2) пачку разнозернистых песков с галечниками в основании, отождествляемых с «завальноярской свитой».

Следовательно, в Пантелеевском, Завальном и Белом ярах нижней пантелеевской подсвиты не имеется, на нижнепантелеевский век приходится длительный перерыв в осадконакоплении.

Между тем именно ее, несуществующую в конкретных геологических разрезах, В. А. Зубаков выделяет в качестве древней «демьянской» морены. В действительности следы древнего оледенения, как было показано ранее, установлены не выше, а стратиграфически ниже завальноярских слоев. В этой связи интересны последние данные бурения на Хахалевском яру, разрез которого в части, касающейся досамаровских отложений, тождествен Пантелеевскому яру, что, между прочим, неоднократно подчеркивалось и В. А. Зубаковым (1957, 1958, 1961 и др.).

Верхняя, хорошо обнаженная часть Хахалевского яра сложена самаровскими отложениями (0,0—52,0 *м* от бровки; см. рис. 9). В основании этой толщи обнажаются ленточные глины, которые В. А. Зубаков именует ярцевскими слоями. Ниже по разрезу он выделяет верхнепантелеевскую подсвиту и завальноярскую свиту (на рис. 9 соответственно 52,0—82,5 и 82,5—92,4 *м*), залегающую, по его мнению, непосредственно на верхнемеловых породах. Тщательное разбуривание Хахалевского яра по двум профилям позволило представить подсамаровский разрез этого обнажения в следующем виде:

l-alQ₂tr 75,0—82,50 м. Переслаивание глин с песком серовато-синим, глинистым, тонкозернистым. Порода обладает отчетливой горизонтальной слоистостью.

alQ₂tr 82,50—88,85 *м*. Супесчано-иловатая порода, прослоями гиттия, грязно-синего, темно-серого цвета, тонкоотмученная, с четкой горизонтальной слоистостью за счет прослоечков мощностью в 2—3 *см* тонкозернистого мучнистого песка, растительного детрита и торфяничков. На глубине 83,0 и 87,50 *м* залегают две линзы торфа мощностью до 8—10 *см*.

alQ_2tr 88,85—91,50 *м*. Пески желтовато-серые, кварцевые, мелкозернистые, сверху (88,85—90,00 *м*) горизонтальнослоистые, в основании — с крупной, диагональной слоистостью.

» 91,50—92,40 *м*. Галечник в разнозернистом песке. Обломочный материал представлен песчаниками, кремнистыми породами, кварцем, изредка диабазами. Окатанность средняя (в массе II—III кл.).

glQ_1 92,40—101,00 *м*. Глина темно-серая, песчанистая, комковатая, с рассеянными по всему слою угловатыми гравием и галькой кремнисто-кварцевого и диабазового состава. В породе встречаются глинянные окатыши, а около подошвы — гнездовидные включения нижележащих белых каолинизированных песков. Глина залегает по резко неровному контакту на мезозойских каолинизированных песках и песчаниках.

По нашему мнению, досамаровская серия отложений в интервале 52,0—92,4 *м* построена, как и полагает В. А. Зубаков, вполне тождественно разрезу Пантелеевского яра (см. рис. 10). Вместе с тем мы считаем, что осадки этого интервала составляют вполне закономерно построенную аллювиальную свиту. В основании свиты залегает русловая группа фаций с базальным горизонтом в основании (92,4—75,0 *м*) и, видимо, прослоями старичного аллювия (81,0—80,0 *м*). Венчается разрез, очевидно, осадками пойменного типа, замещающимися вверх по колонке озерными, озерно-ледниковыми отложениями.

В сводной колонке Хахалевского яра у В. А. Зубакова (1957, 1958, 1961) отсутствуют осадки, вскрытые нами при бурении в интервале 92,4—101,0 *м*. Между тем литологический облик этих глин позволяет высказаться в пользу их древнеледникового происхождения. В таком случае, стратиграфическое положение так называемого «демьянского» оледенения В. А. Зубакова в Пантелеевско-Хахалевских разрезах полностью согласуется с приведенными нами новейшими материалами. Следы древнего оледенения отмечены стратиграфически ниже «завальноярских слоев» В. А. Зубакова[1].

В районе Оплывного яра, расположенного на правом берегу Енисея в 10—15 *км* ниже по течению от устья Подкаменной Тунгуски, досамаровские отложения были вскрыты ручными скважинами экспедиции Гидропроекта. На северо-западном склоне яра была пройдена скв. 20. Она вскрыла, по нашему мнению, нижние слои самаровского ледникового комплекса и отложения туруханской аллювиальной свиты:

$fglQ_2sm$ 0,0—8,5 *м*. Пески кварцевые, желтовато-коричневые, серые, разнозернистые, сверху мелко-, в основании слоя крупнозернистые с мелкой галькой.

alQ_2tr 8,5—26,3 *м*. Суглинки сверху желтовато-серые, песчаные, пылеватые, ниже по разрезу темно-серые, с зеленоватым и синим оттенком, слоистые.

» 26,3—30,35 *м*. Песок серый, тонкозернистый, глинистый, с глубины 27,95 *м* с прослоями глины серовато-зеленой, песчаной, слоистой.

» 30,35—37,7 *м*. Переслаивание песков буровато-серых, кварцевых, слегка слюдистых, глинистых, мелко-разнозернистых, иногда с прослоечками гравия и мелкой галькой и суглинков коричневато-бурых, серых, песчаных, плотных, неясно слоистых, с растительными остатками. В интервале 36,1—33,9 *м* с редкой галькой.

» 37,7—44,3 *м*. Пески серые, кварцевые, разнозернистые, с преобладанием крупнозернистых, с галькой и гравием, с глубины 38,8 *м* со щебенкой известняков и доломитов. Пески залегают на мезозойских породах.

---

[1] Палинологические исследования Т. П. Левиной подтвердили выделение в разрезе Хахалевского яра древнеледниковых слоев (92,40—100,50 *м*). Сб. «Вопросы методики и систематики в палинологических исследованиях», под ред. чл.-корр. В. Н. Сакса. М., Изд-во АН СССР (в печати).

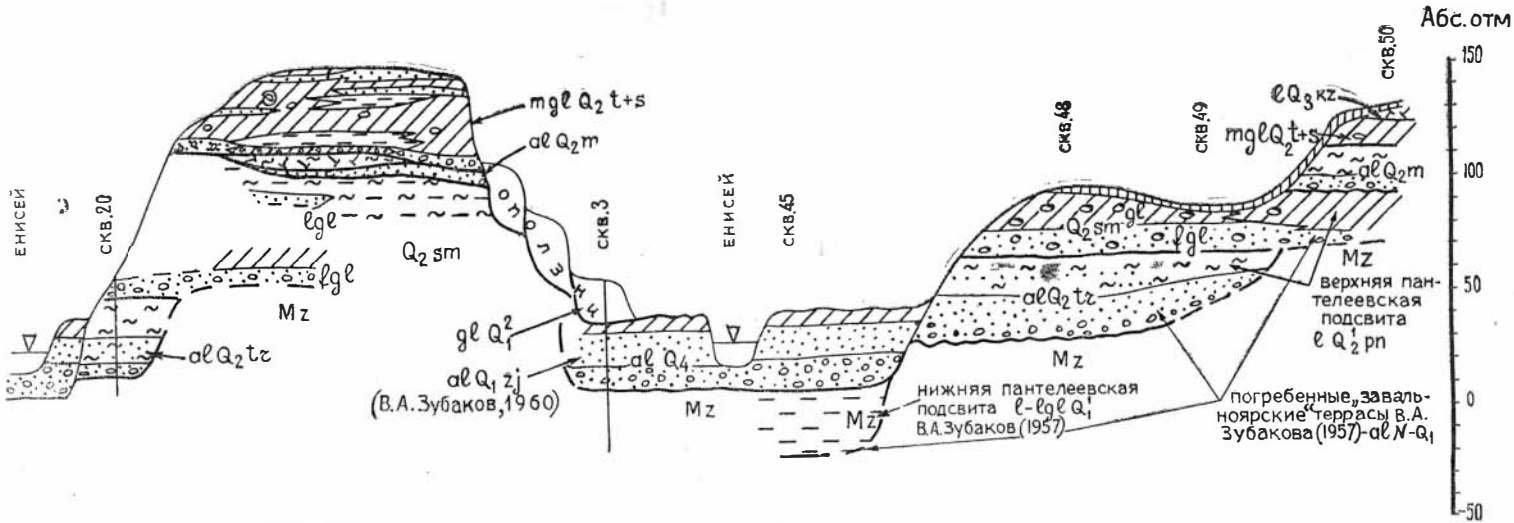


Рис. 14. Схема геологического строения Оплывного яра и схематический геологический профиль по скв. 45, 48, 49 и 50 экспедиции Гидропроекта.

Условные обозначения см. рис. 2.

В. А. Зубаков (рукопись, ВСЕГЕИ, 1957) полагал, что скважина прошла толщу глинистых осадков пантелеевской и песчано-галечниковых отложений завальноярской свиты (рис. 14). По нашему мнению, толща пород интервала 38,8—10,5 *м* построена с присущей аллювиальным свитам последовательностью залегания фаций и тождественна генетически однородным толщам отложений, описанным выше в скв. 17 (48,6—25,5 *м*), скв. 6 (91,0—73,8 *м*), скв. 5 (75,5—65,7 *м*), Завальном, Пантелеевском, Хахалевском ярах и т. д. (см. рис. 2, 4, 6). Галечниково-щебеночный слой в основании аллювиальной свиты (38,8—44,3 *м*) может быть ее базальным горизонтом, образовавшимся за счет перемыва древней морены, как, например, в скв. 17. Пески верхней части разреза скв. 20 (0,0—8,5 *м*), очевидно, относятся к вышележащему самаровскому комплексу. Следовательно, аллювиальная толща пород скв. 20 достаточно надежно сопоставляется с туруханской свитой, описанной во всех только что отмеченных разрезах.

По данным В. В. Зауер (рукопись, Ленфилиал Гидропроекта, 1956), в разрезе скв. 20 выделяются пять спорово-пыльцевых комплексов. Для интервала 37,2—35,2 *м* в спектрах характерно присутствие пыльцы кедра, сосны, ели и березы (22,3—46,6%), а также значительное количество пыльцы трав, полыней, спор папоротников, плаунов и зеленых мхов. На глубине 35,2—29,1 *м* в образцах наблюдается снижение процентного содержания пыльцы древесных пород (ед. зерна — 16,7%), преобладание пыльцы травянистых растений (до 32%), среди которых доминирует семейство лебедовых.

В спектре древесных пород наибольшее количество пыльцевых зерен приходится на ель, затем сосну и березу.

В вышерасположенном интервале 29,1—25,1 *м* примерно сохраняется то же соотношение древесной и травянистой пыльцы, но среди древесных преобладает пыльца березы, меньше ели и сосны. Среди травянистых растений встречаются лебедовые, крестоцветные, полыни и др. Встречаются споры папоротников и мхов. Четвертый спорово-пыльцевой спектр встречен на глубинах 21,55—16,0 *м*. При увеличении древесной части спектра до 60,0% и снижении травянистых до 45—13% снова доминирует пыльца ели, сосны и березы. Среди травянистых отмечаются те же семейства, что и в предыдущем интервале. Наконец, для интервала 12,05—10,50 *м* среди древесных пород начинает преобладать пыльца берез, при возрастающем участии спор папоротников, плаунов и мхов. В. В. Зауер на основании приведенных спорово-пыльцевых спектров лесного типа приходит к выводу о межледниковых условиях, существовавших в период накопления пород в интервале 35,2—10,5 *м*. Она полагает, что низы разреза (глубины 35,2—44,3 *м*) могут относиться к древнему оледенению.

Несколькими километрами восточнее Оплывного яра экспедицией Гидропроекта было пройдено 5 ручных скважин, вскрывших строение правого борта долины Енисея. Их разрезы хорошо увязываются между собой. Поэтому в качестве примера мы приведем описание скв. 48 (см. рис. 14):

$eolQ_3z$ 0,0—1,6 м. Супесь зеленовато-серая, пылеватая, слабослюдистая, с тонкими прослоечками тонкозернистого песка.

glQ_2sm 1,6—2,6 *м*. Песок разнозернистый, зеленовато-коричневый, сильноглинистый, с включением до 20% гравия и гальки.

» 2,6—3,8 *м*. Суглинок коричневато-серый, песчаный, слюдистый, с включением гравия.

» 3,8—5,85 *м*. Песок мелкозернистый, желтовато-коричневый, сильноглинистый, с редким гравием и мелкой галькой.

glQ_2sm	5,85—13,65 *м.*	Суглинок темно-серый, с зеленоватым оттенком, песчаный, с тонкими песчаными прослоечками и линзочками мелкозернистого серого песка, с редкой рассеянной галькой и гравием.
$fglQ_2sm$	13,65—15,65 *м.*	Песок мелкозернистый, темно-серый, с зеленоватым оттенком, сильноглинистый, слабослюдистый, с тонкими прослойками песчаного темно-серого суглинка, с валунами и галькой, а также угловатым гравием.
»	15,65—19,55 *м.*	Песок разнозернистый с преобладанием крупнозернистого, серовато-коричневый, сильноилистый, с большим количеством (до 35%) угловатого гравия и гальки.
»	19,55—30,90 *м.*	Песок мелкозернистый, серовато-коричневый, темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком, сильноглинистый, уплотненный, с рассеянной мелкой галькой и гравием.
alQ_2tr	30,90—33,25 *м.*	Суглинок глинистый, зеленовато-серый, неясно-тонкослоистый.
»	33,25—34,15 *м.*	Глина песчаная, зеленовато-серая, с частыми тонкими прослоечками светло-серого тонкозернистого песка.
»	34,15—36,85 *м.*	Суглинок глинистый, темно-серый, прослойками зеленовато-серый, с частыми 2—3-миллиметровыми прослоечками темно-серой глины и серого тонкозернистого песка.
»	36,85—38,00 *м.*	Суглинок темно-серый, с синеватым оттенком, пылевато-глинистый, слоистый, с темными пятнами — линзами гумуса (органического вещества). В нижней части слоя отмечаются песчаные прослоечки.
»	38,00—39,35 *м.*	Песок зеленовато-серый, сильноглинистый, пылеватый, с тонкими прослоечками суглинка. В основании слоя встречаются единичные гравий и мелкая галька.
»	39,35—40,25 *м.*	Суглинок зеленовато-серый, пылеватый, слоистый, с темными пятнами гумуса (?) (органического вещества).
»	40,25—47,25 *м.*	Суглинок глинистый, зеленовато-серый, с тонкими прослоечками песка. В основании интервала переходит в песчаную тонкослоистую глину.
»	47,25—48,60 *м.*	Песок серый, мелкозернистый, сильноглинистый, пылеватый, с тонкими суглинистыми прослоечками.
»	48,6—51,7 *м.*	Песок серый, мелко-разнозернистый, с преобладанием мелкозернистого, слегка слюдистый, с включениями мелкой гальки и гравия.
»	51,7—66,9 *м.*	Песок серый, с зеленовато-коричневым оттенком, мелкозернистый, слабослюдистый, плохо сортированный, с большим количеством (до 45%) гравия и гальки изверженных пород средней окатанности.
		Пески залегают на мезозойских породах.

Отложения, вскрытые в интервале 0—13,65 *м,* В. А. Зубаков относит к самаровской морене. С этим можно согласиться. Однако, по нашему мнению, осадки с глубины 0—2,6 *м* — покровного образования.

Ниже по разрезу скважины в интервале 13,65—30,90 *м* В. А. Зубаков выделяет «туруханские аллювиальные слои». Между тем, для всей этой 17-метровой толщи осадков не улавливается закономерностей, присущих строению аллювиальной свиты и прежде всего каких-либо признаков дифференциации отложений по группам аллювиальных фаций. Наоборот, перед нами весьма монотонная, однообразная толща песчаных пород. Причем в интервале 13,65—15,65 *м* отмечаются прослои суглинка с галькой, аналогичного вышележащим моренным образованиям. Это свидетельствует о постепенности перехода, о генетической связи валунных суглинков интервала 5,85—13,65 *м* и валунных песков, залегающих ниже (11,65—19,55 *м*).

В пользу этого указывают и сильная глинистость, уплотненность песков, беспорядочно рассеянный в них грубый, угловатый обломочный материал, включая валуны.

На основании изложенных литолого-генетических признаков мы приходим к выводу, что осадки интервала 13,65—30,90 *м* имеют водно-ледниковый генезис. Кстати, заметим, что так называемые «туруханские аллювиальные слои» В. А. Зубакова по скв. 48 и 49, согласно исследованиям

В. В. Зауер, не содержат пыльцы и спор. Вместе с перекрывающими их валунными суглинками эти слои мы относим к самаровскому ледниковому комплексу, так как они представляют собой водно-ледниковую фацию.

Строение предсамаровской толщи пород в разрезе скв. 48 (30,9—66,9 *м*) существенно отличается от «туруханских слоев» В. А. Зубакова. Прежде всего наблюдается четкая, типичная для аллювиальной свиты смена фаций снизу вверх от базального горизонта (51,7—66,9 *м*) к русловым (47,25—51,7 *м*) и затем старично-пойменным (30,90—47,25 *м*) отложениям.

Песчаные русловые осадки содержат спорово-пыльцевые спектры с явным преобладанием пыльцы древесных пород (68,6%), среди которой В. В. Зауер (рукопись, Ленфилиал Гидропроекта, 1956) отмечает одинаковое содержание пыльцы ели и сосны и присутствие пыльцы березы. Суглинистые пойменно-старичные отложения характеризуются спектрами с доминированием в них пыльцы ели, сосны, березы и большим содержанием травянистой растительности (до 55%). Сходные палинологические данные были получены В. В. Зауер и по скв. 49, также вскрывшей однотипную скв. 48 толщу досамаровских пород. Сравнивая палинологические материалы, полученные по скв. 20, 48 и 49, она приходит к выводу о синхронности досамаровских пород этих скважин. Мы отождествляем их с туруханской аллювиальной свитой, а В. А. Зубаков подразделяет на верхнепантелеевскую подсвиту (глины и суглинки) и завальноярскую свиту (пески и галечники).

Особое место в стратиграфических построениях В. А. Зубакова (рукопись, ВСЕГЕИ, 1957) занимает скв. 45. Она пробурена на одном профиле со скв. 48 и 49, но уже в пределах Енисейской долины на поверхности пойменной террасы. По мнению В. А. Зубакова, в этой скважине под толщей голоценового аллювия были вскрыты осадки нижнепантелеевской подсвиты, представленные пачкой глин и суглинков мощностью в 25 *м*. Суглинки темно-серые, иловатые, карбонатные, с прослоечками сероватозеленого, слюдистого песка. Глины темно-серые, с коричневым оттенком, жирные, плотные, карбонатные, с мелкими глинисто-карбонатными стяжениями. Во всей толще изредка встречается мелкая галька и гравий. Эти породы были отнесены геологами экспедиции Гидропроекта (Барсков и др., рукопись, 1958) к верхнемеловому возрасту и, как нам кажется, не без основания. В пяти образцах из одиннадцати (6 практически оказались пустыми), взятых равномерно по всей глинисто-суглинистой толще скв. 45, была обнаружена мезозойская пыльца и споры: *Benettites, Ginkgo, Podocarpus, Osmunda, Cordaites* и др. Кроме того, в тех же 5 образцах были обнаружены: одно пыльцевое зерно пихты, одно — ели, пять — сосны, одиннадцать — березы и два-три зерна пыльцы трав, спор плаунов и мхов. Микрофлористические остатки настолько скудны, что вряд ли сами по себе могут свидетельствовать о возрасте вмещающих пород и вполне возможно, что попали в образцы в результате засорения.

Следует также учесть, что последние данные глубокого бурения у подножья Оплывного яра и в пос. Бор, на левом берегу Енисея, показали, что подошва голоценового аллювия непосредственно контактируют с мезозойскими породами.

Однако допустим вслед за В. А. Зубаковым, что возраст глин и суглинков, вскрытых в скв. 45, действительно нижнепантелеевский. Попытаемся проследить, каким образом сопоставляет он эти породы с досамаровскими отложениями, обнаруженными в скв. 48 и 49, наконец, выяснить, на каком основании он приписывает им «нижнепантелеевский» возраст. Эти скважины вскрывают геологическое строение различных геоморфологических элементов современного рельефа — коренного берега

и днища долины Енисея (см. рис. 14). Кровля мезозойских пород приподнята в пределах коренного берега по сравнению с днищем современной долины от 47 до 60 *м*. Глины-суглинки скв. 45, если только они действительно антропогеновые, вложены в глубокую эрозионную ложбину. Формированию их должно было неизбежно предшествовать врезание.

Совершенно очевидно, что в этих условиях непосредственное сопоставление глинистых пород скв. 45 с отложениями, вскрытыми в скв. 48, 49, просто-напросто невозможно. Неслучайно поэтому В. А. Зубаков вынужден был прибегнуть к гипотезе, сущность которой иллюстрируется на его «Схеме строения четвертичных отложений района с. Подкаменной Тунгуски» (Зубаков, рукопись, 1957)[1].

Согласно его предположению, древняя эрозионная ложбина, вскрытая скв. 45, является днищем древней погребенной «завальноярской» долины Енисея. В ее пределах он выделяет три погребенные террасы, вскрытые, по его мнению, скв. 45 (самая низкая терраса), скв. 48 (вторая «надпойменная») и скв. 50 (третья «надпойменная»). Эта глубоко врезанная и прекрасно разработанная «завальноярская» долина, по мысли В. А. Зубакова, постепенно заполнялась осадками в течение всего длительного «пантелеевского» отрезка времени.

Он полагает, что в первой половине пантелеевского века аккумуляция происходила только в наиболее пониженных частях «завальноярской» долины. Здесь отлагались озерно-ледниковые и даже моренные осадки, связанные с древним оледенением (Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись, КГУ, 1960). Высокие завальноярские террасы (вторая и третья) в это время подвергались денудации. Во второй половине пантелеевского века (предсамаровское межледниковье) уровень аккумуляции настолько поднялся, что, наконец, перекрыл высокие завальноярские террасы (см. рис. 2, 10, 12 и 14). Верхнепантелеевские озерные осадки легли со стратиграфическим несогласием (после перерыва в накоплении осадков в течение всего древнеледниковья) непосредственно на завальноярские отложения «высоких террас» (скв. 48 и 49).

Опираясь на эту гипотезу, В. А. Зубаков соединяет в единую пантелеевскую свиту разные по генезису, залегающие в различных геолого-геоморфологических условиях разновозрастные отложения. Действительно, к верхней пантелеевской подсвите он отнес озерно-ледниковые самаровские (скв. 50) и старично-пойменные туруханские (скв. 48, 49) осадки, а к нижней (скв. 45) — по-видимому, доантропогеновые, мезозойские породы. Более того, в одной из своих работ (Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись, 1960) В. А. Зубаков за древнюю морену (нижнюю пантелеевскую подсвиту) принял оползневой блок (см. рис. 14, скв. 3), надвинутый на сегмент пойменной террасы. В результате подстилающий оползшие породы голоценовый аллювий он отнес к завальноярской свите.

Все материалы делают, на наш взгляд, гипотезу В. А. Зубакова, разобранную выше, весьма сомнительной. Ее опровергает вся совокупность как новейших, так и уже известных из его собственных работ фактических данных. Строение Оплывного яра и правого борта долины Енисея в районе Подкаменной Тунгуски значительно проще (см. рис. 14) и, по нашему мнению, очень сходно со схемой, предложенной геологами экспедиции Гидропроекта (Барсков и др., рукопись, 1958).

Итак, мы приходим к выводам.

1. Выделение пантелеевской свиты с двумя подсвитами не подтверждается фактическими данными. Породы нижней пантелеевской подсвиты

---

[1] Схема опубликована в книге В. В. Воскресенского «Геоморфология Сибири». Изд. МГУ, 1962.

(древнеледниковые осадки — скв. 45), учитывая последние данные бурения и результаты палинологических анализов, очевидно, мезозойские. Верхняя пантелеевская подсвита генетически связана с подстилающими ее осадками завальноярской свиты единством происхождения. Они — лишь фации выделяемой нами туруханской аллювиальной свиты.

2. Следы древнего оледенения устанавливаются под завальноярской свитой В. А. Зубакова, т. е. подстилают туруханскую аллювиальную свиту.

САМАРОВСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ СЕРИЯ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ САМАРОВСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ СЕРИИ

Под самаровской серией мы понимаем отложения, связанные своим происхождением с максимальным оледенением Западно-Сибирской низменности.

Общепринято считать, что самаровские ледники после своей деградации оставили толщу валунных суглинков и ленточных глин. Типичный разрез обычно описывается в Бахтинском яру (см. рис. 6), где сверху вниз выделяются отложения санчуговско-тазовского, мессовского, самаровского и туруханского возраста (Архипов, 1960). Правильность этих стратиграфических подразделений подтверждают найденные морские моллюски *Macoma baltica* (L.), *Saxicava arctica* (L.) в отложениях, отождествляемых с санчуговско-тазовской свитой, и обломок берцовой кости *Alces latifrons* Dawk.— в осадках туруханского аллювия,

В результате буровых работ Казачинской экспедиции выяснилось, что строение самаровского ледникового комплекса намного сложнее, чем предполагалось до сих пор. В этом нетрудно убедиться, рассмотрев разрезы нескольких скважин, пробуренных по соседству с Бахтинским яром. Так, в скв. 5 под голоценовым аллювием вскрыты:

$lglQ_2^{vr}sm$	21,9—23,0 *м.*	Супесь грубая (песок), глинистая, с частыми прослоями темно-серых опесчаненных глин и светло-серых тонкозернистых песков.
»	23,0—23,5 *м.*	Суглинок серый, глинистый, с тонкой горизонтальной слоистостью из-за прослоечков светло-серого тонкозернистого песка.
»	23,5—24,0 *м.*	Песок серый, тонкозернистый, глинистый, с тонкими прослоечками серого суглинка.
»	24,0—27,2 *м.*	Глина темно-серая, с глубины 24,8 *м* с коричневым оттенком, песчанистая, с тонкими горизонтальными прослоечками слюдистого песка.
»	27,2—27,8 *м.*	Глина буровато-серая, плотная, с частыми 2—3-сантиметровыми лентами черной, блестящей глины.
$glQ_2^{vr}sm$	27,8—32,1 *м.*	Суглинок серый, прослоями с синеватым оттенком, плотный, со значительным количеством обломочного материала: угловатого гравия и гальки, диаметром до 10 *см*, главным образом диабазов и доломитов; в интервале 28,3—30,0 *м* обнаружена галька боксита.
$lQ_2^{bg}sm$	32,1—36,5 *м.*	Переслаивание глин серовато-коричневых, жирных, с тонкими прослоечками зеленовато-серого песка и песков серых, сильноглинистых, тонкозернистых уплотненных.

lQ_2^{bg} *sm* 36,5—43,9 *м*. Песок темно-серый, с коричневым оттенком, мелкозернистый, кварцевый, хорошо промытый, прослоями глинистый, в интервале 41,5—41,8 *м* прослой темно-коричневых, жирных, плотных глин.

glQ_2sm 43,9—45,3 *м*. Глина коричневато-серая, серовато-синяя, жирная, сильно перемятая, брекчированная, с линзами валунных суглинков.

» 45,3—46,3 *м*. Суглинок темно-серый, плотный, оскольчато-комковатый, грубый, песчаный, с гравием, галькой и единичными валунами диабазов, кварца и кремнистых песчаников.

» 46,3—47,8 *м*. Глина пестроцветная, «мраморовидная», голубовато-серая, разводами оранжевая, кирпично-красная, фиолетовая, темно-серая. Порода сильно брекчирована.

» 47,8—49,5 *м*. Песок серовато-синий, сильноглинистый, уплотненный.

» 49,5—62,5 *м*. Супесь серая, грубая, песчаная, с очень большим содержанием угловатого гравия, гальки и валунов, в массе низкоокатанных (I—II кл.), состоящих из пород трапповой формации, кремнисто-кварцевых пород, песчаников и известняков. Среди валунов преобладают траппы и песчаники, реже черные известняки.

$lglQ_2sm$ 62,5—63,7 *м*. Глина ленточная, состоящая из чередования 5—10-миллиметровых лент темно-серой, черной, блестящей, жирной глины и прослойков серовато-бурого супесчаного материала мощностью в 2—3 *см*. Глина подстилается туруханским аллювием.

В этом разрезе самаровский комплекс сложен донно-моренными и озерно-ледниковыми осадками. Причем в интервале 43,9—45,3 *м* и 46,3—47,8 *м* среди морены залегают отторженцы пород мелового возраста. Кроме того, в отличие от обнажения Бахтинского яра, внутри моренной толщи отмечается пачка пород, вероятно, озерного типа (32,1—43,9 *м*).

Восточнее Бахтинского яра была пройдена скв. 3. Она заложена у подножья правого коренного берега р. Бахты, составляющего в геолого-геоморфологическом отношении единое целое с упомянутым яром. Ниже осадков пойменной террасы в ее разрезе вскрываются:

glQ_2^{vr} *sm* 11,2—14,8 *м*. Суглинок глинистый, серый, плотный, с гравием, галькой и мелкими валунчиками диабазов.

$lgl\text{-}glQ_2^{vr}sm$ 14,8—15,8 *м*. Глина ленточная, состоящая из чередования ленты черной, жирной, блестящей глины и светло-серого суглинка.

» 15,8—31,0 *м*. Супесь серая, песчаная, грубая, оскольчато-комковатая, с большим количеством угловатого гравия и мелкой гальки диабазов, доломитов, песчаников, реже кварца и кремнистых пород.

» **31,0—35,0 *м*.** Глина ленточная, аналогичная интервалу 14,8—15,8 *м*.

» 35,0—36,0 *м*. Суглинок серый, песчаный, комковатый, с галькой и гравием диабазов.

lQ_2^{bg} *sm* 36.0—40,5 *м*. Глина тонкослоистая, жирная, с тонкими прослоечками супеси и песков.

» 40,5—58,0 *м*. Песок серый, разнозернистый, глинистый, с галькой и гравием траппов в основании слоя.

glQ_2sm 58,0—69,0 *м*. Супесь серая, грубая, песчаная, сильно обогащенная обломочным материалом, аналогичная породе, вскрытой в интервале 15,8—31,0 *м*.

» 69,0—108,7 *м*. Валуны и крупная галька диабазов, сцементированные серым суглинистым материалом. Ниже залегают осадки досамаровской серии.

Литологический облик описанных пород не вызывает сомнения в их связи с ледниковой аккумуляцией: общая грубость осадков, обилие беспорядочно рассеянного грубого материала, ленточные глины и т. п. Однако в толще ледниковых образований (36,0—58,0 *м*) выделяются осадки, очевидно, озерного типа.

Третий сходный разрез установлен в скв. 12, пробуренной северо-восточнее Бахтинского яра, в верховьях р. Верхний Имбак. Скв. 12 за-

дана на поверхности аккумулятивной равнины, сложенной санчуговско-тазовскими отложениями, которые и вскрыты в верхней части ее колонки. Под прослоем базальных галечников свиты упомянутых пород залегают:

$lglQ_2^{vr}sm$ 45,8—49,0 *м.* Глина ленточная, состоящая из ритмичного чередования черных лент жирной, блестящей глины и 3—5-сантиметровых прослоев серовато-бурого суглинка.

glQ_2^{vr} *sm* 49,0—66,0 *м.* Супеси грязно-бурого, буровато-серого цвета, сильно песчанистые, грубые, с массой рассеянного гравия, разноокатанных гальки и валунов до 30 *см* в диаметре, представленных траппами, песчаниками, доломитами, кремнями и кварцем.

$lQ_2^{bg}sm$ 66,0—81,7 *м.* Пески серые, в верхней части интервала тонко-мелкозернистые, кварцевые, с тонкими супесчаными прослоечками, горизонтальнослоистые. В основании слоя пески становятся разнозернистыми, с галькой и гравием.

glQ_2sm 81,7—93,0 *м.* Суглинки буровато-серые, сильновалунистые, аналогичные интервалу 49,0—66,0 *м.* Залегают на мезозойских породах.

При сравнении геологических разрезов скв. 3, 5, 12 и Бахтинского яра наглядно виден сложный характер строения самаровской серии. Генетическая сущность ее отложений не может быть сведена только к выделению самаровской, или, как мы предлагали ранее (Архипов, Лаврушин, 1957), а теперь и В. А. Зубаков (рукопись, 1960), бахтинской, морены.

В действительности самаровский ледниковый комплекс представляет собой закономерно построенную совокупность донно-моренных, озерно-ледниковых, флювиогляциальных и приледниковых озерных образований. При этом устанавливается достаточно четкая последовательность формирования этих фаций. Начальным и заключительным этапом осадкообразования максимального оледенения в целом свойственны приледниковые, озерные фации, представленные ленточными

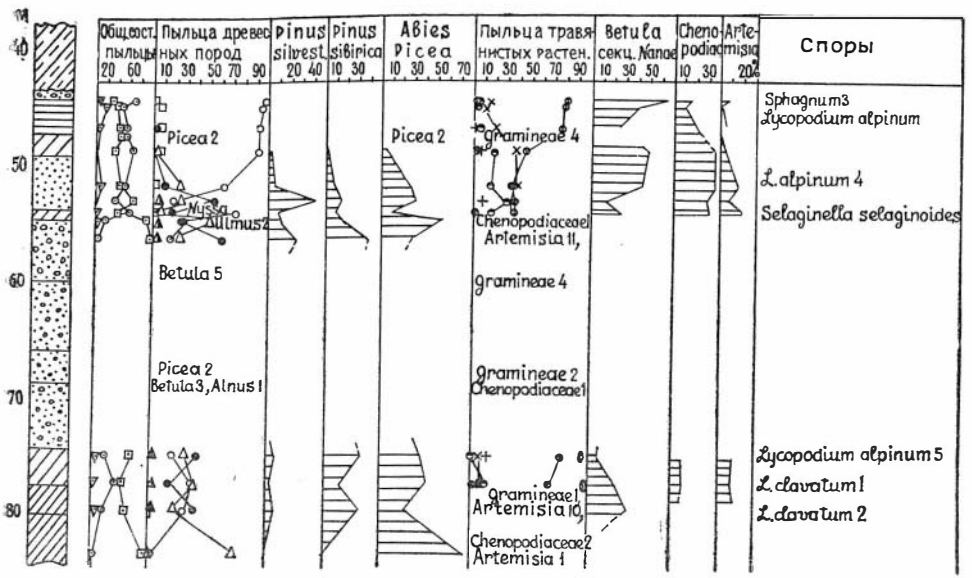


Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма белогорских озерных слоев по скв. *1* — Варламовской.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

глинами, реже ритмично-слоистыми суглинками и песками. Собственно ледниковый этап протекал достаточно сложно. Уже по разрезам скв. 3, 5 и 12 выявляются, по-видимому, крупные осцилляции ледникового покрова. Они фиксируются двумя пачками моренных отложений, разделенных осадками озерного типа. Происхождение этих озерных отложений удалось достаточно отчетливо установить в разрезе самаровской свиты, обнаруженной по скв. 1 — Варламовской (рис. 15). Под толщей аллювия пойменной террасы в скв. 1 вскрываются:

gIQ_2^{vr} *sm* 37,9—43,9 *м*. Суглинок серый, плотный, комковатый, с галькой диаметром до 10 *см* и сравнительно хорошо (II кл. в массе) окатанным крупным гравием диабазов, реже кварца и кремнистых пород.

$lgIQ_2^{vr}$ *sm* 43,9—44,3 *м*. Галечник, состоящий в основном из разноокатанных галек диаметром 3—5 *см*. Обломочный материал представлен траппами, доломитами, песчаниками, кварцем и кварцитом. Заполнитель — разнозернистый, гравийный песок.

IQ_2^{lg} *sm* 44,3—45,5 *м*. Глина ленточная, состоящая из чередующихся лент темно-серой, жирной глины толщиной до 5 *мм* и песка серого, тонкозернистого, с обилием листочков мусковита. На глубине 45,5 *м* найдены растительные остатки.

» 45,5—49,3 *м*. Суглинок грязновато-серый, глинистый, вверх по разрезу переходящий в слоистые глины. В породе встречаются редкие мелкие гальки и гравий траппов.

» 49,3—56,8 *м*. Песок серый, кварцевый, тонкозернистый, глинистый, тонкогоризонтальнослоистый, на глубине 54,0—54,8 *м* с прослоем слоистого серого суглинка.

» 56,8—68,8 *м*. Песок серый, кварцевый, разнозернистый, от мелко- до крупнозернистого, с общим погрубением к основанию интервала, где содержит до 45% гравия и мелкой гальки траппов, кварца, кремней. В отдельных прослоях встречаются валуны траппов диаметром до 100—200 *мм*.

» 68,8—74,5 *м*. Песчано-галечниковый прослой, состоящий из разнозернистого песка с галькой диаметром до 5—10 *см*, окатанных в массе до III кл. и состоящих из кислых эффузивных, трапповых пород, кремней и кварца.

» 74,5—78,0 *м*. Суглинок темно-серый, глинистый, пылеватый, комковатый, неяснослоистый.

» 78,0—85,0 *м*. Суглинок темно-серый, вниз по разрезу опесчанивающийся с невыдержанными прослоями темно-бурой глины. С глубины 80 *м* встречаются беспорядочно рассеянные гравий и мелкая галька траппов, песчаников, кварца и кремней.

gIQ_2 *sm* 85,0—222,0 *м*. Мощная толща валунных суглинков. Суглинки темно-серые, грубые, известковистые, местами слоистые из-за прослоев глины и супесчаного обогащенного мусковитом материала, а также послойного обогащения крупной галькой и валунами. В глинистых прослоях наблюдаются зеркала скольжения, нарушения первичной горизонтальной слоистости. Обломочный материал беспорядочно разбросан по всему интервалу и состоит из гравия (50—60%), гальки (20—30%) и валунов (10—20%). Окатанность — I—II кл. Петрографический состав кластического материала преимущественно трапповый (до 90%), реже встречаются доломиты, песчаники, алевролиты, кислые изверженные породы, кварц и кремни. На глубине 105,0—106,0 *м* отмечается прослой тонкозернистого глинистого уплотненного песка с галькой диабазов, кварца, кварцитов диаметром до 10—30 *см*. Наиболее мощные (0,2—1,0 *м*) глинистые прослои обнаружены в интервалах 85,0—90,0 *м*, 90,0—95,5 *м*, 96,6—105,0 *м*, 116,0—116,3 *м*, 118,0—118,5 *м* и т. д. На глубине 119,5—130,1 *м* прослеживается пачка переслаивающихся грубых песчаных суглинков с гравием и слоистых песчаных глин. К подошве всей толщи суглинки заметно грубеют. Исчезают глинистые прослои, увеличивается содержание обломочного материала.

lglQ₂sm 222,0—226,0 *м*. Глина ленточная; наблюдается чередование лент черной, блестящей, жирной глины толщиной до 1—2 *см* и буровато-серого суглинистого материала. По всему слою разбросана мелкая редкая галька траппов и кварца. Вниз по разрезу (226,0—237,4 *м*) описанные породы замещаются пойменно-старичными осадками туруханского аллювия.

Таким образом, разрез самаровской свиты в скв. 1 — Варламовской, тождественен разрезам скв. 3, 5 и 12. Толща собственно ледниковых осадков четко подразделяется на две резко несоизмеримые пачки: нижнюю (85,0—220,0 *м*) и верхнюю (37,9—43,9 *м*).

Как верхняя, так и нижняя пачки сложены валунными суглинками и содержат в одинаковой степени скудные и сходные спорово-пыльцевые спектры, которые во всех 60 просмотренных образцах состоят из единичных зерен пыльцы кустарничков (карликовая березка) и травянистых растений, полыней, лебедовых и единичных спор арктических плаунов. Все это с несомненностью свидетельствует об их ледниковом происхождении.

Валунно-суглинистые моренные пачки разделяются почти 42-метровой толщей осадков (см. рис. 9, 15). Разрез распадается на три слоя. Нижний (в интервале 85,0—74,5 *м*) сложен суглинками, визуально почти неотличающимися от подстилающих валунных суглинков. Лишь у кровли они становятся глинистыми и не содержат грубого обломочного материала. В спорово-пыльцевом комплексе, извлеченном из них, преобладает пыльца древесных пород, из которых пыльцы ели (в самом нижнем образце) особенно много. На втором месте стоит пыльца лиственницы. Вверх по разрезу количество пыльцы ели заметно убывает, и она уже встречается почти в равном количестве с пыльцой сибирского кедра и березы. Среди пыльцы травянистых растений, как обычно, преобладает пыльца разнотравья при незначительном количестве лебедовых. Встречаются споры плаунов и плаунка как лесных местообитаний (*Lycopodium selago* L., *L. clavatum* L., *Selaginella selaginoides* (L.) Link), так и арктических видов *Lycopodium alpinum* L.

Средний слой (74,5—49,3 *м*) представлен в нижней части разреза галечниковыми, грубо-песчаными отложениями, среди которых отмечаются валуны траппов. Возможно, что галечники и валуны (68,8—74,5 *м*) залегают с некоторым размывом на подстилающих суглинках. Пыльцы и спор эти породы не содержат.

Выше по слою (68,8—49,3 *м*) наблюдается постепенное замещение грубообломочных осадков более тонкими. В них появляются пыльца и споры.

Верхний слой (49,3—44,3 *м*) сложен слоистыми суглинистыми породами с растительным детритом и только в самых верхах — ленточными глинами. Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий осадки верхней части среднего слоя (56,8—44,3 *м*), сходен с таковым для нижнего слоя межвалунной пачки пород. В спектрах сначала преобладает пыльца древесных пород (тонкозернистые пески и суглинки с растительными остатками), а затем пыльца травянистых растений (до 68% в ленточных глинах). Не остается постоянным и видовой состав пыльцы древесных пород. Сначала отмечается много пыльцы ели и сибирского кедра, затем, с уменьшением пыльцы древесных растений, постепенно устанавливается абсолютное господство березы (см. рис. 15). Из пыльцы травянистых растений почти поровну обнаружена пыльца растений разнотравного комплекса и лебедовых.

В верхней части диаграммы пыльца лебедовых заметно убывает, уступая первое место пыльце разнотравья. В нижней части верхнего

слоя отмечены споры плаунка *Selaginella selaginoides* (L.) Link., выше по разрезу — споры арктического плауна *Lycopodium alpinum* L.

Таким образом, лесные спорово-пыльцевые спектры нижнего слоя (85,0—74,5 *м*) продолжаются в верхах среднего и нижней части верхнего слоя. Верхи последнего, сложенные ленточными глинами, характеризуются открытыми или слабооблесенными ландшафтами, с травяным покровом лугового типа. Большое сходство нижнего спорово-пыльцевого комплекса с низами верхнего, возможно, указывает на то, что отсутствие пыльцы в промежуточном интервале 56,8—74,5 *м* объясняется грубым составом пород, а не резкой сменой климатических условий.

Если это так, то не будет большой ошибки, если оба комплекса, как отвечающие сходным климатическим условиям, объединить в один. Лишь осадки самой верхней части разреза фиксировались в условиях похолодания, выразившихся в сокращении облесенности местности и выпадении ели из состава достаточно разреженной лесной растительности. Дальнейшее ухудшение климатических условий устанавливается по спорово-пыльцевым данным для времени накопления валунных суглинков, перекрывающих ленточные глины (верхняя валунная пачка, интервал 37,9—43,9 *м*). Лесная растительность, очевидно, полностью сменилась открытыми тундровыми ландшафтами. Попутно отметим, что кровля ленточных глин, видимо, сильно размыта, так как перекрывается слоем галечников (43,9—44,3 *м*).

Возможен и другой вариант интерпретации. Пачка песков и галечников (56,8—74,5 *м*) может быть результатом осцилляции ледника. Это предположение кажется логичным, так как появление прослоя грубого обломочного материала среди тонкоотмученных озерного типа осадков можно связывать с ледниковой аккумуляцией. В первом варианте фиксируется одна, во втором — две осцилляции ледникового покрова.

Вдоль южного замыкания Енисейской депрессии самаровский ледниковый комплекс сложен почти целиком озерными фациями: ленточными глинами, ритмично-слоистыми суглинисто-супесчаными осадками. Валунно-суглинистые отложения основной морены, заключенные в толщу этих пород, встречаются в виде крупных линз и прослоев в средней части разреза. Наиболее интересные результаты были получены при изучении озерно-ледниковой толщи в Белом яру (рис. 16), где они подстилают отложения санчуговско-тазовской свиты. Кровля самаровской толщи фиксируется на глубине 39,0 *м* ниже бровки яра. Далее вниз по разрезу следуют:

lglQ₂sm	39,0—53,5 *м*.	Глина темно-серая, во влажном состоянии с синеватым оттенком, песчаная, в отдельных прослоях слегка иловатая, слоистая из-за тонких (2—3 *см*) прослоечков черно-бурой, жирной, блестящей глины. В интервале 48,5—49,5 *м* отмечается прослой песчаного буровато-серого, комковатого суглинка.
»	53,5—58,0 *м*.	Песок грязно-серый, сильноглинистый, тонкозернистый, слегка слюдистый, с косой слоистостью, обусловленной тонкими (2—3 *мм*) прослоечками мелкозернистого песка, обогащенного слюдой.
»	58,0—61,0 *м*.	Супесь желтовато-серая, с 3—5-сантиметровыми прослоями мелкозернистого глинистого песка.
»	61,0—73,5 *м*.	Глина темно-синяя, в высохшем состоянии серовато-бурая, плотная, алевритистая, тонко-горизонтальнослоистая за счет прослоечков (2—3 *мм*) супесчаного материала.
»	73,5—83,5 *м*.	Суглинок серовато-синий, темно-серый, песчаный, с ленточными прослоями темно-серых алевритистых глин.
lgl-glQ₂sm	83,5—85,0 *м*.	Глина желтовато-серая, плотная, алевритисто-песчаная, содержит грубый обломочный материал: мелкую гальку и гравий.

lgl-glQ₂sm 85,0—86,5 *м*. Супесь желтая, желтовато-бурая, песчаная, грубая, пятнами ожелезненная, с линзами мелкозернистого глинистого песка.

» 86,5—89,0 *м*. Суглинок желтовато-серый, песчаный, грубый, ожелезненный, с линзами разнозернистого песка.

lglQ₂sm 89,0—94,0 *м*. Песок-супесь желтый, глинистый, ожелезненный, плохо отсортированный.

» 94,0—104,5 *м*. Суглинок желтовато-серый, в основании слоя с синеватым оттенком, плотный, с ленточными прослоями темных, темно-синих, блестящих глин.

» 104,5—105,5 *м*. Песок темно-серый, глинистый.

» 105,5—101,5 *м*. Супесь темно-серая, песчаная, грубая, с прослоями суглинков мощностью до 20 *см*.

» 111,5—116,0 *м*. Глина серая, алевритистая, плотная, неслоистая, при высыхании оскольчато-комковатая.

» 116,0—119,0 *м*. Песок темно-синий, слабоглинистый, среднезернистый.

» 119,0—124,5 *м*. Глина темно-серая, с синеватым оттенком, иловато-песчаная, с частыми прослоями коричневато-желтой глины. Вниз по разрезу постепенно переходит в суглинки.

» 124,5—128,0 *м*. Суглинок темно-серый, с зеленоватым оттенком, тонко-горизонтальнослоистый за счет прослоечков глины и пылеватого песка. В породе встречаются мелкие глинисто-известковые стяжения.

» 128,0—138,5 *м*. Песок темно-серый, серовато-синий, тонкозернистый, глинисто-пылеватый, слоистый, с известковистыми включениями, залегает на отложениях туруханской свиты.

Как следует из описания разреза, огромная 90-метровая толща озерно-ледниковых осадков построена удивительно ритмично. Эта ритмичность прослеживается, начиная от горизонтального переслаивания слойков и крупных слоев отложений различного механического состава до неоднократного чередования одинаково построенных пачек, разделенных, возможно, местными размывами. Намечается до 6 пачек соответственно в интервалах 130,5—119,0 *м*; 119,0—105,5 *м*; 105,5—94,0 *м*; 94,0—86,5 *м*; 86,5—58,0 *м*; 58,0—39,0 *м*. Каждая из них начинается прослоем песка, перекрывающего с некоторым размывом кровлю предыдущего ритма (см. рис. 2). Построены они совершенно тождественно, только четвертая пачка снизу (94,0—86,5 *м*) представлена грубым суглинком с гравием, очевидно, осадками, близкими к основной морене.

Отмеченная ритмичность прослеживается и по кривой спорово-пыльцевой диаграммы (см. рис. 16), хотя и в более сглаженной форме. Самая нижняя пачка озерно-ледниковых осадков (130,5—119,0 *м*), непосредственно перекрывающая туруханские межледниковые слои, накапливалась в ландшафтных условиях лесотундры или березового редколесья, с травянистым покровом, при участии лебедовых, полыни и арктических плаунов.

Таким образом, наметившееся похолодание в верхах туруханской свиты продолжалось и углублялось, соответствуя, несомненно, условиям развивающегося оледенения.

Вышележащая пачка (119,0—105,5 *м*) песков, суглинков и глин литологически построена тождественно, но извлеченные из нее спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о некотором смягчении холодного климата. Пыльца древесных пород начинает доминировать, и в составе березового редколесья появляется ель (до 42% от всей пыльцы древесных пород) с примесью сосны и сибирского кедра. В травянистом спектре убывает содержание лебедовых, а среди спор наряду с арктическими видами плаунов появляются лесные и *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

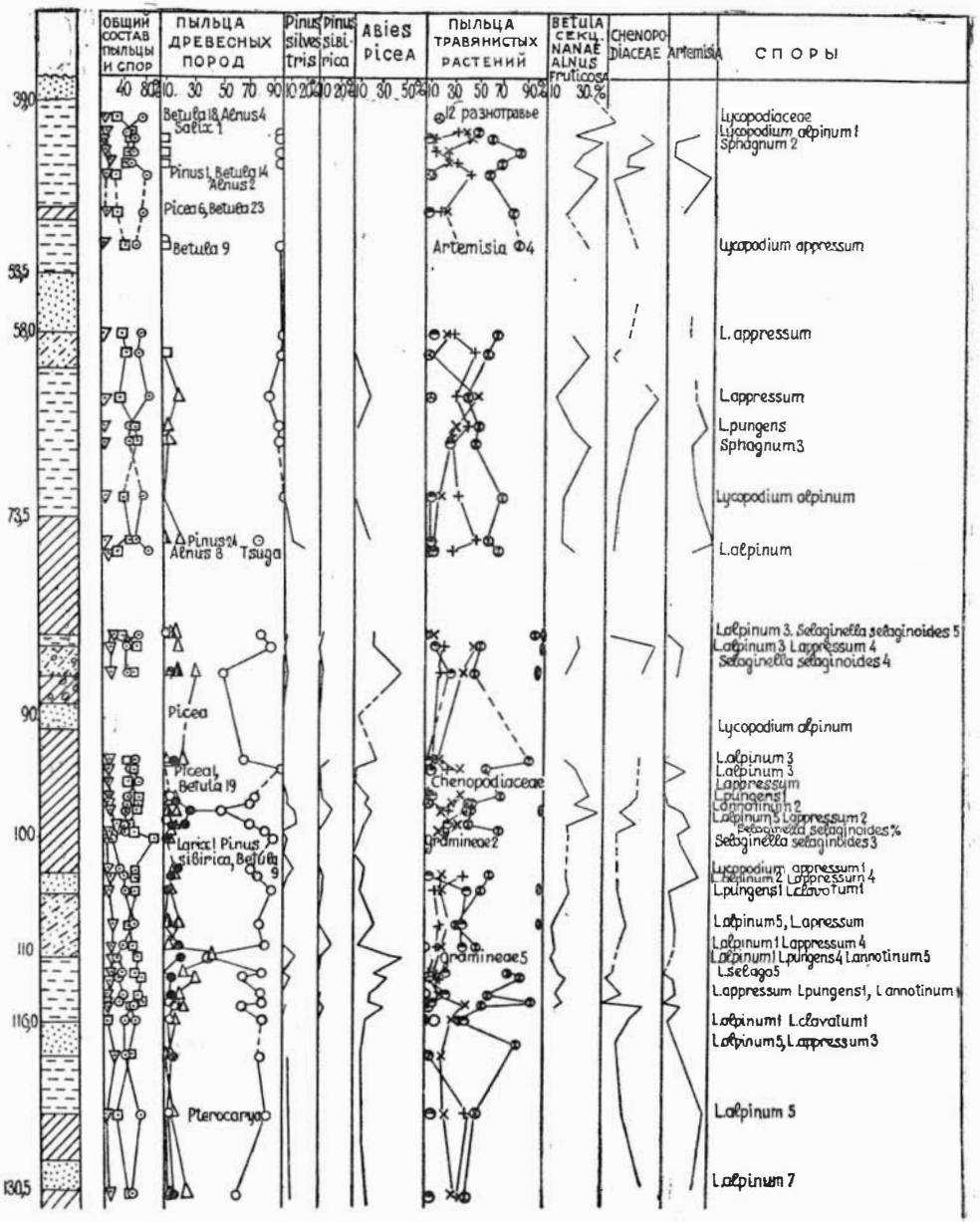


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма самаровских озерно-ледниковых отложений в разрезе Белого яра.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

Во время отложения следующей, третьей снизу, пачки (105,5—94,0 *м*) вновь наступила волна сильного похолодания. Из состава спорово-пыльцевых спектров исчезла пыльца ели, уступив место древовидной и карликовой березе, а среди травянистых растений пыльце лебедовых. Появились споры арктических плаунов, хотя и сохранились некоторые лесные виды и плаунок *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

Четвертая пачка сложена, как уже отмечалось, осадками, очевидно, донно-моренного происхождения (94,0—86,5 *м*). Они не содержат

спор и пыльцы, что весьма характерно для собственно ледниковых отложений самаровского оледенения.

Перекрывающая отмеченные моренные породы пятая пачка (86,5—58,0 *м*) представлена снова озерными фациями суглинистого состава. Ледниковые и озерные фации связаны между собой постепенным литологическим переходом — супесями интервала 86,5—85,0 *м*, в которых уже появляются микрофлористические остатки. Комплекс спор и пыльцы вышележащих озерных образований свидетельствует о новой, второй, волне смягчения суровых климатических условий. Вновь появляется пыльца ели (18—38%), пихты (до 12%) и кедра. Но уже в верхах описываемой пачки (на глубине примерно 76,0 *м*) количество древесной пыльцы убывает и постепенно исчезает пыльца ели, пихты и кедра.

Пески (58,0—53,5 *м*) верхней, шестой, пачки (58,0—39,0 *м*) пыльцы и спор не содержат, а перекрывающие их глины имеют спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладают травянистые растения, особенно лебедовые. Появляются споры арктических видов плаунов и кустарничковой березки. Древесная пыльца представлена лишь березой (90—100%).

Таким образом, осадки первой и шестой пачки, т. е. низы и самые верхи толщи озерно-ледниковых отложений разреза Белого яра формировались в условиях типичных приледниковых ландшафтов холодного и сухого климата. Вместе с тем самаровское ледниковое время в целом характеризуется неоднократными изменениями климата. Но масштабы физико-географических изменений, устанавливаемые как по фитологическим, так и геологическим данным для разрезов скв. 1 и Белого яра, несомненно, неодинаковы. Наиболее значительное потепление климата, видимо, межстадиального типа установлено по разрезу скв. 1 (см. рис. 15). Оно не сопоставимо ни с одним из вышеотмеченных в толще самаровских озерных осадков Белого яра двух моментов смягчения холодных климатических условий.

Геологическое сопоставление этих разрезов также недостаточно ясно. Одним из возможных вариантов может быть корреляция всей толщи озерных, ледниковых отложений Белого яра с нижней валунно-суглинистой толщей собственно ледниковых отложений скв. 1 — Варламовской в интервале 226,0—85,0 *м* (см. рис. 9). В этом случае отложения межстадиального типа (44,3—85,0 *м*) и верхняя валунно-галечниковая моренная пачка (37,9—44,3 *м*) разреза скв. 1 в обнажении Белого яра (см. рис. 2) не обнаружены. Напомним, что озерная самаровская толща с размывом и стратиграфическим несогласием (из разреза выпадают мессовские слои) перекрыта здесь санчуговско-тазовскими отложениями. Причина этого размыва становится понятной, если учесть, что район Белого яра находится, примерно, на сводовом участке мезозойской валообразной структуры, под которой обнаружен приподнятый блок фундамента, а скв. 1 — Варламовская пробурена в зоне глубокого погружения палеозоя и, видимо, синклинального мезозойского прогиба. Современное положение кровли мезозоя по скв. 1 и 17 фиксируется соответственно на абсолютных отметках 323—325 *м* и около 30 *м* ниже уровня моря, т. е. превышение ее между скв. 1 и 17 достигает 300 *м*.

В Оплывном яру толща осадков самаровского комплекса залегает в средней — нижней частях разреза, примерно в интервале 30—80 *м* над уровнем Енисея. Эта часть обнажения закрыта многоярусными оползневыми террасами, поэтому восстановить в деталях строение свиты очень трудно. Почти во всех естественных обнажениях яра удается на-

блюдать верхние горизонты самаровского комплекса. Они представлены илами и ленточноподобными глинами темно-серых, темно-синих тонов, сильно уплотненных, с редкой галькой и гравием. Именно эти породы Г. Ф. Лунгерсгаузен принял в свое время за «нижнюю морену». В толще илов-глин, по-видимому, встречаются прослои-линзы разнозернистых песков и валунных суглинков. В основании самаровской толщи в нескольких срывах между оползневыми террасами зафиксированы песчано-галечниковые отложения. В этом отношении наблюдается аналогия с разрезами по скв. 48, 49, 50 (см. рис. 14), где валунные суглинки основной морены и, видимо, озерно-ледниковые слоистые супеси-суглинки (скв. 50) подстилаются песчано-галечниковыми осадками.

В западной части яра самаровский комплекс залегает, исходя из имеющихся наблюдений, по обнажениям на мезозойских породах, кровля которых поднимается примерно на 25—30 *м* над Енисеем. В пределах северо-западной оконечности Оплывного яра самаровская толща осадков подстилается туруханским аллювием (скв. 20), который вложен в эрозионную депрессию, вырезанную в кровле мезозоя. Восточная часть Оплывного яра полностью закрыта у его основания оползнями (район заложения скв. 3), самые низкие горизонты которых сдвинуты прямо в современное русло реки.

Озерно-ледниковые самаровские отложения Оплывного яра изучала М. П. Гричук (1960). По-видимому, она проанализировала «нижнюю морену» Г. Ф. Лунгерсгаузена (илы и глины) и подстилающие ее осадки, также имеющие озерно-ледниковое происхождение. Из диаграммы М. П. Гричук следует, что рассматриваемые отложения формировались в условиях развития приледниковых ландшафтов. Она отмечает, что в растительном покрове господствовали карликовая береза, ольховник, сибирский плаунок и некоторые арктические плауны. В целом результаты определений М. П. Гричук вполне сопоставимы с нашими данными по Белому яру. Причем это сходство диаграмм сказывается даже в неоднократных колебаниях процентного содержания пыльцы ели.

Последний заслуживающий внимания разрез самаровского ледникового комплекса был вскрыт скв. 57, пробуренной экспедицией Гидропроекта на левом берегу Енисея ниже острова Монастырского. Скважина заложена на енисейской террасе с абсолютной отметкой ее устья 102,2 *м*. Вскрытые в интервале 0,0—16,4 *м* скважины террасовые осадки имеют более молодой послесамаровский возраст. Ниже их залегают:

lglQ₂sm 16,40—34,65 *м*. Глина темно-серая, карбонатная, ленточнослоистая, в изломе остроребристая, с тонкими прослоечками тонкозернистого песка. У кровли порода опесчанивается до супеси.

» 34,65—45,90 *м*. Суглинок темно-серый, серый, песчано-пылеватый, слабо карбонатный, с прослоечками глины, супеси и песка. В отдельных прослоях встречается мелкий растительный детрит, изредка галька и гравий.

» 45,90—56,85 *м*. Тонкое переслаивание песчано-пылеватого суглинка серого, с голубоватым оттенком и тонких пылеватых, иногда иловатых, буровато-серых супесей и рассеянными по всей породе мелкими растительными остатками.

» 56,85—69,00 *м*. Порода была разрушена при переходе с ручного на колонковое бурение. По шламу и бедному выходу керна можно предполагать, что интервал сложен песками-супесями, очевидно, в основании с галькой и гравием или непосредственно галечником. Галька состоит из кварца, кремнистых пород и сланцев.

lglQ₂sm 69,00—71,80 *м*. Суглинок темно-серый, слоистый за счет прослоев темно-серой, черной глины, с рассеянным мелким обломочным материалом.

» 71,80—73,05 *м*. Глина песчаная, темно-серая, слоистая благодаря тонким прослоям желтовато-серых супесей. Глина слабоизвестковистая, содержит мелкий гравий кристаллических пород.

» 73,05—77,40 *м*. Супесь темно-серая, с тонкими прослоями голубовато-серых, коричневато-серых глин, карбонатных, плотных, с мелкими гальками кварца.

» 77,40—79,60 *м*. Тонкослоистая супесь типа ленточной глины, темно-серая, карбонатная, с редкой, мелкой галькой сланцев. На глубине 77,6—77,8 *м* отмечается резкий наклон слоистости до 33°, зеркала скольжения и штриховка вдоль оси смещения. На глубине 79,6 *м* вскрыта кора выветривания гнейсов.

Этот более чем 60-метровый разрез сложен, по нашему мнению, озерными осадками подпрудного водоема, существовавшего у края ледника, что подтверждается составом семенной флоры, извлеченной М. Г. Кипиани (устное сообщение) из ленточнослоистых глин и подстилающих их суглинков интервала 16,4—45,9 *м*. Она отмечает семена и плоды *Fungi, Bryales gen., Carex* sp., *cf. Picea, Betula* sp., *Eriophorum* sp., *Cyperaceae gen., Ranunculus* sp., *Cruciferae* sp., *cf. Papaver* и другие, которые, по ее мнению, относятся к среднечетвертичному возрасту. Спорово-пыльцевые спектры для всего рассматриваемого интервала скв. 57 (16,4—79,6 *м*) очень скудные и весьма сходные между собой (Барсков и др., рукопись, Ленфилиал Гидропроекта, 1958). Среди небольшого количества пыльцы древесных пород в основном преобладает пыльца березы, встречается пыльца ели и сосны. В группе пыльцы травянистых растений (которая доминирует над пыльцой древесных пород и спорами) больше всего пыльцы лебедовых, затем полыни, разнотравья, единичные зерна эфедры и, главным образом, споры сфагнума. По-видимому, это была заболоченная сосново-березовая лесотундра с остепненными участками и сфагновыми болотами. В отдельных образцах содержатся споры папоротников в сочетании с пыльцой ели. Вероятно, такие спектры соответствуют кратковременным и незначительным улучшениям климата, аналогичным для разреза озерно-ледниковой толщи Белого яра. В. А. Зубаков (рукопись, ВСЕГЕИ, 1957) предлагает совершенно иное стратиграфическое расчленение толщи пород, вскрытых скв. 57 в интервале 16,4—79,6 *м*. Отложения с глубины 56,85—79,60 *м* он относит к завальноярской свите, а вышележащий интервал 56,85—18,30 *м* — к верхней пантелеевской подсвите. Эти стратиграфические подразделения он основывает на несколько неожиданной для нас интерпретации спорово-пыльцевых данных. По его мнению, в спорово-пыльцевой диаграмме скв. 57 выделяется три горизонта. Нижний характеризуется елово-кедровым спорово-пыльцевым спектром с единичной пыльцой широколиственных пород (?). Средний отличается обедненными травянисто-березовыми спектрами с участием эфедры. Наконец, верхний содержит пихтово-елово-сосновые спектры с большим содержанием пыльцы березы, единичными зернами широколиственных пород (?) и спорами папоротников. С подобной интерпретацией спорово-пыльцевых данных скв. 57 трудно согласиться, так как она не соответствует фактическому материалу.

Итак, у южного замыкания Енисейской депрессии самаровская серия представлена осадками озерно-ледниковой фации, формировавшейся в условиях приледниковых ландшафтов.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ САМАРОВСКОЙ СЕРИИ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КЕЛЛОГ-ТЕУЛЬЧЕССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И СКЛОНА К ЕНИСЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В пределах Келлог-Теульчесской возвышенности отложения антропогена чрезвычайно широко распространены. Они закрывают всю эту территорию сплошным и достаточно мощным чехлом, сложенным, по существу, исключительно ледниковыми отложениями. Они формируют типичный аккумулятивный ледниковый ландшафт. Первые исследователи этого района И. В. Лебедев, Б. В. Мизеров, С. Б. Шацкий связывали образование его с максимальным самаровским оледенением. Позднее Б. В. Мизеров (1956) и особенно настойчиво сотрудники ВСЕГЕИ Ф. Ф. Вильсон, С. Д. Чистяков и Ю. Д. Милославский пытались обнаружить и выделить здесь тазовские конечно-моренные образования. В связи с этим наши исследования 1957—1961 гг. были направлены на систематический сбор фактических материалов для того, чтобы:

1) выяснить по обнажениям и буровым скважинам геолого-геоморфологические условия перехода самаровской ледниковой свиты из области Енисейской депрессии на территорию Келлог-Теульчесской возвышенности;

2) установить стратиграфические соотношения самаровских и санчуговско-тазовских отложений в зоне сочленения Енисейской депрессии и Келлог-Теульчесской возвышенности;

3) решить вопрос о возможном распространении санчуговско-тазовских пород в пределы Келлог-Теульчесской возвышенности.

Перечисленные задачи мы решали в их тесной связи друг с другом. Но для удобства изложения материалов мы несколько разобщаем и последовательно рассматриваем их при описании материалов по самаровской и санчуговско-тазовской свитам.

Начнем с рассмотрения геологического строения Завального яра (см. рис. 12). Наиболее высокая южная часть Завального яра, в районе триангуляционного пункта с абсолютной отметкой 209,2 *м*, относится непосредственно к северо-восточной окраине Келлог-Теульчесской возвышенности. Северная часть яра между упомянутым пунктом и станком Сумароково снижается до абсолютных отметок 160—140 *м* и представляет собой склон возвышенности, обращенный к Енисейской депрессии. Одновременно район Завального яра у триангуляционного пункта — это приподнятый блок, входящий в систему Келлог-Теульчесского вала. Здесь, у основания яра, близ косы Жигалевской, выступают протерозойские породы, а кровля мезозоя фиксируется на отметке около 101 *м*, на 75—76-метровой высоте над уровнем Енисея. Северная же часть яра располагается в районе опущенного в сторону Енисейской впадины блока (или блоков?). Скв. 23 глубиной 155 *м*, заложенная около станка Сумароково, не вышла из пород нижнего мела — юры. Кровля мезозоя на расстоянии 3,5—4,0 *км* резко погружается и фиксируется у Сумароково на глубине 25—30 *м* ниже уровня Енисея.

Первое, наиболее полное обнажение в пределах северной сниженной части Завального яра (см. рис. 13) находится в 1,5—1,7 *км* выше станка Сумароково. Яр имеет в этом месте высоту 75—77 *м* над Енисеем и довольно крутым, сильно расчлененным овражками склоном снижается к первой надпойменной террасе Енисея. Разрез начинается с

валунных суглинков самаровской свиты. Более молодые отложения, установленные выше по разрезу, в данном пункте срезаны денудацией. С высоты примерно 75 *м* над уровнем Енисея описаны:

glQ₂sm 0,0—7,0 *м*. Суглинок серовато-бурый, песчаный, грубый, крупнооскольчато-щебневатый, плотный, с гравием, галькой и валунами, в основании с линзовидным прослоем песка серого, кварцевого, мелкозернистого, неяснослоистого.

lglQ₂sm 7,0—12,0 *м*. Глина коричневая, коричнево-бурая, жирная, прослоями алевритистая, иловатая, микрослоистая. Глины ритмично переслаиваются с прослоечками (3—5 *см*) буровато-серого, тонко-мелкозернистого, глинисто-иловатого песка или супеси. Вся толща в целом обладает ритмичной, ленточноподобной слоистостью. В породе встречаются глинисто-известковистые конкреции и изредка гравий и мелкая галька. В горизонтальном направлении глины местами, очевидно, замещаются суглинками с менее четко выраженной слоистостью.

» 12,0—50,5 *м*. Суглинок коричневато-серый, буровато-коричневый, жирный, очень тонкий, алевритистый, с ритмично следующими в породе 3—5-сантиметровыми прослойками глины черной, темно-коричневой, блестящей и супеси палево-желтой, пылеватой. В суглинках содержится масса глинисто-известняковистых стяжений. Вниз по слою супесчаные прослойки увеличиваются в мощности, и порода заметно опесчанивается.

» 50,5—51,5 *м*. Линзовидный прослой грубого супесчаного материала с массой гальки и валунов траппов и кремнисто-кварцевых пород.

» 51,5—53,0 *м*. Суглинок-супесь, аналогичная описанному в интервале 55,0—23,0 *м*.

Ниже склон задернован. Но выше по течению 0,3—0,4 *км* обнажаются пески и ниже их галечники, очевидно, соответствующие низам туруханской свиты.

Несколькими километрами выше по течению Енисея высота яра достигает 140—120 *м* над уровнем реки. Поэтому здесь наблюдается более полный разрез антропогена (см. рис. 13). От бровки яра в интервале 0,0—24,0 *м* залегают отложения санчуговско-тазовского возраста. Под ними зафиксирован следующий разрез:

lglQ₂sm 24,0—31,5 *м*. Илы серовато-синие, очень плотные, с тонкими ленточными прослоями коричневой, жирной, оскольчато-таблитчатой глины. Вниз по слою мощность глинистых лент возрастает от 5—6 *см* до 10—15 *см*, илы постепенно переходят в переслаивание с глинами, а затем у подошвы в пачку глин с прослоями илов.

» 31,5—49,5 *м*. Глина темно-серая, с коричневым оттенком, в сухом состоянии буровато-коричневая, жирная, прослоями алевритистая и песчаная; в основании слоя с песчаными прослоями; за счет этого порода приобретает ленточнослоистый характер. Порода карбонатная, с глинисто-известковистыми, железистыми лепешковидными конкрециями, с редкими включениями гравия и гальки кварца и траппов.

» 49,5—51,0 *м*. Песок серый, кварцевый, мелкозернистый, неясно-горизонтальнослоистый.

» 51,0—71,0 *м*. Обнажение закрыто оползнем.

glQ₂sm 71,0—76,0 *м*. Суглинок рыжевато-бурый, песчаный, грубый, пятнами ожелезненный, оскольчато-комковатый, с беспорядочно разбросанными гравием, галькой и валунами преимущественно траппов, песчаников, реже кварца и кремнистых пород. Вниз по слою суглинок становится более глинистым, появляется ленточноподобная слоистость.

lglQ₂sm 76,0—82,0 *м*. Глина коричневая, коричневато-серая, жирная, прослоями алевритистая, ритмично-слоистая за счет 3—5-сантиметровых прослоечков буровато-серого супесчаного или суглинистого материала, с четкими ожелезненными поверхностями напластования, с массой карбонатных конкреций. Глины залегают на толще туруханского аллювия, описанного выше (82,0—109,5 *м*).

Описанные обнажения четко сопоставляются между собой по пачке весьма характерных шоколадно-коричневых ритмично-слоистых глин, подстилающих валунные суглинки (соответственно интервалы 7,0—12,0 *м* в т.н. 1358 и 11,0—21,0 *м* в т.н. 1361/*б*). Кроме того, они прослеживаются вдоль всего склона северной половины Завального яра. Местами вдоль их кровли отмечаются пески, видимо, залегающие крупными линзами. Визуально эти шоколадно-коричневые глины сходны с такими же суглинистыми породами, вскрытыми буровыми скважинами в разрезе Белого яра (94,0—104,0 *м*; см. рис. 2). Выше пачки шоколадно-коричневых глин склон яра почти везде закрыт оползнями. По-видимому, соответствующий интервал разреза яра (см. рис. 13) сложен валунными суглинками, может быть, с прослоями и линзами безвалунных осадков.

Описанные выше разрезы по т.н. 1361 (24,0—49,5 *м*) и т.н. 1368 (2,5—53,0 *м*) были опробованы 80 образцами, взятыми равномерно из всех слоев. Однако интересующие нас осадки содержали крайне скудные спорово-пыльцевые спектры древесных и травянистых растений: лебедовых, полыни, разнотравья и кустарничковых видов березы. Среди древесной пыльцы, обычно встречающейся в очень небольших количествах, отмечались единичные зерна пыльцы сосны, ивы и ели. Эти данные свидетельствуют о том, что в период формирования вмещающих пород климатические условия были достаточно суровыми. Так как вся эта толща осадков залегает на туруханской свите и перекрывается санчуговско-тазовской, то отождествление ее с самаровской ледниковой серией не вызывает сомнения. При этом нетрудно заметить литолого-фациальное сходство, которое устанавливается для самаровской толщи северной части Завального и Белого яров. В обоих случаях свита представлена преимущественно озерно-ледниковыми фациями, что, как было показано выше, характерно для южной окраины Енисейской депрессии.

Кроме того, внутри толщи осадков самаровской ледниковой свиты как будто выявляется пачка пород, формировавшаяся в условиях значительного потепления климата. Подобные осадки обнаружены спорово-пыльцевыми анализами В. В. Зауер по небольшому количеству образцов из разреза, описанного Х. А. Кинк, по соседству с нашей т.н. 1361. Пользуясь документацией Х. А. Кинк, В. А. Зубаков построил сводную колонку этого пункта Завального яра (см. рис. 13), где интересующие нас отложения отнес к ярцевским слоям. По В. А. Зубакову, разрез следующий (Зубаков, рукопись, ВСЕГЕИ, 1960):

	Мощность, *м*
а) глины сизые, типа ленточных, очень плотные, в нижней части интервала с прослоями мелкозернистых песков с галькой. Редкая галька встречается и в глине	10
б) глина темно-синего цвета, очень плотная, с редкой галькой	2,1
в) песок мелкозернистый, глинистый	0,5
г) супесь коричневатого и темно-сизого цвета .	1,05

Мы полагаем, исходя из сравнения нашего описания обнажения 1361, что В. А. Зубаков приводит, несомненно, неполный разрез самаровской серии. Очевидно, Х. А. Кинк описала лишь какой-то фрагмент

ее верхней части. Средняя, валунно-суглинистая, часть закрыта оползнем, разрез которого В. А. Зубаков включил в свою сводную колонку (см. рис. 13; интервал 51,88—74,33 *м*). Ниже этого сомнительного интервала Х. А. Кинк отмечает уже известные нам шоколадно-коричневые глины, т. е. нижнюю подвалунную часть разреза самаровской серии.

Кстати, отождествление В. А. Зубаковым пачки этих глин с якобы верхней пантелеевской подсвитой на основании приведенных данных представляется совершенно неверным. Тем не менее, приведенный разрез чрезвычайно любопытен, особенно, если мы обратимся непосредственно к полевой документации Х. А. Кинк. По ее данным, слой *а* в верхней части содержит большое количество гравия и гальки диаметром до 5 *см*. Это позволяет Х. А. Кинк считать эту часть слоя донной мореной. Вниз по разрезу валунные отложения сменяются пачкой тонкослоистых супесчано-суглинистых пород (низы слоя *а* и слои *б* и *в*), которые вновь подстилаются грубо-песчанистыми осадками с гравием и галькой. В слоистых супесях и суглинках содержатся пыльца и споры, которые В. В. Зауер объединяет в два типа спектров.

В первом типе спектров преобладает пыльца древесных пород (41,3—71,5%) с меньшим содержанием травянистых растений (7,1—27,6%) и незначительным количеством спор папоротников и мхов (21,4—39,2%). Среди древесных много пыльцы ели (до 60%) и значительно меньше березы и ольхи (6,6—45,5%). В. В. Зауер полагает возможным выделить в этом типе чередование следующих спектров: 1) березово-темнохвойных с преобладанием кедра; 2) кедрово-еловых; 3) темнохвойно-березовых и 4) березово-темнохвойных с преобладанием кедра. В. В. Зауер считает, что они отличаются от современных большим участием пыльцы мелколиственных и травянистых растений.

Во втором типе спектров сокращается среднее содержание пыльцы древесных пород (33,3—51,5%), среди которой господствует пыльца березы (45,7—68,0%), в отдельных случаях до 86%. Содержится пыльца ели (6,0—25,6%) и кедра (2,0—36,9%). Заметно возрастает количество спор сфагновых мхов. В целом комплексы В. В. Зауер расценивает как «темнохвойно-березовые» и отмечает следующую их последовательность: 1) кедрово-березовые; 2) елово-березовые и 3) кедрово-березовые. По мнению В. В. Зауер, увеличение пыльцы березы и спор сфагновых мхов свидетельствует о некотором понижении температуры и расширении процессов заболачиваемости, что и привело к сокращению удельного веса темнохвойных пород.

Создается впечатление, что Х. А. Кинк описала обнажение, разрез которого тождественен верхней части самаровской серии скв. 1 — Варламовской. Озерного типа осадки слоев *б* и *в*, видимо, сопоставимы с отложениями интервала 37,0—85,0 *м* упомянутой скв. 1 (см. рис. 9, 13).

Наиболее полно вскрывается разрез самаровской ледниковой серии, расположенной в южной части Завального яра, в районе триангуляционного пункта (абс. отм. 209,2 *м*; см. рис. 11, 12). Здесь описаны:

Q_4 0,0—0,2 *м*. Почва.

$eolQ_3z$ 0,2—5,9 *м*. Суглинок светло-бурого, буровато-коричневого цвета, пылеватый, макропористый, при выветривании образует комковато-столбчатую отдельность, известковистый, с неясными гумусированными примазками. С глубины 3,8—4,0 *м* порода опесчанивается, становится грубой, комковатой, появляется гравий и галька.

$fgl\text{-}glQ_2^{vr}$ *sm* 5,9—7,5 *м*. Песок желтый, мелкозернистый, кварцевый, слегка глинистый, с прослоями суглинков и рассеянными галькой и мелкими валунчиками траппов, кварца и кремнистых пород.

» 7,5—14,5 *м*. Суглинок буровато-коричневый, песчаный, комковатый, с мелкой редкой галькой диабазов.

$fgi\text{-}glQ_2^{vr}$ *sm* 14,5—16,5 *м.* Песок серовато-желтый, мелкозернистый, кварцевый, грубокосослоистый за счет чередования прослоечков мелко- и разнозернистого песка с гравием. В песке встречаются линзы крупных валунов и гальки диабазового состава.

lQ_2^{bg} *sm* 16,5—18,5 *м.* Глина буровато-коричневая, иловатая, пылеватая, пятнами ожелезненная, с тонкими прослоями желтого, глинистого, плотного песка, с неясной, прерывистой, тонкой горизонтальной слоистостью. Кровля резко ожелезнена, неровная, видимо, несет следы размыва.

» 18,8—19,4 *м.* Супесь желтая, песчаная, грубая.

» 19,4—37,6 *м.* Глина темно-синяя, алевритистая, плотная, иловатая, тонкогоризонтальнослоистая за счет прослоев песчаной супеси и глинистых песков, со слабым сероводородным запахом.

$lglQ_2sm$ 37,6—38,05 *м.* Переслаивание песка охристого, сильноглинистого, тонкозернистого, с тонкой косой слоистостью.

» 38,05—40,05 *м.* Ил серовато-синий, очень плотный, с рассеянной мелкой галькой и угловатым гравием, у кровли неслоистый, затем отчетливо горизонтальнослоистый благодаря 3—5-сантиметровым прослоечкам темно-коричневой глины, жирной, плотной, тонкоплитчатой.

$lgl\text{-}glQ_2sm$ 40,05—40,65 *м.* Галечник, состоящий из крупного гравия и мелкой гальки диабазов, песчаников и кварца, окатанных от I до III кл., в массе II—III кл. Заполнитель — ожелезненный охристый разнозернистый песок.

» 40,65—41,85 *м.* Песок желтый, кварцевый, с большим содержанием темноцветных минералов, мелкозернистый, хорошо промытый, ожелезненный.

» 41,85—47,85 *м.* Тонко-горизонтальнослоистая суглинистая порода, состоящая из чередующихся прослоечков мощностью от 3—5 *мм* до 20 *см*, суглинков темно-серых, с синеватым оттенком, иловатых и суглинков коричневато-серых, жирных, комковатых, глины иловатой, серой и буровато-коричневой пылеватой супеси песка. Порода сильно уплотнена и содержит мелкую, редкую гальку и гравий, а также единичные раковины пресноводных моллюсков.

» 47,85—48,85 *м.* Галечник, состоящий из крупных галек и валунов диаметром до 10—20 *см*, окатанных по I—II кл. Среди валунов преобладают породы траповой формации и различные песчаники, а среди гальки много кремнисто-кварцевых пород. Заполнитель разнозернистый, сильноожелезненный песок.

» 48,85—53,35 *м.* Суглинок буровато-зеленый, песчаный, довольно грубый, с гравием, галькой и единичными валунами диаметром до 300—500 *мм*. Среди обломочного материала преобладают валуны (70—80%), галька (20—30%), гравия очень мало. Окатанность валунов и галек в массе II кл., представлены они диабазами и песчаниками, встречаются мелкая галька и гравий кремней и кварц. В подстилающие супеси переход постепенный.

» 53,35—62,00 *м.* Супесь бурая, песчаная, довольно грубая, оскольчато-комковатая, с редким гравием, мелкой галькой и валунчиками диаметром 100—125 *мм*. В породе рассеяно большое количество очень хрупких, тонкостенных раковинок пресноводных моллюсков: *Bithinia contortrix* Lindh., *Valvata aliena* West., *V. stelleri* W. D., *Sphaerium scaldianum* (Norm.), *Lymnaea auricularia* (L.), *Pisidium* cf. *pulchelum* Ienyns., *P. cf. casertanum* (Poli) (определения И. Я. Скоробогатова). К подошве порода становится более глинистой, темно-серой, с синеватым оттенком и постепенно переходит в подстилающие илы.

» 62,0—63,0 *м.* Ил (иловатая глина) серовато-синий, очень плотный, с частыми тонкими 1—3-миллиметровыми прослоечками бурой пылеватой супеси и светло-серого тонкозернистого песка. Вверх по разрезу илы опесчаниваются до суглинков, приобретают комковатую текстуру, в них появляются мелкие гальки, и порода постепенно переходит в суглинки с редкими раковинами пресноводных моллюсков.

lglQ₂sm 63,0—64,5 *м.* Глина темно-коричневая, жирная, плотная, с четкой горизонтальной слоистостью за счет 1—3-миллиметровых прослоечков пылеватого желто-бурого песка, интенсивно ожелезненного по плоскостям напластования. Порода имеет ленточнополобный характер и связана с постепенными переходами с илами и подстилающими супесями.

» 64,5—65,4 *м.* Супесь серовато-бурая, серовато-фиолетовая, с прослоечками тонкозернистого песка. Мощность их увеличивается к подошве до 3—5 *см,* что и обусловливает постепенный переход породы в подстилающие супесчаные осадки пойменной фации туруханской аллювиальной свиты в интервале 65,7—73,0 *м,* подробно рассмотренных выше.

В приведенном обнажении самаровская серия отчетливо разделяется на три пачки.

Верхняя пачка в интервале 4,0—16,5 *м* (исключая покровные суглинки) сложена грубыми, слабо сортированными отложениями с беспорядочно рассеянным обломочным материалом. Это позволяет нам связывать их происхождение с ледниковой деятельностью, рассматривая в качестве донной морены и водно-ледниковых образований. Они содержат, по данным В. В. Зауер (Зубаков, рукопись, КГУ, 1960), скудные спорово-пыльцевые спектры, в которых встречаются единичные зерна пыльцы березы, сосны, кедра, ольхи, споры плаунов и папоротников.

Средняя пачка глинистых пород интервала 16,5—38,25 *м* формировалась, очевидно, в озерных условиях. Эти осадки содержат, по мнению В. В. Зауер, лесные спорово-пыльцевые спектры. Количество пыльцы древесных пород и кустарников в 1,5—2 раза превышает содержание травянистых растений. Содержание пыльцы ели достигает 60% (при минимуме 8,9%), пыльцы кедра 30,0—71,3%, кроме того, отмечается пыльца пихты — 2,5—8,6%. В значительном количестве обнаружена и пыльца березы (без определения до вида), содержание которой снизу вверх по разрезу изменяется от 3,7 до 47,2%. Среди пыльцы травянистых растений встречается в наибольшем количестве пыльца лебедовых (28,3—65,5%) и значительно меньше пыльцы эфедры, осок, злаков, полыни и др. Другая характерная особенность спектров — большое содержание спор папоротников.

Таким образом, литолого-генетические и палеофитологические данные указывают на то, что осадки интервала 16,5—38,25 *м* формировались в условиях значительного потепления климата.

Нижняя пачка разреза, выделяемая в интервале 38,25—65,4 *м,* сложена ленточными глинами и валунными суглинками внешне типично моренного облика. Но они содержат многочисленные скопления хрупких, тонкостенных раковин пресноводных моллюсков. Видимо, супеси интервала 53,35—62,00 *м* сформировались непосредственно у ледникового барьера, в подпрудном водоеме, в который обломочный материал периодически попадал при таянии льда. В этой связи интересно отметить следы размывов в толще пород нижней пачки. На это указывают прослои галечников и песков в интервалах 47,85—48,85 *м* и 40,05—41,85 *м.*

Очевидно, край ледника неоднократно отступал и вновь надвигался. Верхи нижней пачки (38,25—40,05 *м*) представлены ритмично-слоистыми песками и иловато-глинистым материалом подпрудного водоема. Они связаны постепенным литологическим переходом с озерными осадками вышележащей средней пачки. Устанавливается и несомненная преемственность в характере спорово-пыльцевых спектров. Рассматриваемые озерно-подпрудные отложения нижней пачки, по тем же данным В. В. Зауер, содержат спорово-пыльцевые спектры с господством среди древесной пыльцы березы (до 83%) и значительным содержанием в группе травянистых растений пыльцы лебедовых (до 65%), разнотравья,

полыней и осок. В отдельных образцах отмечался большой процент пыльцы сосны, кедра, а также ели (до 20%) и единичные пыльцевые зерна пихты. Значительным оказалось содержание спор папоротников (20—70%) и мхов. Ниже залегающие супеси с фауной (62,00—53,35 *м*) содержат обедненные травянистые спорово-пыльцевые спектры. В. В. Зауер отмечает присутствие пыльцы злаков (8—34%), лебедовых (20—40%), полыни и разнотравья, спор мхов (до 67%). Из пыльцы древесных пород встречаются единично пыльца березы и изредка сосны. Эти данные свидетельствуют о суровых климатических условиях, аналогичных времени формирования отложений верхней пачки.

Все это вместе взятое позволяет утверждать полное тождество геологического строения и палинологической характеристики самаровской серии только что описанного разреза Завального яра и скв. 1 — Варламовской (см. рис. 9).

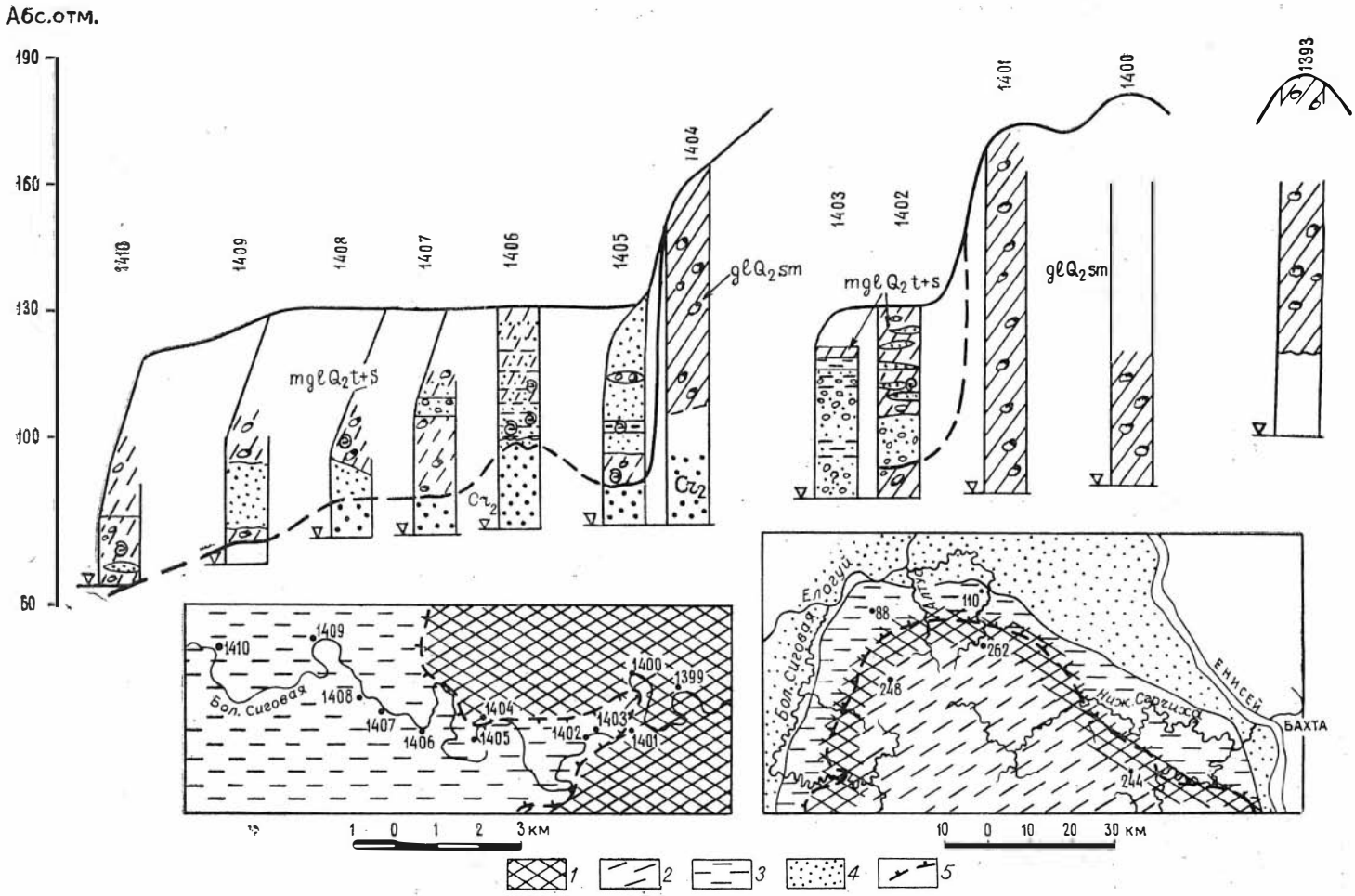
На этом основании нельзя согласиться с предположением В. А. Зубакова (Зубаков и др., рукопись, КГУ, 1960), который озерные глины интервала 16,5—37,6 *м* отождествляет с оплывнинскими слоями послесамаровского возраста, а грубые ледниковые образования, перекрывающие их (14,0—16,5 *м*), как якобы относящиеся к его енисейскому горизонту. В действительности, енисейские — санчуговско-тазовские, по С. А. Архипову, отложения распространены только в северной части Завального яра, которая служит в современном рельефе склоном Келлог-Теульческой возвышенности, обращенным в сторону Енисейской депрессии (см. рис. 12). Санчуговско-тазовские отложения выделяются здесь по находкам в них морских моллюсков и залегают с размывом на толще пород самаровской серии.

Вдоль линии сброса, разделяющего приподнятый (центральная часть яра) и опущенный (северная окраина яра) блоки, санчуговско-тазовские отложения прислоняются по абразионно-тектоническому контакту к породам самаровской свиты (см. рис. 12).

Такие взаимоотношения санчуговско-тазовской и самаровской свит объясняются особенностями их залегания в районе Завального яра. Подошва самаровской свиты у станка Сумароково находится примерно на абсолютных отметках 25—27 *м*. При движении в сторону центральной части яра она резко поднимается до абсолютных отметок 145—146 *м*, т. е. примерно на 120 *м* на расстоянии не более 3,5—4,0 *км*. Кровля самаровской свиты в пределах северного опущенного блока сильно эродирована. Но и для нее устанавливается закономерное повышение гипсометрического положения в сторону приподнятого блока. В его пределах самаровские отложения поднимаются до абсолютной отметки 209,2 *м*, против 130—140 *м* у северной окраины Завального яра.

Как видно, самаровская свита, опускаясь по склону Келлог-Теульческой возвышенности в сторону Енисейской депрессии, занимает в современном разрезе Завального яра не горизонтальное, а четко выраженное наклонное положение, облекающее и перекрывающее крупные неровности тектонически обусловленного палеорельефа. Подобные условия залегания самаровского ледникового комплекса наблюдаются повсеместно вдоль северо-северо-восточных склонов Келлог-Теульческой возвышенности в зоне ее сочленения с Енисейской депрессией (рис. 17).

Доледниковый рельеф находит отражение и в литолого-фациальном строении самаровской свиты. В пределах Келлог-Теульческой возвышенности почти полностью исчезают широко развитые на территории южной окраины Енисейской депрессии озерно-ледниковые фации. Они замещаются основной мореной (рис. 18).



Абс.отм.
190
160
130
100
60
1410
1409
1408
1407
1406
1405
1404
1403
1402
1401
1400
1393
mgl Q2 t+s
gl Q2 sm
Cr2
Бол. Сиговая
Елогуй
Алтуй
Ниж. Сарчиха
ЕНИСЕЙ
БАХТА
88
110
262
248
244
1 0 1 2 3 км
10 0 10 20 30 км
1
2
3
4
5

Принципиально иной характер залегания имеет санчуговско-тазовская свита. Ее осадкам, сформированным трансгрессировавшим морем, свойственно спокойное, горизонтальное положение в современном разрезе, приуроченность к депрессиям тектонического происхождения и палеорельефа. В центральных частях Енисейской депрессии санчуговско-тазовская свита непосредственно не контактирует с самаровскими породами, отделяясь от них мессовскими слоями (Архипов, 1960 а; 1960 б;

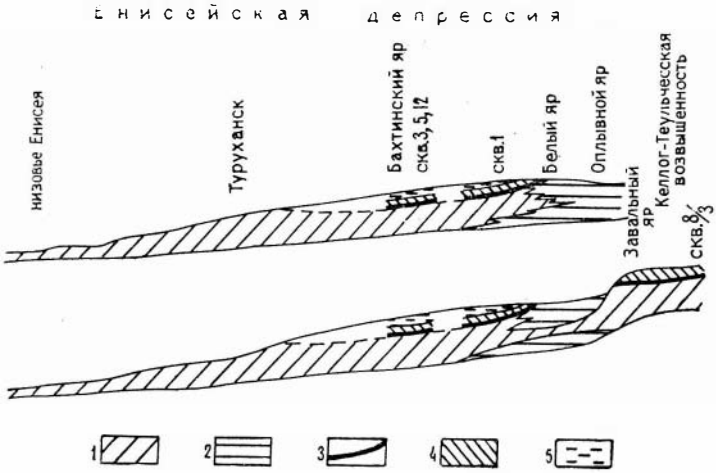


Рис. 18. Литолого-фациальная схема строения и залегания самаровской серии в пределах Енисейской депрессии и Келлог-Теульчесской возвышенности.

Самаровская свита: *1* — донная морена; *2* — озерно-ледниковые фации. Белогорские слои: *3* — озерные фации. Варламовские слои: *4* — донная морена, *5* — озерно-ледниковые фации.

рис. 19). Но по периферии депрессии рассматриваемые осадки ложатся, как правило, со стратиграфическим несогласием (мессовские слои выпадают) на эродированную кровлю самаровского ледникового комплекса (Белый, Завальный яры), а местами и непосредственно на мезозой (Большая Сиговая; см. рис. 17). Но нигде в пределах енисейской депрессии санчуговско-тазовские породы не поднимаются выше 120—130 *м* и лишь у ее южного замыкания они достигают отметки 150—160 (?) *м*. По условиям своего происхождения и характеру залегания санчуговско-тазовские отложения прислоняются к породам самаровской серии вдоль северо-восточных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности, абсолютные отметки которой колеблются от 220 до 260 *м* и достигают максимально 270—290 *м*.

Западнее станка Сумароково Казачинской экспедицией пройден профиль буровых скважин, характеризующих строение антропогенового покрова Енисей-Каменнодубчесского междуречья. Скв. 6 и 7 пробурены

Рис. 17. Схема соотношения санчуговско-тазовских и самаровских отложений вдоль северных и северо-западных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности. Р. Большая Сиговая.

Келлог-Теульчесская возвышенность: *1* — крупно-холмистый ледниковый рельеф максимального оледенения, значительно расчлененный последующей эрозионной деятельностью; *2* — полого-холмистый ледниковый сильно заболоченный рельеф. Енисейская депрессия: *3* — выровненная, местами сильно заболоченная равнина, сложенная санчуговско-тазовскими марино-гляциальными осадками; *4* — аккумулятивная аллювиальная равнина, образованная енисейскими и елогуйскими террасами; *5* — склоны Келлог-Теульчесской возвышенности. Условные обозначения см. рис. 2.

еще в пределах Енисейской депрессии, а скв. 8/3 — на Келлог-Теульчесском материке, в верховьях р. Малой Хахалевки (см. рис. 10). Разрезы двух первых скважин хорошо сопоставляются с обнажениями северной части Завального яра. Так, в скв. 6, пройденной примерно в 4 *км* юго-западнее станка Сумароково, вскрыты: покровные лессовидные суглинки (0,0—3,4 *м*), санчуговско-тазовские суглинки и пески с базальным галечником в основании (3,4—14,5 *м*), толща самаровских валунных суглинков и ленточнослоистых глин (14,5—73,8 *м*) и, наконец, описанные выше отложения досамаровской серии.

В спорово-пыльцевом комплексе из самаровских озерно-ледниковых слоистых глин (см. рис. 4) отмечается приблизительно равное количество пыльцы древесных пород (25—68%) и травянистых растений (10—75%). Из пыльцы древесных пород больше всего (до 98%) пыльцы берез (очень плохо сохранилась) и немного пыльцы ели, сосны, ольхи. Из недревесных на первом месте по количеству стоит пыльца лебедовых (в основном 35—50%) и разнотравья, затем идет пыльца злаков, полыни, кустарничков, вересковых и *Betula nana* L. (4—21%). Много спор арктических видов.

Скв. 7 пробурена в 3—4 *км* западнее скв. 6, у основания склона Келлог-Теульчесского материка. Она вскрыла почти стометровую толщу самаровских отложений, представленных преимущественно донно-моренными валунными суглинками, содержащими включения отторженцев мезозойских пород (71,0—76,0 *м*; 84,6—85,6 *м*; 89,1—89,8 *м* и 91,0—98,4 *м*). Самаровские осадки подстилаются глинами белоярской свиты, так как туруханские аллювиальные слои в скв. 7 выклиниваются.

Скв. 8/3 пробурена в верховьях р. Малой Хахалевки на абсолютной отметке 220 *м*. Ее разрез в целом тождественен обнажению Завального яра у триангуляционного пункта 209,2 *м*. От устья скважины сверху вниз вскрыты:

$eolQ_3^2$ 0,0—3,7 *м*. Суглинок желтовато-бурый, глинисто-пылеватый, слегка уплотненный, известковистый, с мелкими известковистыми «журавчиками», макропористый, мелкокомковатый, лессовидный. В основании слоя с массой мелких обуглившихся растительных остатков и прерывистой неясной слоистостью за счет тонких пропластков иловатых глин (3,1—3,7 *м*).

$lQ_2^m(?)$ 3,7—4,2 *м*. Глина темно-серая, черная, иловатая, сильно обогащенная гумусом и крупными растительными остатками. Погребенная луговая почва (?). В колонке керна наблюдается резкий, клиновидный (?) контакт с «осветленным» прослоем суглинков (4,7—4,2 *м*).

» 4,2—4,7 *м*. Суглинок светло-серый («осветленный»), известковистый, пылеватый, с прерывистой слоистостью.

» 4,7—5,1 *м*. Гиттия песчанистая, с тонкими прослоечками торфа.

» 5,1—5,6 *м*. Переслаивание песка, аналогично интервалу 5,6—12,3 *м*, с прослоями супеси темно-серой, черной, обогащенной гумусом, иловатой.

» 5,6—12,3 *м*. Песок серый, прослоями темно-серый, почти черный, сильноглинистый, кварцевый, мелко-тонкозернистый, уплотненный, неяснослоистый, пятнами ожелезненный.

» 12,3—14,0 *м*. Суглинок темно-серый, до черного, пылевато-алевритистый, прослоями иловатый, серовато-синий. К подошве грубеет, опесчанивается.

$glQ_2^{vr}sm$ 14,0—19,0 *м*. Суглинок темно-серый, песчаный, грубый, оскольчато-комковатый, с многочисленным гравием, галькой и мелкими валунами, окатанными в массе по I—II кл., и представленными траппами, песчаниками и реже доломитами.

$lQ_2^{bg}sm$ 19,0—20,0 *м*. Глина темно-серая, алевритистая, отчетливослоистая за счет тонких песчаных или иловато-глинистых прослоечков, содержащих растительную труху и тонкие пропластки торфа.

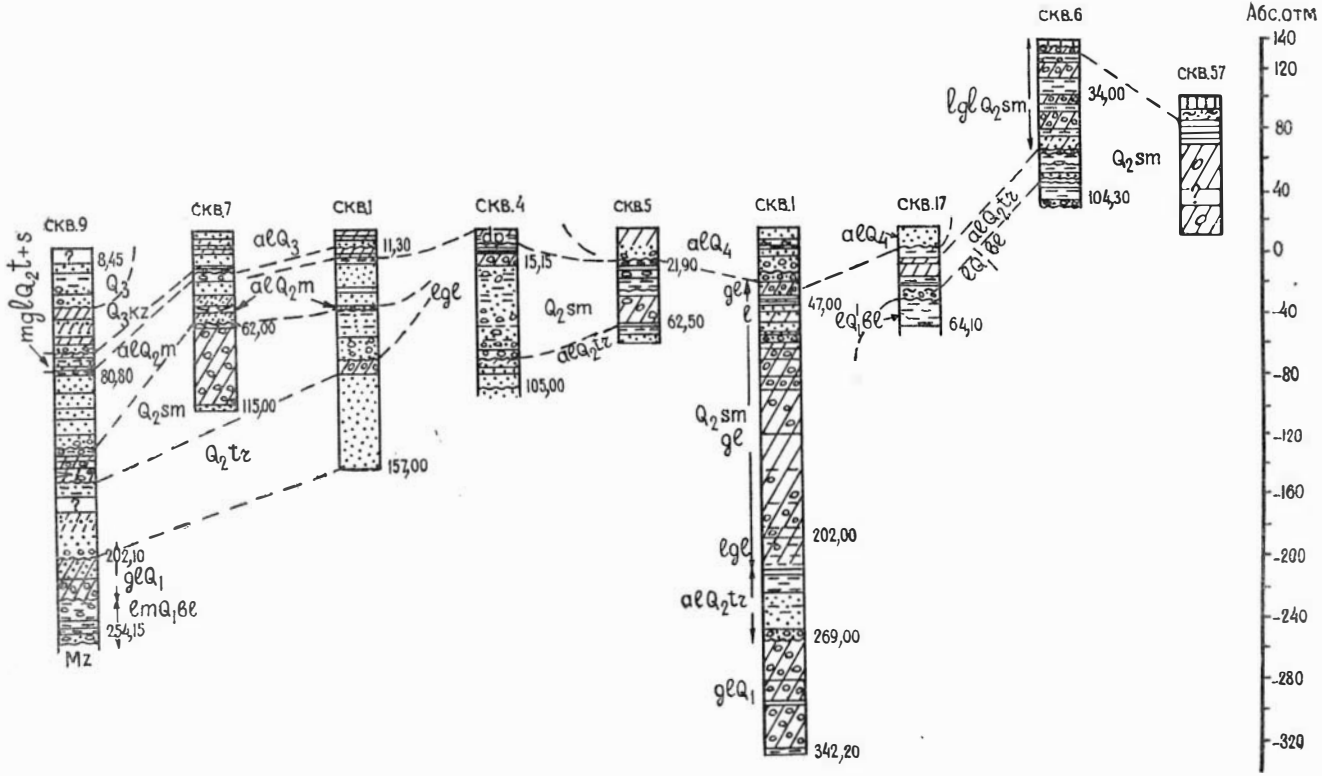
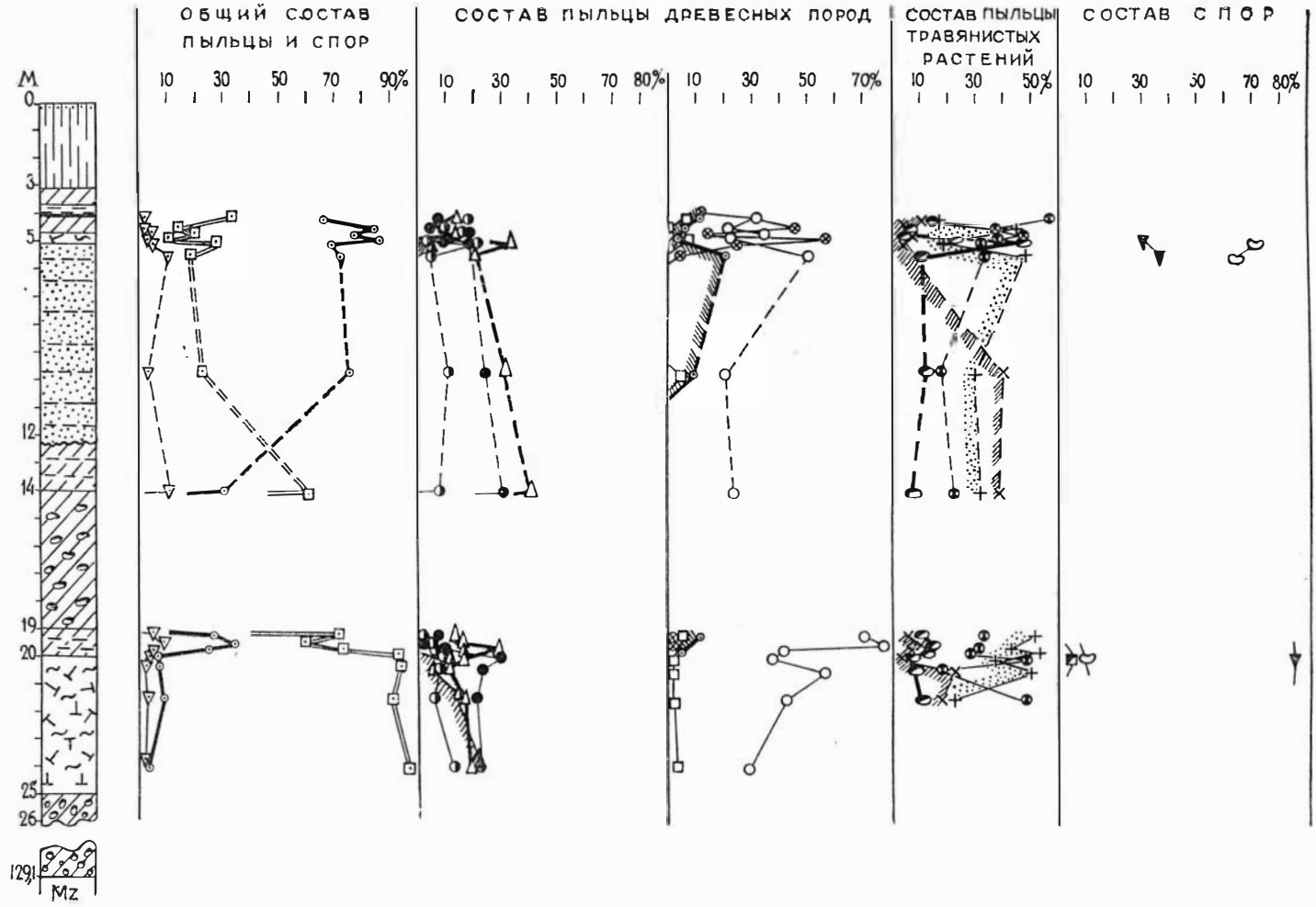


Рис. 19. Схема сопоставления опорных разрезов по скважинам, пробуренным вдоль Енисея от р. Подкаменной Тунгуски до р. Туруханн.

Скв. 9 — р. Туруханн, около фактории Фарково; скв. 7 — правый берег Енисея, станок Н. Имбатское; скв. 1 — правый берег Енисея, устье р. Комсы; скв. 4 — правый берег Енисея, 5 *км* выше станка В. Имбатское; скв. 5 — р. Сарпиха, 5 *км* западнее Бахтинского яра; скв. 1 — Варламовская, левый берег Енисея, 5 *км* ниже станка Лебедь; скв. 17 — Белый яр; скв. 6—4 *км* западнее Завального яра; скв. 57 — левый берег Енисея, ниже о. Монастырского. Условные обозначения см. рис. 2.


М
0
3
5
12
14
19
20
25
26
1291
Mz
ОБЩИЙ СОСТАВ ПЫЛЬЦЫ И СПОР
10 30 50 70 90%
СОСТАВ ПЫЛЬЦЫ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОД
10 30 50 70 80%
10 30 50 70%
СОСТАВ ПЫЛЬЦЫ ТРАВЯНИСТЫХ РАСТЕНИЙ
10 30 50%
СОСТАВ СПОР
10 30 50 70 80%

$1Q^{bg}_{2}sm$ 20,0—25,0 *м*. Гиттия темно-серая, прослойками черная, сильногумусированная, с частыми прослоями (5—10 *см*) темно-бурого плотного торфа.

glQ_2sm 25,0—129,0 *м*. Валунные серовато-бурые суглинки, грубые, сильнопесчаные, с беспорядочно рассеянными гравием, галькой и валунами. Порода совершенно аналогична неоднократно описанным осадкам этого типа в скв. 7, 6, в Завальном яру и т. д. Следует лишь отметить прослои грубых галечников на глубинах 111,0—113,0 и 84,0—89,0 *м*.

В описанном разрезе нижняя (25,0—129,0 *м*) и верхняя (14,0—19,0 *м*) валунно-суглинистые пачки практически не содержат пыльцы и спор. Их мы рассматриваем как донно-моренные образования. Разделяющая их пачка озерных отложений (19,0—25,0 *м*) характеризуется лесным типом спорово-пыльцевых спектров, отражающих развитие темнохвойных ассоциаций (рис. 20). По данным А. И. Пермякова, в спектрах из слоя гиттии (20,0—25,0 *м*) господствует пыльца древесных пород (90—94% от общего состава пыльцы и спор) при небольшом содержании (5—8%) пыльцы травянистых растений и спор (1—2%). Среди пыльцы древесных пород обнаружены ель (15—18%), сосна (20—25%), кедр (5—10%). Мелколиственные породы представлены пыльцой березы (30—40%) и ольхи (1—2%). Из группы травянистых растений встречается пыльца злаков, лебедовых, полыней, разнотравья. Среди спор найдены плауны, папоротники и сфагновые мхи.

В спектрах вышележащих суглинистых осадков (19,0—20,0 *м*) заметно уменьшается количество пыльцы древесных пород (60—70% от общего состава пыльцы и спор) и возрастает — травянистых растений (25—35%). Несколько увеличивается и содержание спор (5—8%). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (70% и более), встречается пыльца ели (12—25%), сосны (2—9%) и кедра (2—6%).

Таким образом, наблюдаются некоторые изменения в составе лесной растительности: увеличивается количество березы, сосны, исчезает пихта. С увеличением в спектрах пыльцы травянистых растений начинают преобладать полыни (40—50%), лебедовые (5—10%), злаки (10—13%), много разнотравья (27—30%). Появляется пыльца кустарничковой березы.

По-видимому, во время аккумуляции озерных глинистых пород (19,0—20,0 *м*) лесные ландшафты начали вытесняться лесотундровыми. Вероятно, наряду с лесными были и открытые ассоциации, представленные травянистыми болотами.

Надсамаровская часть разреза скв. 8/3 сложена вновь озерными отложениями (3,7—14,0 *м*), за исключением покровных лессовидных суглинков. В спорово-пыльцевых спектрах из них преобладает пыльца травянистых растений: лебедовых, полыни, разнотравья, злаков. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца ели и березы, но количество пыльцы ели не превышает 40% и в среднем колеблется между 20 и 30%. Любопытен «ровный» характер спектров, без четких признаков прогрессивного потепления климата непосредственно после завершения самаровского ледникового этапа. Поэтому остается не совсем ясным, считать ли осадки интервала 3,7—14,0 *м* скв. 8/3 позднеледниковыми

Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма белогорских озерных слоев, варламовских ледниковых и позднеледниковых (раннемессовских?) озерных слоев по скв. 8/3. Составил А. И. Пермяков.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

самаровскими (т. е. следует ли их включать в самаровский комплекс), или они относятся к самому началу мессовского времени. Последнее предположение нам кажется более вероятным, если учитывать палинологическую характеристику мессовской свиты и наличие погребенной почвы (?) вдоль кровли пачки рассматриваемых пород. В таком случае 3,7-метровая пачка лессовидных пород, не содержащая спор и пыльцы, очевидно, должна быть отнесена к санчуговско-тазовскому или даже зырянскому холодному времени.

Итак, сопоставляя разрезы скв. 8/3, обнажения Завального яра у триангуляционного пункта, скв. 1 — Варламовской, скв. 3, 5 и 12 района Бахтинского яра, нетрудно установить по ним несомненное тождество строения самаровской серии, остающееся без изменения в различных геоморфологических и структурно-тектонических условиях.

Этапность развития самаровского оледенения проявляется и в его краевой зоне, охватывающей южную, юго-восточную часть Келлог-Теульческой возвышенности в бассейнах рек Большой и Малой Хахалевки и Волоковой (см. рис. 10). Здесь нами были последовательно изучены естественные обнажения и разрезы буровых скважин вдоль речек и левого нагорного берега Енисея от Осиновских щек до Пантелеевского яра включительно. Это позволило сопоставить методом непрерывного геолого-геоморфологического и литолого-фациального прослеживания разрезы Завального яра, скв. 6, 7 и 8/3 с разрезами Хахалевского и Пантелеевского яров.

Один из наиболее полных, промежуточных разрезов получен в результате бурения линии скважин вдоль коренного левого берега Енисея против станка Осиново:

0,0—10,0 *м*. Суглинок буровато-коричневый, плотный, песчанистый, с беспорядочно рассеянной мелкой, кварцевой и диабазовой галькой.

10,0—17,0 *м*. Глина буровато-желтая, песчанистая, плотная, к основанию слоя серая, вязкая, пятнами ожелезненная, с единичной мелкой галькой и гравием, с 2—3-сантиметровыми лентами черной, жирной глины.

17,0—35,0 *м*. Песок желтовато-серый, кварцевый, глинистый, прослоями сильноглинистый до грубой супеси, низко отсортированный от тонко- до крупнозернистого, с беспорядочно рассеянным обломочным материалом — гравием, галькой и мелкими валунчиками траппов и реже кварца. В толще песков отмечаются прослои грубых суглинков с галькой.

35,0—40,0 *м*. Суглинок буровато-серый, песчаный, плотный, с большим количеством мелкой гальки и гравия.

40,0—78,0 *м*. Глина ленточноподобная, прослоями ленточная. Вверху серая, песчаная, с тонкими желтовато-серыми прослоечками песка, иногда увеличивающихся по мощности до 0,5 *м*, с редкой рассеянной галькой (40,0—48,0 *м*). Ниже слоистость приобретает ленточный характер за счет чередования темно-серых, черных, глинистых и более светлых супесчаных прослоев. Исчезает обломочный материал.

78,0—83,0 *м*. Песок желтовато-серый, полимиктовый, разнозернистый от мелко- до среднезернистого, с лентами глинистого материала.

Нижняя толща ленточных глин и валунных суглинков этого разреза (78,0—35,0 *м*) отчетливо сопоставляется с нижней валунной толщей скв. 8/3 (25,0—129,0 *м*) и Завального яра у триангуляционного пункта (37,6—65,4 *м*), что устанавливается по наблюдениям над серией обнажений по рекам Волоковой, Малой и Большой Хахалевок, а также по буровым данным Казачинской экспедиции. Менее уверенно коррелируется верхняя пачка суглинков и ленточноподобных глин (0,0—17,0 *м*) с упомянутыми разрезами. Возможно, что их следует считать аналогами верхней валунной толщи в колонках скв. 8/3 (14,0—19,0 *м*) и Завального яра (14,0—16,5 *м*; см. рис. 10).

Дело в том, что пески промежуточного интервала 17,0—35,0 *м* в разрезе против станка Осиново обладают признаками скорее водно-ледникового, чем озерного происхождения. Более отчетливо выясняется, по нашему мнению, стадиальность развития самаровского оледенения в Хахалевском яру, расположенном на левом берегу Енисея, в 5—6 *км* выше устья р. Хахалевки. Самаровские отложения этого обнажения также расчленяются на три пачки.

Верхняя пачка (0,0—15,3 *м*) сложена линзовидно переслаивающимися разнозернистыми песками с галькой и гравием, галечниками, состоящими главным образом из валунов траппов, валунными суглинками и реже ленточноподобными глинами.

Средняя пачка (15,3—24,0 *м*) представлена песками серовато-бурыми, глинистыми, тонко-мелкозернистыми, с частыми 3—5-сантиметровыми горизонтальными прослоями серовато-бурых, иловатых глин. Подошва слоя резко неровная.

Нижняя пачка (24,0—52,0 *м*) целиком состоит из ленточных глин: чередующихся лент черной, блестящей, жирной, плотной глины мощностью 0,5—3 *см* и буровато-серого пылеватого песчанистого материала. Кровля слоя волнистая, местами отмечаются карманы разнозернистого песка с мелкой галькой.

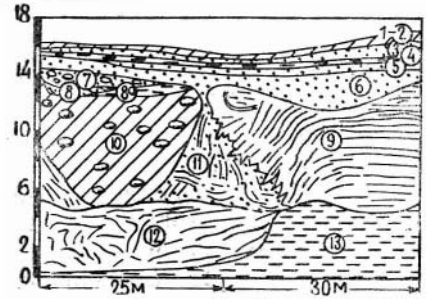


Рис. 21. Зарисовка гляциодислокаций верхней части разреза Хахалевского яра.
Условные обозначения см. рис. 2.

Таким образом, в отличие от Осиновского разреза средняя песчаная пачка сложена осадками, в генетическом отношении стоящими ближе к озерному типу. Важно отметить сильную гляциодислоцированность верхней и отчасти средней пачек пород (0,0—20,0 *м*) Хахалевского яра. В главном и рядом расположенном оползневых цирках этого яра описаны (рис. 21) слои:

	Мощность, *м*
1—6. Переслаивающаяся толща песков, суглинков и глин, залегающая горизонтально в ненарушенном состоянии. Это важно отметить, так как исключается возможность связывать с оползнями нарушенное залегание нижележащих пород слоев *7—12*	3,5—3,7
7. Линза галечника, состоящая из крупных угловатых галек и валунов диаметром 10—20 *см*, диабазов, различных песчаников, кварца и кремнистых пород	1,0—1,2
8. Песок серовато-желтый, грубый, разнозернистый, плохо отсортированный, с гравием, волнисто-слоистый	1,0
9. Глина буровато-коричневая, жирная, ленточноподобная, прослоями типично ленточная благодаря прослоечкам ожелезненного тонкозернистого песка. В правой части обнажения глины залегают в ненарушенном состоянии, а в средней резко изогнуты вниз, перемяты до своеобразного «бахромчатого» контакта с выжатыми вверх песками слоя *6*	8,0—8,5
10. Типично валунные суглинки, песчаные, грубые, с массой гальки и валунов. Контакт с песками (слоя *11*) резкий. Давление со стороны валунных суглинков передавалось на слой глин через выжатые и зажатые между ними и валунными суглинками слоистые пески. Супесчаные прослойки в песках оказались запрокинутыми, причудливо изогнутыми, разорванными и т. д.	7,5
11. Пески буровато-желтые, кварцевые, мелко-тонкозернистые, глинистые, с тонкой, очевидно, первоначально горизонтальной и волнистой синусоидальной, типа ряби мелководья, слоистостью, которая обу-	

словлена тонкими (2—3 *мм*) прослоечками супесчано-суглинистого материала. Слой сильно деформирован. Отдельные блоки слоистых осадков передвинуты, запрокинуты, выжаты и т. д. Вдоль контакта с глинами слоя *9* прослойки с тонкой синусоидальной слоистостью поставлены «на голову», резко прогнуты, разорваны, как бы подмяты под подошву слоя. Вдоль контакта с валунными суглинками они изогнуты параллельно подошве и вмяты в виде мелкой гофрировки друг в друга. На некотором расстоянии от обоих контактов суглинистые прослоечки настолько раздроблены и перемяты, что образуют своеобразный «конгломерат» в основной песчаной массе.

12. Переслаивание глин серовато-бурых и песков тонко-мелкозернистых; слоистость резко нарушенная. Видимо, это тот же слой *11*, но менее дислоцированный . . . . . 4,0—4,5

13. Глина темно-серая, с синим оттенком, иловатая, неясно-горизонтальнослоистая. Кровля глин неровная, резко волнистая, видимо, также несколько дислоцирована 5,0

Таким образом, смытыми оказались озерные осадки слоев *9, 11, 12* и *13*. Затем ледник быстро деградировал, оставив после себя отдельными пятнами донно-моренные (слои *8*, *10*) и озерно-ледниковые отложения (слои *8а* и *7*), которые перекрылись водно-ледниковыми осадками слоев *1—6*, сохранившимися в ненарушенном состоянии. Гляциодислокации Хахалевского яра, несомненно, могли возникнуть только при весьма энергичной и региональной подвижке ледникового покрова. Однако самостоятельность этого ледникового этапа не вполне доказана (отсутствуют палинологические данные), хотя на наш взгляд она представляется вполне очевидной и достаточно обоснованной.

Аналогичное трехчленное строение самаровской серии устанавливается и для разреза приледникового подпрудного бассейна непосредственно у края ледника. В качестве примера приведем разрез северной окраины Пантелеевского яра (см. рис. 10):

0,0—5,4 *м.* Глина ленточная, состоящая из чередования 2—3-сантиметровых лент темно-бурой, черной, блестящей, жирной глины и коричневато-серых супесчаных прослоев толщиной в 5—10 *см.*

5,4—11,4 *м.* Песок желтовато-бурый, кварцевый, мелкозернистый, горизонтальнослоистый за счет 5—20-сантиметровых прослоев более глинистого, уплотненного и слегка ожелезненного песка. Отмечаются ритмично следующие друг за другом глинистые (5—6 *см*) ленты.

11,4—42,5 *м.* Глина, прослоями тяжелый суглинок, темно-серого цвета, с грязно-синим оттенком, очень плотная, алевритистая, с тонкими прослоями мучнистого песка того же цвета и лентами темно-бурой, черной глины. В породе изредка встречается мелкая галька и гравий, иногда отмечается слабый, сероводородный запах. Контакт с подстилающими аллювиальными (пойменно-старичными) осадками туруханской свиты неровный, волнистый. Вдоль него встречаются крупные длиною до 10 *м* линзы разнозернистых, горизонтально- иногда косослоистых песков.

Подводя итог рассмотренным геологическим и палинологическим материалам, мы приходим к выводу: **самаровское оледенение Западно-Сибирской низменности следует подразделить на два ледниковых этапа и выделить между ними новый межстадиал, или межледниковье.** Мы предлагаем именовать их соответственно варламовским ледниковьем и белогорским межледниковьем (межстадиалом).

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ СЕРИЯ

МЕССОВСКАЯ СВИТА

Мессовская свита занимает вполне определенное положение в стратиграфической схеме В. Н. Сакса (1953). Она залегает на морене максимального оледенения и перекрывается морскими санчуговско-казанцевскими осадками. Мы полностью принимаем этот объем и стратиграфическое положение мессовских (мессовско-самбургских, Архипов, 1957, 1960)[1] слоев. В. Н. Саксом (1953), С. Л. Троицким (рукопись, 1961), С. А. Стрелковым и другими геологами НИИГА (Стрелков и др., 1959) мессовские, санчуговские и казанцевские слои объединяются в единый межледниковый историко-геологический этап преимущественной морской седиментации. Последний, по их мнению, разделяет эпохи максимального и зырянского оледенений. Между тем если исходить из синхронности тазовского оледенения и санчуговской трансгрессии, то отмеченное межледниковье неизбежно расчленяется на три этапа: мессовский (межстадиальный или межледниковый), санчуговско-тазовский (ледниковый) и казанцевский (межледниковый). В своих исследованиях мы придерживаемся именно этого взгляда, к нему сводится и сущность рекомендаций Новосибирского Межведомственного совещания по доработке унифицированных стратиграфических схем для Западной Сибири (1961).

Иного мнения придерживается В. А. Зубаков (рукопись, ВСЕГЕИ, 1957). Санчуговско-тазовскую свиту он подразделяет на две подсвиты. Верхнюю он отождествляет с енисейским оледенением, а нижнюю выделяет под названием оплывнинских межледниковых слоев. Мессовским слоям схемы В. Н. Сакса (1953) соответствуют хахалевские слои, которые вместе с оплывнинскими В. А. Зубаков (1958) объединяет в самбургское межледниковье, разделяющее самаровское и его енисейское оледенение.

Хахалевские слои В. А. Зубаков в 1956 г. выделил в Хахалевском яру. К ним он отнес толщу песков, галечников и глин с линзами валунных суглинков, залегающую в интервале 0,0—24,0 *м* разреза этого яра (см. рис. 10). Эти отложения относятся к самаровскому ледниковому комплексу, являясь его водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и донно-моренными фациями.

Впоследствии В. А. Зубаков (Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись 1960) отказался от выделения хахалевских слоев и предлагает разделяющее самаровское и енисейское оледенение именовать «оплывнинским».

---

[1] Двойное название, применявшееся нами ранее, неудобно в повседневной практике, поэтому мы отказались от него.

В связи с этим генетическая сущность и стратиграфическое положение оплывнинских слоев, возможность выделения их из толши пород санчуговской (санчуговско-тазовской) свиты представляет особый интерес.

Стратотип «оплывнинских слоев» в Оплывном яру В. А. Зубаков описывает так: «Это илы с характерным болотным запахом, линзами песка и кусками намывного торфяника» (1957, стр. 427). Далее он указывает, что иловатые осадки оплывнинских слоев связаны постепенным литологическим переходом с вышележащими породами енисейского горизонта. Наглядным примером служит описание одного из обнажений в районе главного оползневого цирка Оплывного яра (Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись, КГУ, 1960):

	Мощность, *м*
в) суглинок маловалунный, желтовато-серого цвета, оскольчатый. Галька и щебень плохо окатанные (коэффициент окатанности 38), составляют 3,2% от общего веса пробы. Петрографический состав: траппы 77%, метаморфические породы 12, кремни 11%	4,3
г) песок мелкозернистый, с сильным ожелезнением по верхнему контакту, косослоистый	2,0
д) суглинок валунный, с включением плохоокатанной гальки (12% от веса пробы) траппов, метаморфических и обломочных пород, серого и серо-бурого цвета	12,0
е) песок разнозернистый, с галькой траппов, кварца и кремней . . .	1,5
ж) суглинок валунный, аналогичный слою *д*	1,0
з) песок разнозернистый, кварц-полевошпатовый, светло-серого цвета, с четким волнистым верхним контактом. В средней части слоя песок глинистый, у контактов грубозернистый, с галькой	3,0
и) суглинок иловатый, серовато-бурого цвета, с редкой галькой . . .	5,0
к) суглинок песчанистый, серовато-бурого цвета, с единичной галькой и щебнем	12,0

Ниже разрез наращивается ручной скважиной:

б) глина песчаная, темно-синего цвета, плотная, вязкая, с редкой галькой	4,75
в) песок мелкозернистый, кварцевый, глинистый, темно-серого цвета . .	1,20
г) глина синевато-серого цвета, плотная, вязкая, в отдельных интервалах песчаная	5,15

Как видно, В. А. Зубаков прав: перед нами разрез, литологическая характеристика которого остается без существенных изменений. Непонятно лишь, почему именно по кровле слоя *и* следует проводить контакт енисейских и оплывнинских слоев. Обычно В. А. Зубаков (1957, 1958, 1960 и т. д.) ссылается на резко различные спорово-пыльцевые спектры, установленные В. В. Зауер для енисейского и оплывнинского горизонтов. В совместной статье Зауер и Зубаков (1958) отмечают для енисейских слоев обедненные травянисто-березовые ассоциации в отличие от богатых лесных с присутствием широколиственных пород спорово-пыльцевых комплексов оплывнинских отложений.

Сопоставим описания разрезов Оплывного яра по В. А. Зубакову с нашими (рис. 22). В статье 1956 г. строение этого яра он представлял в следующем виде:

	Мощность, *м*
Покровный горизонт суглинков и песков	5—10
Верхняя водная морена	20—25
Межморенные пески	8,0
Нижняя морена	15—20

Теперь же водную морену по геологическим данным и находкам в ней (Оплывной яр) остатков морских моллюсков можно надежно сопоставлять с санчуговско-тазовской свитой. В. А. Зубаков отождествляет ее с енисейским горизонтом. Нижняя морена представлена в Оплывном яру преимущественно озерно-ледниковыми фациями самаровского комплекса

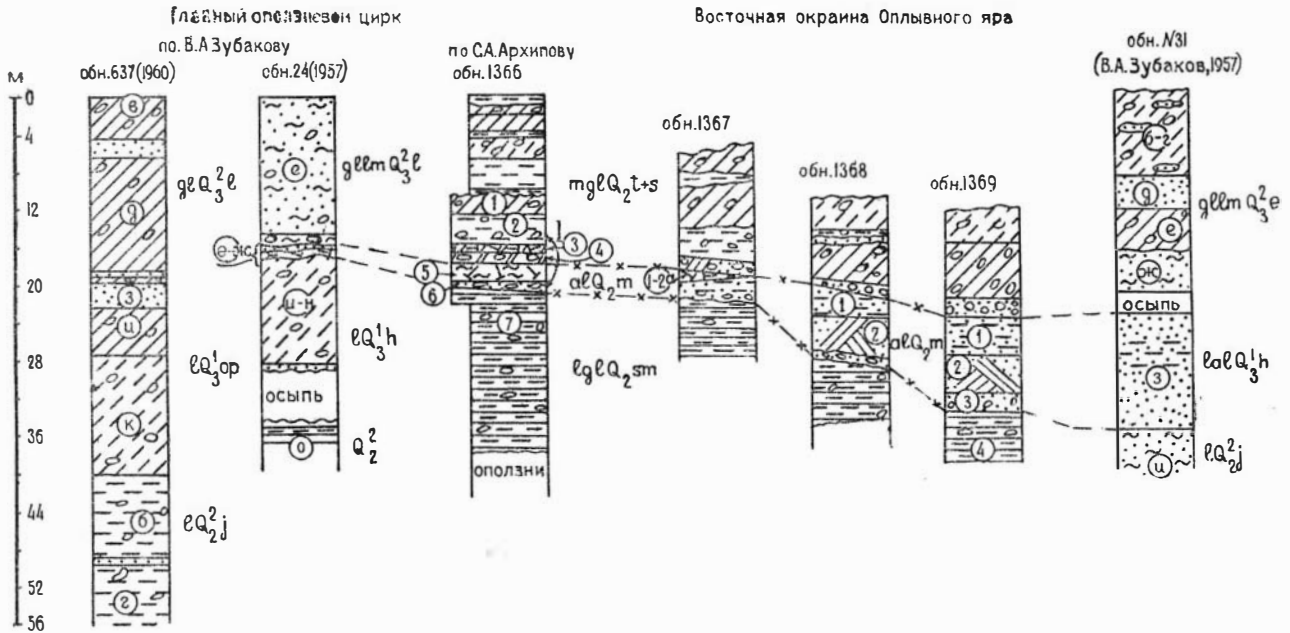


Рис. 22. Основные разрезы мессовской свиты в обнажениях Оплывного яра.
Условные обозначения см. рис. 2.

или ярцевскими слоями (по В. А. Зубакову). Следовательно, положение «межморенных песков» вполне определенное. Они, несомненно, аналоги мессовских слоев, по схеме В. Н. Сакса (1953).

В обнажениях Оплывного яра наблюдается два типа разрезов мессовской свиты. Первый — обычный (см. рис. 22; обн. 1369, 1368 и 1367):

	Мощность, *м*
1. Пески серые, тонкозернистые, глинистые, с частыми тонкими 2—3-сантиметровыми прослоечками иловатого, темно-серого, с зеленоватым или синеватым оттенком суглинка	1,5—1,8
2. Пески серовато-желтые, кварцевые, мелкозернистые, косо-волнистослоистые за счет чередования мелко- крупнозернистого, гравийного песка	4,5—5,0
3. Пески серые, кварцевые, разнозернистые, с гравием и мелкой галькой, иногда линзами галечников	0,5—1,0

Во втором типе обнажений пески слоя *1* и частично слоя *2* замещаются:

	Мощность, *м*
1—2а. Суглинками или супесями, серовато-синими, иногда с зеленоватым оттенком, с нечеткой прерывистой горизонтальной слоистостью за счет тонких (2—3 *см*) линзовидных прослоев бурого, осокового торфа и растительной трухи	2,8—2,9

Очевидно, перед нами типично построенная аллювиальная толща с закономерным набором фаций: базальными галечниками (слой *3*), русловыми (слой *2*), старично-озерными (слой 1—*2а*) и пойменными (слой *1*) осадками.

Контакт между мессовской и санчуговско-тазовской свитами не всегда выделяется достаточно отчетливо. В тех случаях, когда мессовский аллювий сложен преимущественно песчаными русловыми осадками, стратиграфическая граница между свитами отбивается без труда. В таких разрезах в основании санчуговско-тазовской свиты залегает 2—4-метровый слой базальных галечников (см. рис. 22; обн. 1369 и др.). Небезынтересно отметить, что и В. А. Зубаков в рукописной работе 1957 г. (Зубаков, Семевский, рукопись ВСЕГЕИ, 1957) приводит тождественные нашему описания разрезов Оплывного яра и, между прочим, также с двумя типами строения мессовской свиты, осадки которой он именовал хахалевскими слоями, (обн. 24 и 31). Им описаны базальные галечники в основании санчуговско-тазовской свиты (енисейского горизонта в обн. 24 в основании слоя *е*).

Значительно труднее разграничить отложения разбираемых свит в тех разрезах, где верхи мессовского аллювия сложены пойменно-старичными осадками. Для иллюстрации сошлемся на краткое описание фрагмента обн. 1366 западной стенки главного оползневого цирка Оплывного яра, где нами описаны нижние слои тазовско-санчуговской и осадки мессовской свит:

		Мощность, *м*
$mgIQ_2l+s$	*1.* Суглинок зеленовато-серый, песчаный, с рассеянными галькой и валунами	2,5
»	*2.* Глина темно-серая, почти черная, жирная, с прослоечками (2—3 *см*) мелкозернистого песка, содержащего массу растительной трухи и обломков древесины . . .	3,0
»	*3.* Супесь очень тонкая, пылеватая, коричневато-серая, с прерывистой горизонтальной слоистостью за счет 3—5-миллиметровых присыпок растительного мусора . .	0,8—1,0

$mglQ_2t+s$	4. Песчано-суглинистая, сильновалунистая порода, по существу галечник, в супесчано-суглинистом заполнителе. Обломочный материал представлен валунами, крупной (до 60%) и мелкой (15—20%) галькой, гравием, отмечаются линзы разнозернистого гравийного песка . .	0,2—0,6
alQ_2m	5. Суглинок серовато-синий, прослоями иловатая, серовато-зеленая глина, отчетливо горизонтальнослоистый за счет прослоев (10—20 *см*) плотного бурого торфа . . .	2,5—2,0
»	6. Песок буровато-коричневый, мелко-тонкозернистый, косослоистый, вдоль кровли с карманами галечников и гравийников	0,3—0,5
$lglQ_2sm$	7. Суглинок глинистый, серовато-синий, серовато-зеленый, у кровли ржаво-бурый, охристый, ожелезненный, с прерывистой горизонтальной слоистостью за счет 2—3-сантиметровых прослоечков черной глины и серого пылеватого песка. В породе встречается гравий и мелкая галька	12,5—12,8

Мы полагаем, что наш разрез обн. 637 и приведенный В. А. Зубаковым тождественны между собой, если не описаны в одной и той же расчистке, что представляется несомненным для обн. 24 и 1366. Но В. А. Зубаков к оплывнинским слоям относит не только низы санчуговско-тазовской свиты, представленные озерно-лиманными (?) осадками, но и старично-пойменные (слой *5*) мессовские отложения (слои *е—ж* обн. 24), а также, по-видимому, верхи озерной самаровской толщи (обн. 637). Так, в обн. 24 слои *и—н* (конкретно слой *к*) содержат мохово-березовый спорово-пыльцевой спектр. Слои *е—ж* характеризуются травянисто-мохово-еловыми спектрами, в которых среди древесных обнаружена пыльца ели, лиственницы, пихты, березы, орешника, ивы и можжевельника (Зубаков, Семевский, рукопись ВСЕГЕИ, 1957). Палинологические данные В. А. Зубакова в совокупности с литолого-генетическим обликом слоев *и—н*, тождественных нашему слою *7*, позволяют нам отнести их к самаровской толще. Лишь слои *е—ж* формировались в условиях потепления климата и поэтому могут быть отождествлены с хахалевскими (Зубаков, 1957) или мессовскими слоями. Самые низы санчуговско-тазовской свиты, по-видимому, формировались в климатических условиях, близких к тем, которые существовали в конце мессовского времени. В пользу этого свидетельствуют палинологические данные, полученные по обнажению 1366 (слои *3—6*). В спорово-пыльцевых спектрах из слоев *5* и частично *6* отмечается обилие пыльцы древесных пород, особенно много пыльцы березы (43—65%), ели (37%) и пихты (17%), большое количество спор плаунов и плаунки *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

В целом формирование старично-пойменного мессовского аллювия происходило при развитии березняков, с участием ели и пихты, при слабом развитии травянистого покрова, но обилии плаунов главным образом лесных видов. В слоях *3* и *4* в составе спектров несколько сокращается содержание пыльцы древесных пород, появляется пыльца эфедры и кустарничковой березки. Древесные представлены пыльцой березы (в среднем до 70%), ели и пихты (в среднем до 20—30%).

Таким образом, санчуговско-тазовская свита начала формироваться при ухудшении палеоклиматической обстановки, сокращения темнохвойной тайги, развития безлесных пространств, заросших кустарничковой березкой. Следовательно, палеоклиматическая и геологическая границы между мессовской и санчуговско-тазовской свитами не совпадают во времени.

Оплывнинские слои В. А. Зубакова, по-видимому, объединяют разновозрастные отложения. Это толщи осадков, сформировавшихся как на границе санчуговско-тазовского и мессовского, так и мессовско-самаров-

ского ритмов осадконакопления в условиях сходных, преимущественно озерных, и некоторое время в сравнительно медленно изменявшейся климатической обстановке. Постепенные и, возможно, сильно растянутые климатические переходы обусловлены сравнительной прохладностью и кратковременностью мессовского времени. Поэтому, на наш взгляд, неверно выделять оплывнинские слои из низов санчуговско-тазовской свиты. Посмотрим, как, например, выглядит разрез Пупковского яра по представлениям В. А. Зубакова, которые он развивал летом 1959 г. в период работы Межведомственной стратиграфической партии[1].

Интересующее нас обнажение находится на правом берегу Енисея, в 1,5 *км* ниже по течению от станка Пупково (рис. 23). От бровки яра высотой в 36—38 *м* над Енисеем под 2,5—3-метровой пачкой пород зыряновского возраста вскрываются:

		Мощность, *м*
$mglQ_2t \div s$	1. Суглинок буровато-серый, плотный, мелкокомковатый, с неясной слоистостью и изредка рассеянной галькой и гравием. Встречаются обломки раковин, среди них, по сборам В. А. Зубакова, *Astarte Montagui* (Dillw.) . .	9,3
»	2. Линза песка грязно-серого, разнозернистого, с галькой и валунами	1,5
»	3. Суглинок, у кровли супесь, пепельно-серый, с зеленоватым или грязно-синим оттенком, глинистый, плотный, крупнокомковатый, с галькой и единичными валунами. В этом слое В. А. Зубаковым (1956), В. С. Волковой (1958), С. А. Архиповым (1957) и другими были найдены многочисленные остатки целых, хорошо сохранившихся раковин морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray). *Astarte montagui* (Dillw.), *A. cf. crenata* (Gray), *Portlandia lenticula* (Möll.) и т. д.	8,5—9,0
alQ_2m	4. Пески серовато-желтые, мелкозернистые, кварцевые, слюдистые, неясно-горизонтальнослоистые . . .	4,5—5,0

В ручной скважине, наращивающей обнажение, были вскрыты:

		Мощность, *м*
alQ_2m	4а. Пески серые, кварцевые, мелкозернистые, аналогичные слою 4 обнажения, с тонкими серовато-бурыми, иловатыми прослоечками, иногда сильно обогащенными растительным мусором	4,3
»	5. Пески серые, кварцевые, разнозернистые с мелким гравием, хорошо промытые	1,6—1,7
glQ_2sm	6. Суглинки темно-серые, песчаные, грубые, плотные, комковатые, с массой беспорядочно рассеянного гравия и мелкой гальки	0,5—0,6

Очевидно, общая мощность песков слоев *4—5* достигает 15—16,0 *м*. В основании их залегают галечники, перекрывающие, по-видимому, морену максимального оледенения. В. А. Зубаков предлагает выделить в естественном разрезе енисейские (слой *1*), оплывнинские (слой *3*) и хахалевские (слой *4*) слои. Основанием для подобного стратиграфического подразделения ему послужили данные спорово-пыльцевых анализов по 7 образцам. Шесть из них были отобраны из слоя *1* и содержали

[1] Межведомственная стратиграфическая партия была организована по инициативе И. И. Краснова, поддержанной Институтом геологии и геофизики СО АН СССР. Летом 1959 г. партия провела корреляционный маршрут по Енисею от пос. Туруханска до устья Подкаменной Тунгуски. В ее составе участвовали: И. И. Краснов, В. А. Зубаков, Т. А. Руденко, Е. П. Заррина (ВСЕГЕИ), С. А. Архипов (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), Х. А. Кинк (КГУ), Г. Н. Худяков (СНИИГГИМС). Краткое резюме о результатах маршрута составлено В. А. Зубаковым. Информ. сб., ВСЕГЕИ, № 29, 1960.

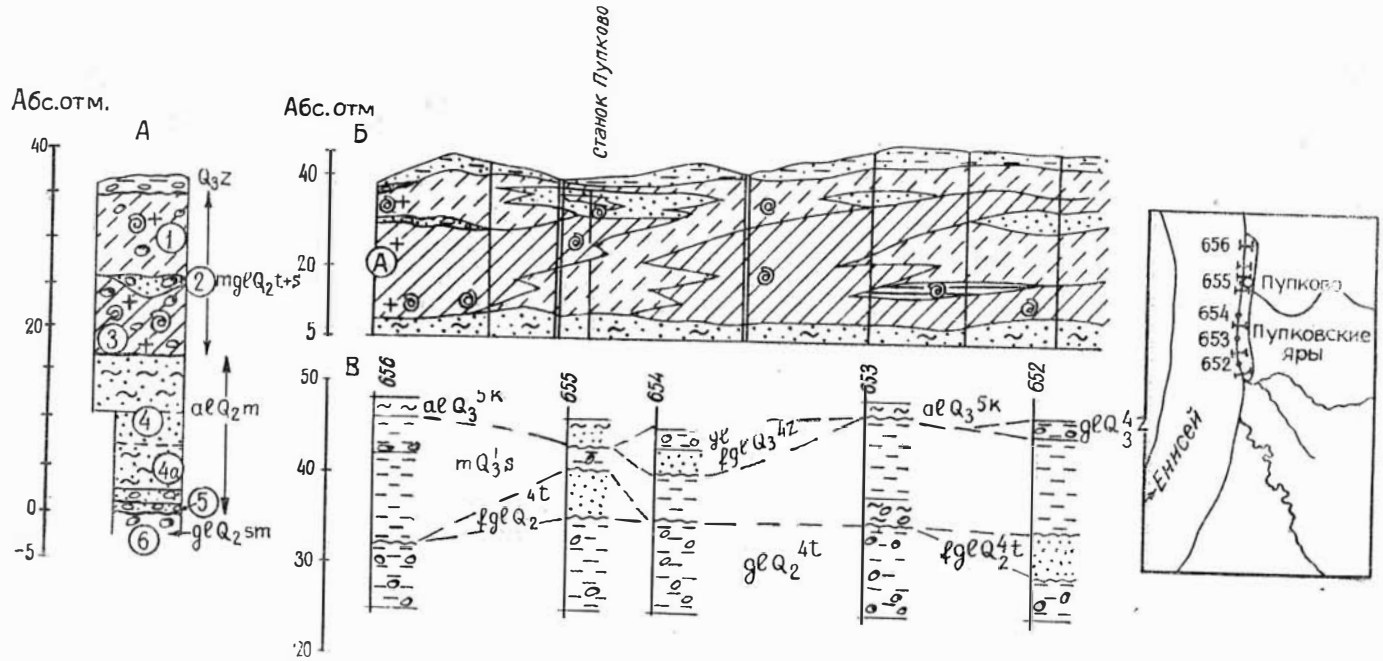


Рис. 23. Геологическое строение Пупковского яра.

А — разрез Пупковского яра, описанный участниками Межведомственной стратиграфической партии (1959); *Б* — литологический профиль Пупковского яра; *В* — опорные разрезы Пупковского яра, схема их корреляции и стратиграфического расчленения по С. П. Альтеру (1958). Условные обозначения см. рис. 2.

березово-травянистые спорово-пыльцевые спектры. Поэтому вмещающие их породы (слой *1*) В. А. Зубаков отнес к енисейскому горизонту. И только в одном образце из слоя *3* содержался спорово-пыльцевой спектр, в котором среди древесных пород содержалась пыльца ели и сосны (Зубаков, рукопись, 1957). Обнаружив обломки створки *Cyprina islandica* L. на бечевнике, у подножья яра, В. А. Зубаков предполагает, что они вымыты из низов слоя *3*. Эта находка, по его мнению, указывает на потепление климата в период формирования осадков слоя *3* (по сравнению с «енисейским») и служит основанием для отнесения их к оплывнинским слоям.

По нашему мнению, слои *1, 2* и *3* относятся к санчуговско-тазовской свите. Одна из самых характерных ее особенностей — линзовидное строение. Линзы песков иногда с галечниками и валунами, подобные слою *2*, быстро выклиниваются и неоднократно появляются вновь в различных частях свиты. Суглинки и супеси в разной степени грубые, песчаные и глинистые, тонкоотмученные, то буровато-серые, то пепельно-темно-серые (слои *1* и *3*), выклиниваясь, замещают друг друга.

Осадки слоев *4—5*, подстилающие санчуговско-тазовские и перекрывающие самаровские (слой *6*) отложения, мы отождествляем с мессовской свитой.

Подобное трехчленное строение антропогеновой толщи по обнажениям и скважинам прослеживается вдоль Енисея от его низовьев (Сакс, 1951, 1953) до устья Подкаменной Тунгуски. Мессовские слои обладают четко выраженным литолого-фациальным типом осадков. Это преимущественно песчаные, речные образования, представленные, как правило, русловыми фациями. Старичные, озерные фации распространены крайне неравномерно и, преобладая в одних разрезах, полностью отсутствуют в других. Тем не менее, южнее широты г. Туруханска появление в толще мессовского аллювия старично-озерных фаций становится закономерным явлением. К кровле мессовского аллювия, к старично-пойменным иловато-торфянистым осадкам приурочены следы древней мерзлоты: псевдоморфозы по ледяным клиньям, котлы кипения и т. д. (Лаврушин, 1961).

В 1960 г. А. И. Пермяков (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960) впервые проанализировал старичные иловато-торфянистые осадки мессовской свиты. По его данным, в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород: березы — 38—70%, ели — 6—38, кедра — 6—26, пихты — 2—11, сосны — 1—9%. Встречается пыльца ольхи и ивы. В спектрах трав преобладают и постоянно присутствуют в большом количестве пыльца полыни, реже лебедовых, злаков и осок. Отмечается большое количество спор папоротников и мхов.

Вполне сходные результаты получены нами в скв. 7, пробуренной Казачинской экспедицией в станке Нижний Имбак, на правом берегу Енисея. Под толщей санчуговско-тазовских пород вскрыты:

l-alQ₂m	31,7—40,9 *м.*	Пески серые, кварцевые, с примесью темноцветных, мелко-тонкозернистые, неясно-горизонтальнослоистые за счет тонких иловато-алевритистых прослоечков.
»	40,9—47,7 *м.*	Супесь буровато-серая, алевритистая, с частыми горизонтальными прослоечками желтовато-серого тонкозернистого песка.
»	47,7—48,9 *м.*	Та же порода, но с более частыми и крупными (до 10 *см*) прослоями тонкозернистого песка.
»	48,9—49,4 *м.*	Супесь, аналогичная интервалу 40,9—47,7 *м.*
»	49,4—50,4 *м.*	Пески серые, кварцевые, тонкозернистые, с частыми тонкими прослоечками супеси.
»	50,4—51,9 *м.*	Торф буровато-серый, песчанистый, неяснослоистый.
»	51,2—59,1 *м.*	Супесь алевритистая, глинистая, серая, с синеватым оттенком, тонко, но неяснослоистая за счет прослоечков (1—2 *мм*) пылеватого материала.

l-alQ₂m 59,1—60,1 *м.* Плотный, темно-коричневый торф.
» 60,1—60,4 *м.* Суглинок темно-серый, сильногумусированный, типа гиттии, залегает на ленточных глинах самаровского возраста.

Мессовская свита представлена в этом разрезе аллювиально-озерными фациями. Причем устанавливается постепенный литологический переход от позднесамаровских озерных ленточных глин сначала к мессовским суглинистым отложениям с прослоями торфа, а затем к супесчаным и песчаным осадкам в верхней части разреза.

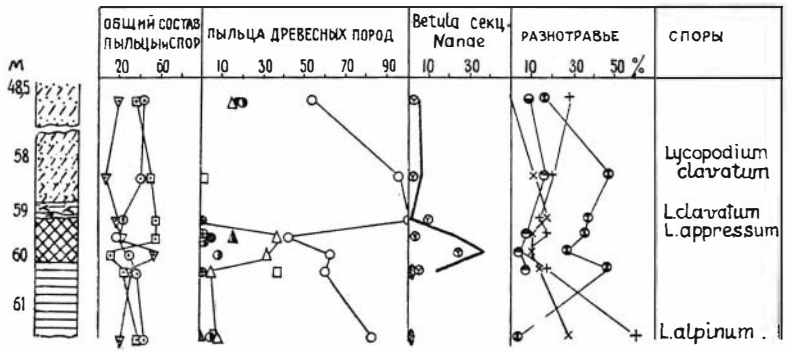


Рис. 24. Спорово-пыльцевая диаграмма мессовской озерно-аллювиальной толщи по разрезу скв. 7 Станок Нижний Имбак. Составила Т. П. Левина

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

По данным Т. П. Левиной (рис. 24), в озерных позднеледниковых ленточных глинах преобладает пыльца березы в группе древесных пород, а в пыльце травянистой растительности — пыльца полыней, лебедовых, встречено одно зерно эфедры, споры арктических плаунов. В спектрах из мессовского погребенного торфяника преобладает пыльца древесных пород: березы (41—61%), ели (30—35%), встречается сибирский кедр и пихта. Отмечено большое количество пыльцы вересковых и кустарничковой березки, пыльцы полыней и лебедовых (до 20%). Споры представлены как лесными, так и арктическими видами плаунов. Супесчаные осадки верхней части разреза мессовской свиты содержат вновь обедненные спорово-пыльцевые спектры. Исчезает пыльца ели, а среди доминирующей пыльцы березы наряду с древовидной появляется устойчивое и значительное количество пыльцы кустарничковой березы.

Палеофлористические материалы показывают, что накопление позднесамаровских глин происходило в холодном водоеме, образованном, повидимому, талыми водами ледника. В то время в основном преобладали открытые ландшафты типа березового редколесья. По мере зарастания и заболачивания водоема характер растительности менялся. В мессовское время появились смешанные елово-березовые леса с примесью пихты и кедра и большого количества папоротников, плаунов, главным образом, лесных видов.

Состав растительности указывает на то, что климатический оптимум мессовского времени был влажным и относительно теплым. Тем не менее, следует иметь в виду, что в спорово-пыльцевых спектрах как по нашим данным, так и по материалам А. Н. Пермякова (Лаврушин, Пермяков, Трофимов, 1960), В. В. Зауер (рукопись, 1956, 1960) и М. П. Гричук (1960) всегда доминирует пыльца березы, а пыльца ели, появляясь в незначительных количествах и достигая максимума (30—38% против

61—70% пыльцы березы), снова постепенно исчезает в верхних частях мессовского разреза.

Климатические условия медленно, но неуклонно и, по-видимому, весьма плавно ухудшались. Елово-березовые леса вытеснялись березовыми колками, чередовавшимися с зарослями кустарничковой березки на обширных безлесных пространствах. Перед нами, по-видимому, полный цикл развития растительности, отвечающий, возможно, межледниковью. Вместе с тем состав спорово-пыльцевых спектров изменяется снизу вверх по разрезу мессовской аллювиальной свиты так же закономерно и последовательно, как и в толще туруханского аллювия. Но эти изменения имеют существенно отличную качественную характеристику.

В. А. Зубаков утверждает, что оплывнинский век был самым теплым межледниковьем в течение всего антропогена (Зауер, Зубаков, 1958). Этот вывод основывается на спорово-пыльцевых анализах, полученных по разрезу обн. 24, слоев *е — ж* главного оползневого цирка Оплывного яра (см. рис. 22). В составе спектров отмечается господство сосны, кедра, присутствие ели, березы и нескольких пыльцевых зерен липы, вяза и орешника. Однако повторный анализ, проделанный В. В. Зауер в 1959 г. (обн. 637), не подтвердил присутствия пыльцы широколиственной растительности в оплывнинских слоях (Зубаков, Кинк, Сталь, рукопись, КГУ, 1960; см. заключение В. В. Зауер). Аналогичное заключение представила В. В. Зауер еще в 1956 г. по разрезу скв. 50, пробуренной экспедицией Гидропроекта по соседству с Оплывным яром (см. рис. 14). Ее данные сходны с нашими (рис. 25), а также материалами А. И. Пермякова (Лаврушин, Пермяков и Трофимов, 1960) и М. П. Грачук (1960), анализировавшей разрез Оплывного яра.

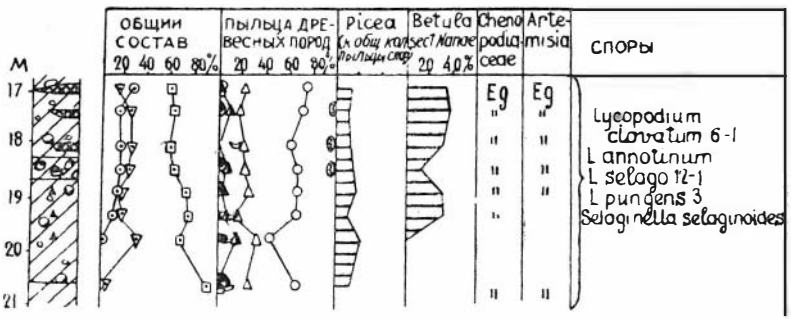


Рис. 25. Спорово-пыльцевая диаграмма мессовских старично-озерных и лиманных санчуговско-тазовских отложений из разреза главного оползневого цирка Оплывного яра.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

В полном соответствии с изложенными палинологическими данными находятся материалы по диатомеям и семенной флоре из обн. 24 Оплывного яра. По определениям И. А. Купцовой, в иловато-торфянистых осадках слоев *е — ж* содержатся холоднолюбивые диатомовые водоросли. В списке семенной флоры М. Г. Кипиани (устное сообщение) отмечает остатки *Fungi, Bryalis, Larix* sp., *Coniferae* gen., *Potamogeton* sp., *Sparganum* sp., *Carex* sp., (тысячи орешников), *Betula* sp., *Sparganum* sp., *Rubus, Comarum, Hippuris, cf. Menyanthes* и т. д. Следовательно, накопление торфянисто-иловатых осадков происходило в достаточно холодном водоеме озерного типа. На наш взгляд, сомнительно, чтобы по берегам подобных «холодных» озер могли произрастать чрезвычайно требовательные к теплу липа, орешник, вяз и т. п. Правдоподобнее счи-

тать, что несколько пыльцевых зерен теплолюбивых растений оказалось в переотложенном состоянии в тех нескольких образцах, которые были отобраны В. А. Зубаковым в разрезе Оплывного яра. По нашему мнению, положение В. А. Зубакова о том, что «климатические условия самбурского межледниковья более четко выражены по сравнению с казанцевским межледниковьем» (Информ. сб., № 29, ВСЕГЕИ, 1960, стр. 145), не оправдывается. Вся совокупность имеющихся сейчас палинологических материалов свидетельствует как раз об обратном. По сравнению с туруханским и казанцевским межледниковьями (Архипов, Матвеева, 1960; Коренева, 1960) мессовское время было, несомненно, более прохладным и кратковременным.

Мессовская свита за пределами Енисейской депрессии участвует в строении разрезов 35—45 (50)-метровой надпойменной террасы Енисея, перекрываясь озерными санчуговско-тазовскими отложениями. Типичный разрез вскрыт в скв. 57, пройденной на левом берегу Енисея, ниже о. Монастырского, вблизи южной границы распространения санчуговско-тазовских марино-гляциальных осадков.

Мессовский аллювий залегает на самаровской свите, а у тылового шва террасы он прислонен к коренному берегу — ледниковой аккумулятивной равнине самаровского времени.

$eolQ_3z$	0,0—3,9 *м.*	Супесь, или легкий суглинок, желтовато-серая, иногда с грязно-бурым оттенком, пылеватая, пористая, пятнами ожелезненная, известковистая. Порода типично лессовидная.
lQ_2t+s	3,9—11,6 *м.*	Супесь желтовато-серая, тонкая, глинисто-пылеватая, отчетливослоистая вследствие наличия тонких горизонтальных прослоечков серой плотной глины.
alQ_2m	11,60—14,25 *м.*	Глина темно-серая, с синеватым оттенком, неясно-горизонтальнослоистая, с супесчаными прослоечками. В основании слоя более песчаная, гумусированная, с обуглившимися растительными остатками. У кровли переходит в суглинок, содержащий единичный мелкий гравий.
»	14,25—16,40 *м.*	Песок серый, кварцевый, мелко-тонкозернистый, слюдистый.

Пески и глины интервала 11,6—16,4 *м* образуют, очевидно, толщу аллювия, которая по своей мощности и литолого-фациальному составу, а также положению в геологической колонке скв. 57 (см. рис. 19) вполне сопоставима с мессовской свитой Завального яра. Спорово-пыльцевые спектры, извлеченные из толщи этих пород (Барсков и др., рукопись, 1958), обедненные и содержат примерно одинаковые количества пыльцы древесных пород и трав. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца берез, отмечается ель, сосна и пихта. В спектре трав много осок, лебедовых, меньше полыней и разнотравья. Встречаются споры плаунов и папоротников. На основании этих скудных сведений можно допустить, что мессовский аллювий скв. 57 формировался в условиях послесамаровского потепления климата. Вышележащие тонко-горизонтальнослоистые озерные осадки (3,9—11,6 *м*) пыльцы и спор не содержат. Мы сопоставляем их с санчуговско-тазовскими отложениями. Лессовидная покрышка террасы, возможно, имеет молодой зырянский возраст.

Аналогичные разрезы рассматриваемой террасы Енисея встречаются как в приледниковой, так и во внеледниковой зонах (примерно до широты г. Енисейска).

Итак, мы считаем целесообразным отказаться от выделения оплывнинских слоев как самостоятельной стратиграфической единицы межледниковья. Они отражают особенности осадкообразования у южной окраины Енисейской депрессии и распространены только в этом районе. Кровля и подошва оплывнинских слоев имеют значение фациальных, а не стратиграфических границ.

Основные моменты дискуссии о происхождении санчуговско-тазовских отложений. Новосибирское Межведомственное совещание 1960 г. выделило санчуговско-тазовскую свиту. Тем самым в результате многолетней дискуссии была признана синхронность санчуговских и тазовских слоев в этом районе. Вместе с тем попрежнему нерешенным и наиболее спорным остается вопрос о происхождении и условиях формирования санчуговско-тазовских пород. Существующие разногласия — это следствие объективных трудностей, возникающих при генетической интерпретации сложного и противоречивого литологического облика санчуговско-тазовских пород, особенно в южной части Енисейской депрессии.

О морском происхождении рассматриваемых осадков в упомянутом районе свидетельствует морская фауна, содержащаяся в них. В то же время ледниково-континентальные признаки условий формирования санчуговско-тазовских пород подтверждаются их общей грубостью при весьма несовершенной сортировке отложений, беспорядочно рассеянным обломочным материалом, валунами с ледниковой штриховкой и, наконец, встречающимися в обнажениях Алинского, Бахтинского и некоторых других яров пачками ленточных глин мощностью до 2,0 *м*.

Типичным примером санчуговско-тазовских отложений (так называемой тазовской морены) может служить разрез около станка Пупково. Напомним, что интересующие нас осадки в этом обнажении (см. рис. 23) представлены суглинками темно-серыми, глинистыми, тяжелыми (слой *3*) и буровато-серыми, песчанистыми супесями (слой *1*). В породе беспорядочно рассеян и более или менее послойно дифференцирован обломочный материал размером от гравия до крупных валунов диаметром до одного метра. Валуны и галька разноокатаны, некоторые крупные валуны несут признаки ледниковой штриховки (слои *1* и *3*). Суглинки и супеси имеют характерную оскольчато-щебневатую текстуру, линзовидно переслаиваются между собой и замещаются друг другом. Иногда отмечаются следы местных перемывов, которые фиксируются появлением крупных линз разнозернистых песков с галькой, особенно обогащенных крупными валунами (слой *2*). Чисто внешне, визуально эти осадки действительно можно принять за донную морену. Но они содержат типично санчуговский комплекс морской фауны: *Portlandia arctica* (Gray), *P. lenticula* (Möll.), *Astarte montagui* (Dillw.), *A. cf. crenata* (Gray) и др. (определения С. Л. Троицкого).

Помимо макрофауны, в Пупковском разрезе обнаружены хорошо сохранившиеся фораминиферы. В слое *3* в двух образцах на глубине 14 и 16 *м*, считая от бровки обнажения, В. И. Гудина обнаружила *Cribroelphidium gösti* (Stschedrina), *C. orbiculare* (Brady), *Glandulina laevigata* d'Orb., *Cribrononion* sp., *Pseudopolymorphina* sp. В слое *1* найдены единичные экземпляры *Nonion* sp. Все перечисленные виды встречаются в большом количестве в морских осадках санчуговской свиты низовьев Енисея и казымской свиты на Оби.

Как же объяснить эти противоречивые диагностические признаки происхождения санчуговско-тазовских пород? На современном уровне наших знаний наиболее правильным будет признать, по нашему мнению, что они имеют марино-гляциальный генезис. Эта точка зрения, выдвинутая нами при поддержке Ю. А. Лаврушина и независимо от нас В. А. Зубаковым и Б. В. Мизеровым (1957), была впервые высказана в 1956 г. на Ленинградском совещании по унификации стратиграфических схем Сибири (1957). Она нашла свое отражение в «Особом мнении», к кото-

рому присоединились А. И. Попов и Г. И. Лазуков. Они также выступали в печати (Лазуков, 1960; Попов, 1948). Вначале идея существования марино-гляциальных отложений не встретила поддержки со стороны геологов ВСЕГЕИ (за исключением С. А. Яковлева, 1959) и НИИГА и долгое время считалась необоснованной.

Кроме отмеченной точки зрения (Зубаков, Архипов, Лаврушин), сформировались два других крайних, диаметрально противоположных и исключающих друг друга взгляда на происхождение осадков санчуговско-тазовского горизонта. Одни считают их континентально-ледниковыми, другие — прибрежно-морскими отложениями.

Континентально-ледниковое происхождение санчуговско-тазовского горизонта отстаивает Е. П. Заррина, И. И. Краснов (1961). Ставя под сомнение морской или даже ледниково-морской генезис этих осадков, они заявляют: «Сам факт нахождения в морене остатков морской фауны еще не дает основания определять по ним первичный генезис морены. Известны многочисленные находки переотложенных остатков морской фауны и флоры в осадках заведомо континентального происхождения».

Но факты, как известно, имеют различную значимость. Бесспорно, что случайные скопления разнородных органических остатков в морене — это факты, действительно ничего не говорящие о ее происхождении. К таким находкам относятся ядра, отпечатки, слепки юрских и меловых моллюсков типа *Natica* sp. indet., *Pteria aff. tenuicostata* Röem juw., *Cinuia humboldti* Müller и т. д. (определения Н. И. Шульгиной), палеозойских кораллов, отпечатки папоротников на пермских сланцах и т. д. Они обнаружены нами в осадках санчуговско-тазовского горизонта по рекам Девятихе, Большой Сиговой, в Бахтинском яру и т. д. (рис. 26), где эти ископаемые находились в гальках и обломках окремневших песчаников, известковистых алевролитов, сланцев, доломитов и т. п. Но совершенно иное значение имеют сборы четвертичных морских моллюсков и усоногих из той же толщи санчуговско-тазовских пород. В этом случае речь идет о строго определенном комплексе фауны, захороненной в осадках, литологически тождественных тем, на которых она обитала при жизни.

Условия нахождения, захоронения и особенностей распространения морских моллюсков в так называемой тазовской морене подробно рассмотрены нами ранее (Архипов, Алешинская, 1960). С. Л. Троицкий, определявший коллекции морских моллюсков из тазовской морены (сборы В. А. Зубакова, В. С. Волковой и наши), отмечает постоянство видового состава в разных пунктах сборов при небольшом числе видов. Он установил в составе комплекса один высокоарктический, два арктических, три аркто-бореальных и два (три) субарктических видов (табл. 1). С. Л. Троицкий проделал исключительно ценную статистическую обработку распространенности видов фауны.

Таблица 1

Распределение зоогеографических групп моллюсков в санчуговских слоях и «тазовской морене», %

Виды	„Тазовская морена"	Санчуговская свита	
	Енисей, выше пос. Туруханска	Енисейский залив	бассейн р. Агапы
Холодноводные	41	38,5	36,4
Аркто-бореальные	49	51	53,5
Субарктические и бореальные	10	10,5	10,1

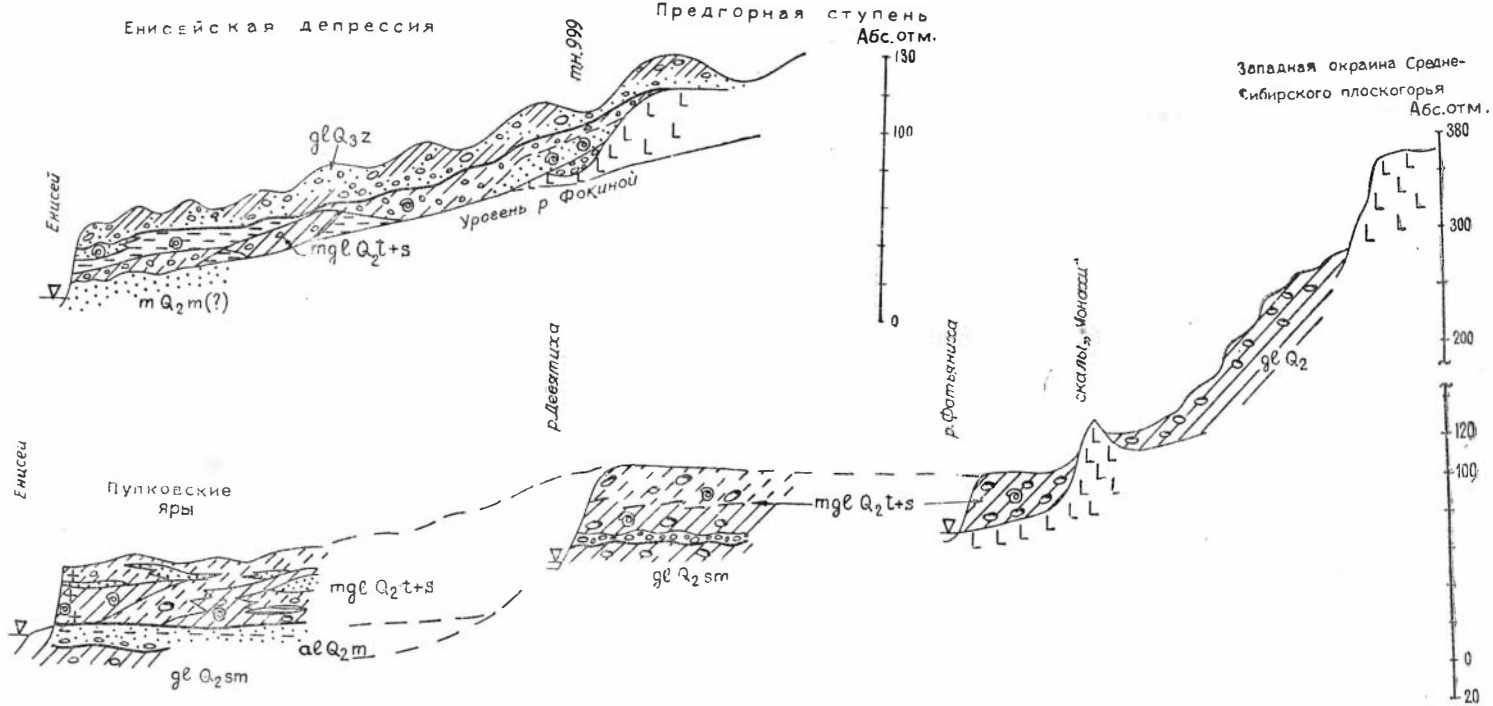


Рис. 26. Литолого-фациальное строение санчуговско-тазовской свиты вдоль Западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Схематический геологический профиль вдоль рек. Фокиной и Девятихи. Некоторые опорные разрезы и их корреляция.

Условные обозначения см. рис. 2.

Наглядность и однозначность полученных данных позволили ему заключить, что «по одному составу комплекса можно предполагать одновременность формирования осадков санчуговских слоев Гыданского п-ова, Таймырской низменности и слоев с фауной (т. е. «тазовской мореной»), залегающих в береговых обрывах Енисея выше пос. Туруханска».

В разрез с заявлением И. И. Краснова и Е. П. Зарриной, будто бы «большинство описанных в литературе... находок относятся к сборам с бечевника..., по сборам фауны с бечевника или с выветрелых склонов нельзя с уверенностью утверждать о принадлежности ее к мореноподобным отложениям...» (Там же, стр. 52, 53), следует категорически отметить, что в действительности морские моллюски и усоногие собраны почти всюду, где в обнажениях или в буровых скважинах были вскрыты санчуговско-тазовские отложения. О том, что это не случайные сборы и тем более не сборы с бечевников, ярко свидетельствует стройная картина закономерных экологических и видовых ассоциаций, показанная в табл. 1.

Во время работы Межведомственной стратиграфической партии летом 1959 г. раковины морских моллюсков были обнаружены в разрезах Пупковского, Марковского, Бахтинского и других яров. И. И. Краснов и Е. П. Заррина почему-то упоминают только об одной находке в Марковском яру, утверждая при этом, что «линза безвалунных синих глин с фауной представляет ледниковый отторженец морских отложений... своеобразный глинистый «валун»» (Там же, стр. 53).

На самом деле прослой глин, из которых нами была извлечена фауна, имеет четкие контакты вдоль подошвы и кровли, а по простиранию, опесчаниваясь, замещается суглинками. Это всего-навсего один из многочисленных прослоев в линзовидно построенной толще санчуговско-тазовских пород, обнажающихся в разрезе Марковского яра. Ссылка И. И. Краснова на то, что отторженцы морских пород в принципе могут встречаться в моренах, как это наблюдается, по его мнению, на Русской равнине, вряд ли достаточна для доказательства того, что глины в Марковском обнажении находятся в отторженце.

Кстати, заметим, что ледниковые отторженцы довольно часто встречаются в самаровской морене. Они отчетливо распознаются даже в скважинах. Поэтому весьма тенденциозно выглядят утверждения И. И. Краснова и Е. П. Зарриной, что «находки фауны в мореноподобных отложениях санчуговско-тазовского горизонта, определимые до вида, обычно весьма немногочисленны и недостаточны для суждения об экологических условиях образования данного слоя. В случаях, когда для этих отложений приводится более полный список видов, они все же не образуют характерного фаунистического комплекса, свойственного определенным условиям обитания, а состоят из представителей разных экологических групп, что может свидетельствовать о вторичном залегании этих палеонтологических остатков» (Заррина, Краснов, 1961, стр. 53).

С неменьшей предвзятостью подходят И. И. Краснов и Е. П. Заррина к особенностям литолого-генетического строения санчуговско-тазовского горизонта. «Признаки отложения осадка в водной среде,— утверждают они,— иногда наблюдаемые в моренах (слабо выраженная слоистость и сортировка материала), ни в коей мере не могут служить определяющими признаками морского происхождения осадка». Здесь так же, как и в случае с фауной, делается упор на случайность явления.

В действительности дело обстоит иначе. В предыдущих публикациях (Архипов, 1959, 1960; Архипов, Алешинская, 1960) и в настоящей работе, как видно из описания разрезов, санчуговско-тазовский горизонт обнаруживает линзовидно-слоистое строение, послойную дифференциацию

обломочного материала, расслоение толщи на различные литолого-фациальные пачки, появление поясов прибрежно-морских осадков. Все эти признаки не случайные, единичные, «иногда наблюдаемые», а постоянные и наиболее характерные особенности ледниково-морских осадков, что в целом (но конечно, не в каждом конкретном разрезе) радикально отличает ледниково-морскую толщу от самаровской донной морены.

Заслуживает внимания также заявление И. И. Краснова и Е. П. Заррiной о том, что «сторонники гипотезы... ледниково-морского происхождения мореноподобных суглинков... игнорируют весьма существенные геоморфологические данные, свидетельствующие о том, что в ряде районов Западной Сибири такими мореноподобными суглинками сложены холмистые ледниковые формы рельефа, представляющие типичные континентальные (наземные) ледниковые аккумулятивные краевые образования» (Заррина, Краснов, 1961, стр. 55).

Бесспорно, что в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности установлены полосы и отдельные пятна холмисто-грядового рельефа. Эти гряды чрезвычайно слабо изучены. В известных обнажениях они сложены валунными суглинками, часть которых визуально сходна с «мореноподобными» суглинками. Но это литологическое сходство не может, естественно, служить основанием для утверждения, что в образовании холмисто-грядового рельефа участвуют именно санчуговско-тазовские осадки.

Полосы холмисто-грядового рельефа Приенисейской части низменности можно достаточно отчетливо подразделить на два типа по степени свежести и сохранности ледниковых аккумулятивных форм, общей ориентировке и, отчасти, геологическому строению. Свежий аккумулятивный ледниковый рельеф Тазовско-Енисейского междуречья, района озер Маковского, Советского, Налимьего все исследователи связывают с зырянским оледенением.

Холмистый рельеф, в значительной степени переработанный делювиально-солифлюкционными и, отчасти, эрозионными процессами, широкой полосой тянется вдоль сибирских увалов и в виде «островов» отмечается на междуречьях Енисея — Таза, на «Лобовом» материке. Этот рельеф обязан своим происхождением самаровскому оледенению. Поскольку санчуговско-тазовские осадки как вдоль северных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности, так и «Лобового» материка прислоняются к самаровским ледниковым образованиям, мы приходим к выводу, что санчуговско-тазовские отложения вообще не имеют никакого отношения к холмисто-грядовому рельефу и «поясам конечных морен» в Приенисейском секторе Западной Сибири. Поэтому мы согласны с И. И. Красновым лишь в том, что гипотеза В. А. Зубакова «об образовании всех этих форм в ледниково-морских условиях, в обстановке оледенения шельфа» весьма сомнительна. По крайней мере, В. А. Зубаков (1961 б, 1961 в) пока что не обосновал ее фактическими данными.

В. С. Волкова, полагающая бесспорным морское, прибрежно-морское происхождение санчуговско-тазовских отложений приводит их описание во всех более или менее крупных обнажениях. Она пишет, что «...вдоль правого берега р. Енисея от Туруханска до пос. Сумароково прослежена единая супесчано-суглинистая толща осадков, залегающая на одних и тех же высотах» (Волкова, 1961, стр. 153). Приводимая ею литологическая характеристика санчуговско-тазовских пород по существу тождественна нашей (Архипов, 1959 а, 1960 а; Архипов, Алешинская, 1961). Среди описания конкретных разрезов можно выделить несколько фрагментов. Так, в Пупковском обнажении она отмечает «супеси плотные, тонкоплитчатые, иногда с четко выраженной горизонтальной

слоистостью, обусловленной включением прослоев и линз мелкозернистых песков. Изредка встречаются гравий и галька. Вниз по разрезу супеси сменяются суглинками с включением гравия, гальки и мелких валунов...», содержащих *Portlandia* cf. *arctica* (Gray)., *Astarte* sp. indet., *Mya* sp. indet., *Macoma baltica* (Linnè) в виде отдельных створок и целых экземпляров.

В разрезе Черноостровского яра В. С. Волкова обращает внимание на линзовидное замещение «плотных глинистых песков темно-серой супесью с галькой и валунами». В Марковском яру, по ее мнению, санчуговско-тазовские осадки «более песчанисты, содержат гальки и валуны и в большой степени подобны моренам». Кроме того, они содержат морскую фауну, аналогичную Пупковскому разрезу. Приведенные фрагменты доказывают, что В. С. Волкова описывает те же «мореноподобные суглинки», что Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1961).

В. С. Волкова (1960, 1961) полагает, что «...многочисленные находки раковин морских моллюсков как в створках, так и целых экземплярах противоречат предположению, ...что эти отложения (т. е. санчуговско-тазовские «мореноподобные суглинки».— *С. А.*) накапливались в континентальных условиях в период оледенения...» (стр. 156), и далее «...представления о том, что морские отложения не должны содержать валунов, неправильны... Наличие галечно-валунного материала не является еще доказательством субэральных и гляциально-морских условий осадкообразования».

Таким образом, если для Е. П. Зарриной и И. И. Краснова наличие фауны в санчуговско-тазовских осадках кажется случайным и не определяющим их происхождение, то для В. С. Волковой находки представляются вполне закономерными и главными диагностическими признаками условий осадкообразования пород в морской среде. Решающий в понимании Е. П. Зарриной и И. И. Краснова литологический признак («мореноподобность» пород) В. С. Волкова вовсе не учитывает.

Мы считаем, что В. С. Волкова не уделяет должного внимания общему грубому гранулометрическому составу санчуговско-тазовских пород, насыщенности их в особенности гравием и мелкой галькой, совершенно беспорядочно рассеянных по всей толще, присутствию валунов с ледниковой штриховкой, линз ленточных глин и т. д. Нам даже кажется, что В. С. Волкова в некоторых случаях стремится «смягчить» впечатление от внешнего по существу уже даже не «мореноподобного», а достаточно типично моренного облика осадков. Так, описывая разрез санчуговско-тазовских пород на р. Фатьянихе у скал «Монахи», главное внимание она обращает на нечеткую, прерывистую микрослоистость, своеобразную окраску, характер отдельности породы при выветривании, т. е. на признаки явно второстепенные. В то же время об основном показателе литологического облика обнажающихся здесь осадков — обилии крупной гальки и валунов, насыщенности породы беспорядочно рассеянным гравием и мелкой галькой — говорит В. С. Волкова вскользь и только как о «мелких валунчиках». Для большей объективности мы предлагаем обратиться к данным гранулометрического анализа породы, описанной В. С. Волковой (табл. 2).

Полемика между Е. П. Зарриной, И. И. Красновым и В. С. Волковой отлично вскрывает противоречивый генетический характер санчуговско-тазовских отложений, что мы уже неоднократно подчеркивали. И хотя В. С. Волкова и И. И. Краснов занимают в этой дискуссии крайние позиции, но тот и другой кладут в основу генетического анализа какой-либо один из признаков происхождения породы: «мореноподобность» осадка или присутствие в нем морских моллюсков.

Таблица 2

Гранулометрический состав санчуговско-тазовских пород, содержащих морскую фауну

Местонахождение	Размер классов, *мм*; выход, %											
	200	200—100	100—50	50—25	25—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25	пористость
Енисейская депрессия, правый берег Енисея												
Бахтинский яр	—	1,2	5,7	0,9	1,0	0,90	1,13	0,9	1,13	1,36	80,55	6,13
» »	—	—	2,9	1,10	1,8	0,55	1,21	Сл.	Сл.	Сл.	84,44	8,0
Алинский яр	—	—	—	0,9	2,10	3,65	2,25	0,80	1,25	1,65	79,0	8,4
Марковский яр	—	1,5	3,45	1,15	2,85	5,60	2,35	5,13	1,67	4,50	66,0	5,8
Пупковский яр	—	—	—	2,25	3,6	0,6	1,0	1,25	Сл.	Сл.	81,6	9,7
Западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья												
Правый берег р. Фатьяниха, р-н скал «Монахи»	20,8	11,3	4,67	5,90	5,30	2,09	1,56	0,75	0,24	0,56	30,53	16,3
Р. Фатьяниха, правый берег ручья Порожного, в 1,5 *км* от устья	5,8	8,5	3,40	2,51	1,46	3,01	1,56	0,74	0,95	4,32	58,25	9,5

Мы предлагаем при определении происхождения санчуговско-тазовских пород учитывать оба отмеченных признака. Помимо непосредственных, конкретных данных, характеризующих санчуговско-тазовские отложения, в последние годы появились материалы о современных ледово-морских осадках полярных областей (Лисицын, 1961). Все эти материалы, как нам кажется, дают основание признать генетический тип осадков с признаками морского и ледникового происхождения.

В этой же связи любопытно остановиться на попытке С. П. Альтера предложить решение, которое как бы примиряет дискутирующие стороны. Важно отметить, что С. П. Альтер не углубляет наших представлений о генезисе породы, а подходит к решению этого вопроса сугубо механистически. В самом деле, С. П. Альтер предлагает, как и В. А. Зубаков, расчленить санчуговско-тазовскую толщу Пупковского разреза (см. рис. 23) на две части. Нижнюю часть (слой *3*) он отождествляет с тазовской мореной (а В. А. Зубаков слой *3* относит к оплывнинским межледниковым морским слоям), а верхнюю (слой *1*) — относит к якобы морским санчуговским межледниковым слоям (по В. А. Зубакову, енисейские мариногляциальные слои). Несостоятельность этих построений С. П. Альтера видна уже из простого сопоставления их со столь же искусственными попытками стратиграфирования В. А. Зубакова. К тому же он игнорирует линзовидное строение санчуговско-тазовской свиты и приходит к явно абсурдным выводам. Нижнюю часть свиты (слой *3*), содержащую типично санчуговскую морскую фауну и фораминиферы, он считает континентальными образованиями тазовского оледенения, а верхнюю (слой *1*), где встречаются лишь редкие и, как правило, неопределимые обломки раковин, сопоставляет с морскими санчуговскими слоями. Уж если становиться на точку зрения С. П. Альтера, то логичнее было бы считать как раз наоборот: слой *1* — тазовской мореной, а слой *3* — санчуговскими морскими осадками. Впрочем, подобное расчленение вряд ли выглядит более удачным. Мы считаем любой механический, однобокий подход к выяснению вопроса о происхождении санчуговско-тазовских пород неверным.

Генезис санчуговско-тазовских пород, по нашему мнению, определяется обоими генетическими признаками: «мореноподобностью» осадков и присутствием в них морских моллюсков *in situ*. Совокупностью этих признаков определяется генетическая сущность ледниково-морских отложений.

Литолого-фациальный состав санчуговско-тазовской свиты у южного замыкания Енисейской депрессии. Все перечисленные дискуссионные моменты вопроса о происхождении санчуговско-тазовских отложений остаются в силе и для территории южной окраины Енисейской депрессии. Но здесь выявляются некоторые дополнительные направления, ведущие к решению спорных вопросов. Прежде всего отметим, что для этого района (южнее широты Бахтинского яра) выявляются существенные изменения в строении санчуговско-тазовской свиты. В качестве примера сошлемся на обнажение главного оползневого цирка Белого яра (см. рис. 2), где под пачкой покровных образований залегают:

3,5—7,5 *м*. Суглинок песчаный, с глубины 5,5 *м* глинистый, серый, серовато-бурый, комковатый, неяснослоистый, с редким гравием и линзами тонкозернистого песка, с отчетливой волнисто-синусоидальной слоистостью и валунами диабазов. На глубине 1,3 *м* ниже кровли прослеживается прослой темно-коричневой, жирной глины.

7,5—11,5 *м*. Песок желтый, мелкозернистый, кварцевый, слоистый, с чередующимися сериями горизонтально- и волнистонаслоенного песка, с текстурой типа «ряби мелководья». Слоистость обусловлена перемежаемостью песчаных и супесчаных слойков.

11,5—12,0 *м*. Линзовидный прослой крупных диабазовых валунов от 10—20 *см* до единичных 50 *см* вперемешку с мелкой галькой и гравием.

12,0—31,5 *м*. Толща линзовидно переслаивающихся супесей буровато-серых, песчаных и суглинков темно-серых, глинистых. Обе эти разности то клиновидно сочленяются между собой, то переходят друг в друга. Буровато-серые суглинки обнаруживают местами довольно тонкую горизонтальную слоистость за счет 2—5-сантиметровых невыдержанных пропластков желтого, тонкозернистого песка. Темно-серые суглинки содержат линзовидные, клиновидно-расщепляющиеся прослои серовато-синей, иногда иловатой глины. Для всей толщи характерны прослои (10—20 *см*) породы глинисто-песчанистого состава, сильно сцементированной карбонатно-железистым цементом. В супесях рассеян грубый обломочный материал, включая валуны. В отдельных суглинистых прослоях иногда встречаются обломки неопределимых *Bivalvia,* возможно, типа *Macoma.*

31,5—33,0 *м*. Галечник, состоящий преимущественно из мелкого гравия с единичной галькой. Обломочный материал угловатый, состоит в основном из траппов, кварца и кремнистых пород.

33,0—39,0 *м*. Песок желтый, кварцевый, мелкозернистый, с тончайшей волнисто-синусоидальной слоистостью, обусловленной прослоечками (2—3 *см*) глинисто-иловатого материала. По плоскостям напластований отдельных волнистых слойков встречаются мелкие обломки раковин *Bivalvia.* Подошва резкая, неровная, с карманами разнозернистого с гравием песка, залегающего на толще озерно-ледниковых самаровских осадков.

Таким образом, санчуговско-тазовская свита отчетливо распадается на суглинистые и песчаные пачки. Песчаные осадки впервые появляются в разрезе санчуговско-тазовской свиты у южного замыкания Енисейской депрессии и, следовательно, отражают какие-то фациальные особенности осадконакопления этого района. Характер этой фациальной обстановки достаточно определенно раскрывается в обнажениях Завального яра (см. рис. 12, 13).

Как уже отмечалось, санчуговско-тазовские осадки распространены только в районе северного, опущенного блока Завального яра, пред-

ставляющего собой склон Келлог-Теульчесской возвышенности к Енисейской депрессии. Интересующие нас марино-гляциальные отложения залегают на эродированной кровле пород самаровского комплекса, поверхность которой тем не менее обнаруживает заметный подъем в сторону центральной, приподнятой части яра. В силу этого мощность санчуговско-тазовских пород заметно сокращается в том же направлении. При этом существенно меняется и литологический облик отложений. В обн. 1361 (см. рис. 13) в основании свиты залегают галечники, сложенные галькой и крупным гравием кремнисто-кварцевого состава с присутствием диабазов. Обломочный материал разноокатан и содержится в разнозернистом песке. Выше (23,0—11,0 *м*) залегает 8—12-метровая пачка разнозернистых, но хорошо отсортированных кварцевых песков с чередующимися сериями горизонтальнослоистых осадков. В песках содержится большое количество обуглившегося растительного мусора, древесных угольков, наблюдаются текстуры «ряби мелководья». В косонаслоенных сериях пески чередуются с гравийно-галечниками, состоящими главным образом из кварца, кремнистых и кислых изверженных пород с присутствием диабазов.

Песчано-галечниковые осадки связаны постепенным литологическим переходом с перекрывающими их суглинистыми отложениями (11,0—0,5 *м*). Это серовато-бурые, темно-серые суглинки, комковатые, с рассеянной мелкой галькой и многочисленными шаровидными глинисто-железистыми конкрециями. Принадлежность их к санчуговско-тазовской свите подтверждается находками в них обломков раковин *Macoma* sp. indet., *Saxicava arctika* L. (устное сообщение В. С. Волковой). С приближением к приподнятому блоку Завального яра (около абс. отм. 209,2 *м*) суглинистая пачка сильно опесчанивается, как бы пронизывается песчано-галечниковыми прослоями. Одновременно подстилающие пески обогащаются обломочным материалом. Вдоль тектонического контакта опущенного и приподнятого блоков (см. рис. 12) развиты сильно ожелезненные и слабо сцементированные галечники и перекрывающие их пески.

По-видимому, песчано-галечниковые осадки как Завального, так и Белого яров относятся к типу прибрежных фаций. Обогащение их в Завальном яру грубым обломочным материалом, растительным мусором-плавником характерно для зоны прибоя. Береговая линия проходила вдоль приподнятого «южного» блока Завального яра, сложенного протерозойскими и мезозойскими породами.

Близость березовой линии несколько иначе проявляется в обнажениях Оплывного яра (см. рис. 14, 22). Санчуговско-тазовская свита сложена здесь верхней суглинистой пачкой, обогащенной грубым обломочным материалом, и нижней — иловато-глинистой, с массой растительного аллохтонного мусора. Полный разрез свиты в районе главного оползневого цирка Оплывного яра мы привели, по В. А. Зубакову, при описании мессовских слоев. В суглинистых, «мореноподобных» осадках встречаются остатки морских моллюсков — обломки *Astarte montagui* (Dillw), *Macoma* sp. indet., *Saxicava arctica* (Linnè)[1]. Подстилающие их иловато-глинистые отложения (верхняя часть оплывнинских слоев, по В. А. Зубакову) содержат массу аллохтонного растительного мусора, обломки древесины, пресноводные диатомовые водоросли. По-видимому, это отложения лимана, существовавшего у южного замыкания Енисейской депрессии в начале санчуговско-тазовского времени.

---

[1] По сборам В. С. Волковой, устное сообщение. Очевидно, из этого же слоя происходят обломки *Macoma* sp., *Saxicava* sp., найденные нами на бечевнике (Архипов, Алешинская, 1960).

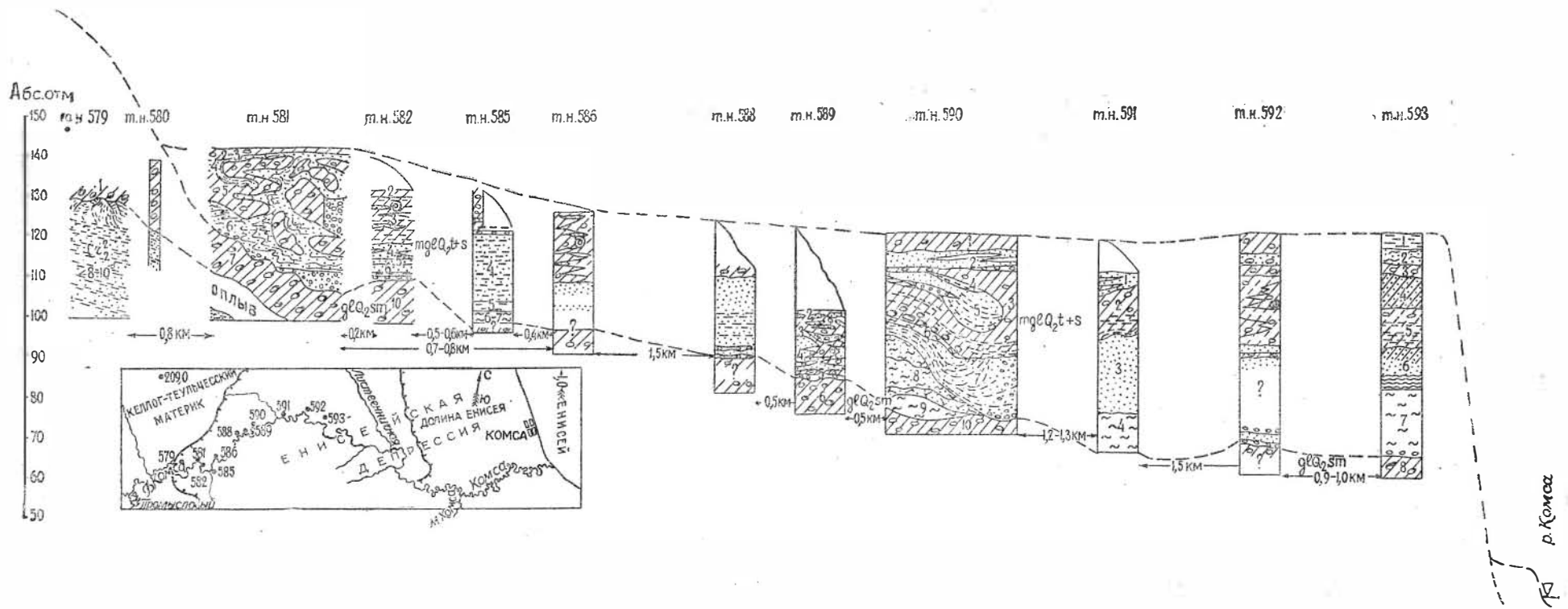


Рис. 27. Схема геологического строения приматериковой части Енисейской депрессии и северо-восточного склона Келлог-Теульческой возвышенности. Р. Большая Комса.

Условные обозначения см. рис. 2.

Литолого-фациальный состав санчуговско-тазовских отложений вдоль северо-восточных склонов Келлог-Теульчесского материка. Возвышенность, известная под названием Келлог-Теульчесского материка,— восточная ветвь Сибирских увалов, протягивающихся в субширотном направлении от Оби до Енисея. Эта возвышенность обладает абсолютными отметками в среднем 240—260 *м* с максимальными высотами до 290 *м*. Ее северо-восточные склоны, обращенные к Енисейской депрессии, опускаются примерно с отметок 220—240 до 130 *м*, минимально 110 *м*. Они достаточно круты и имеют удивительно прямолинейные очертания, будучи в то же время сильно расчлененными мелкими водотоками и лощинно-овражной сетью. В результате контур материка четко вырисовывается в современном рельефе цепочкой вытянутых вдоль его склонов высоких (с относительным превышением до 100 *м*) крутосклонных холмов. К этой полосе крупнохолмистого рельефа вплотную примыкает и огибает с северо-востока-севера полого-увалистая, выровненная равнина Енисейской депрессии. Поэтому линия сопряжения равнины со склонами — уступами Келлог-Теульчесской возвышенности выражена, как правило, чрезвычайно отчетливо. По нашему мнению, ее можно рассматривать в качестве древней береговой линии санчуговского бассейна

Первое обнажение (т. н. 579), с которого мы начнем рассмотрение разрезов по Большой Комсе (рис. 27), вскрывает геологическое строение склона Келлог-Теульчесского материка, обращенного к Енисейской депрессии. В естественном срыве, начиная с абсолютной отметки 130 *м*, вскрываются:

		Мощность, *м*
glQ_2sm *1.*	Суглинок серовато-бурый, песчаный, грубый, оскольчато-комковатый, с гравием, галькой и валунами траппов, реже доломитов, кварца и кремнистых пород	до 10
Cr_2 *2.*	Песок белый, каолинизированный, с частыми прослоями глины желтовато-бурой, жирной, также каолинизированной. Породы наклонены под углом 18—20° с азимутом падения СВ 60—65°	30

Кровля меловых пород резко гляциодислоцирована. Отдельные блоки перемещены, запрокинуты и надвинуты друг на друга. Это устанавливается по элементам залегания слоистости в них. Контакты блоков резкие, притертые, иногда очень интенсивно ожелезнены. Мощность нарушенной ледником зоны равна 5—10 *м*.

Следующие обнажения вскрывают строение приматериковой части Енисейской депрессии у линии ее сопряжения со склоном возвышенности. Как видно из сопоставления разрезов 579, 580 и 581, кровля мезозоя резко погружается на северо-восток в пределах склона Келлог-Теульчесской возвышенности. Это погружение обусловлено тектоническими причинами — дислоцированностью пород под углом до 30°. Согласно с мезозойскими породами погружаются в том же направлении и самаровские ледниковые отложения. Следовательно, прекрасная геоморфологическая выраженность склона — уступа Келлог-Теульчесской возвышенности имеет несомненную связь с молодой тектоникой.

Самаровские отложения, формирующие холмистый ледниковый рельеф в пределах Келлог-Теульчесской возвышенности, спускаясь по ее склону в сторону Енисейской депрессии, погружаются под толщу литологически пестро построенных осадков санчуговско-тазовского возраста. Разрезы описаны непосредственно вдоль береговой линии санчуговского моря. При этом четыре огромных разреза располагаются на протяжении 1,5 *км*.

В обн. 581 с высоты 45—46 *м* над рекой вскрываются:

		Мощность, *м*
mglQ₂l+s	*2—3.* Суглинок серовато-бурый, глинистый, с прослоями у подошвы серовато-бежевой песчаной глины. По простиранию и вниз по разрезу замещается коричневато-бурым, песчаным суглинком, с крупными валунами . . .	3,7
»	*4.* Переслаивание песка серовато-желтого, тонко-мелкозернистого, глинистого, плотного, с тонкой горизонтальной слоистостью и суглинка серого, песчаного, комковатого. Мощность прослоев от 2—3 до 10 *см,* границы нечеткие, расплывчатые. Слой сильно перемят и залегает в виде линзовидного резко меняющегося по мощности пласта. Слоистость внутри него первоначально, видимо, горизонтальная, сейчас резко изогнута и местами даже вертикальная	0,2—1,5
»	*5.* Суглинок серовато-бурый, то песчаный, то более глинистый, мелкокомковатый, землистой текстуры, с единичными валунами. Слой расщепляется вклинивающимися со стороны нижнего края обнажения (см. рис. 27) прослоями желтовато-бурого, глинистого, уплотненного песка. В отдельных прослоях встречаются мелкие битые раковины. По простиранию слоя *5* замещается сложным линзовидным переслаиванием песков желто-бурых, глинистых, уплотненных, с тонкими прослоями серовато-коричневых глин и суглинков с галькой и гравием. На высоте 21—30 *м* над уровнем реки залегает крупная линза галечников с валунами траппов, песчаников и кремнисто-кварцевых пород	8,0—9,5
»	*6.* Переслаивание песка желто-бурого, глинистого, уплотненного и буровато-серой песчаной глины. Мощность прослоев от 2—3 до 20 *см.* Слоистость волнисто-изогнутая. Кровля и подошва неровные. В основании слоя залегают линзы галечников. У нижнего края обнажения они образуют 3,5—5-метровый слой, сильно обогащенный валунами.	
glQ₂sm	*7.* Суглинок песчаный, плотный, оскольчато-комковатый, с гравием, галькой, валунами траппов, доломитов, песчаников, кварц-кремнистых пород . . . . . Оплыв высотой в несколько метров.	12,0
Cr₂	*8.* Пески белые, каолинизированные, с прослоями глин . .	0,5

Беспорядочное линзовидное чередование, литологическая пестрота отложений этого обнажения быстро сменяется более закономерным послойным распределением осадков в соседнем обн. 582. Оно расположено всего в 0,2 *км* ниже по течению р. Большой Комсы. В береговом яру высотой 35—36 *м* описаны:

		Мощность, *м*
mglQ₂l+s	*2—3.* Суглинок бурый, песчаный, комковатый, с галькой и гравием, с гнездами песка, ниже кровли 3,0—3,2 *м,* прослоями глинистый, с более выдержанными пропластками глинистого песка мощностью до 10—20 *см.* В приподошвенной части отмечаются прослои темно-серой и буровато-коричневой глины. В целом слои *2—3* отчетливослоистые, с обогащением обломочным материалом по поверхностям напластования. Местами галька и валуны образуют линзовидные скопления. В суглинках встречено 10 створок морских моллюсков *Macoma* и довольно много мелких неопределимых обломков	14,0
»	***4—5.*** **Песок** желтовато-бурый, тонкозернистый, глинистый, уплотненный, переход от слоя *3* постепенный благодаря присутствию в прикровельной части песков прослоев суглинка, с крупным гравием и мелкой галькой траппов, реже кварца и кремнистых пород. С глубины 7 *м* от кровли появляются прослои коричневых, песчаных глин с редкой галькой	9—9,2

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s 6.	Песок буровато-серый, кварцевый, мелкозернистый, со значительным содержанием темноцветных, хорошо отсортированный, косо-волнистослоистый. Косые серии срезают друг друга по резким границам. Слоистость обусловлена послойным обогащением темноцветными (тяжелыми?) минералами — естественным шлихом . . .	4,2
» *7—8.*	Сверху переслаивание глин с тонкими (2—3 *см*) прослоечками глинистого песка. Ниже кровли на 0.8 *м* глина коричневая, горизонтальнослоистая, с прослоями супесчаной породы	1,6
» *9.*	Галечник, состоящий из галек (в массе диаметром 2—5 *см*) и валунов (до 20—50 *см*) траппов, реже песчаников, кварца и кремней. Окатанность обломочного материала низкая (I—II кл.). Заполнитель разнозернистый, гравийный песок.	
glQ₂sm 10.	Суглинок темно-серый, песчаный, очень плотный, сильно обогащен валунами. Кровля резко неровная, размытая	10,5—11,0

В соседних обн. 585, 586, 588, 589 расслоение толщи на верхнюю суглинистую и нижнюю песчаную пачку становится еще более отчетливым. Кроме того, появляются иловато-глинистые осадки, усложняющие разрез санчуговско-тазовской толщи. В качестве примера приведем обн. 590. Оно находится на левом берегу р. Большой Комсы, на расстоянии 3,3 *км* ниже обн. 585. С высоты 51—52 *м* над урезом реки обнажаются:

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s 1.	Суглинок буровато-коричневый, глинистый, комковатый, неяснослоистый, в отдельных прослоях с крупными валунами траппов	4,0—5,2
» *2.*	Песок серый, желтовато-серый, кварцевый, мелко-среднезернистый, хорошо отсортированный с перемежающейся горизонтальной и волнисто-косой слоистостью благодаря чередованию прослойков различного механического состава. У кровли прослеживается линзовидный прослой (0,5—0,9 *м*) песчаной, коричневой глины с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью и «плавающими» в породе единичными валунами траппов[1]. Вдоль неровной волнистой подошвы залегают линзы гравийно-галечников	3,0—10,0
mglQ₃t+s 3.	Суглинок буровато-серый, песчаный, оскольчато-щебневатый, плотный, с гравием и редкой галькой. В породе в виде невыдержанных прослоев с нечеткими, неясными, «бахромчатыми» границами залегают темно-серые, иловато-алевритистые глины. Это придает всей толще отчетливую горизонтальную слоистость. По простиранию слой суглинков расщепляется на два слоя: верхний, более песчаный, с линзами супеси и крупными валунами траппов, и нижний — неяснослоистый, суглинистый. У верхнего по течению реки края яра у его подошвы отмечается скопление валунов 20—50 *см* и глыб до 180 *см* в диаметре. Крупные валуны «пересыпаны» мелким гравием с линзами иловато-глинистого материала. Подошва резко неровная, волнистая и поднимается над урезом реки от нижнего к верхнему краю яра с высоты 18,5—23 *м* . . . . . Осадки, разделяющие слой суглинков, представлены песками и глинами.	18,5—19,0

[1] Горизонтальная слоистость непосредственно под валуном плавно прогнута вниз, облекая его. Перекрывающие валун слойки залегают горизонтально. Таким образом, валун занимает как бы вмятину в мягких породах, которую он сделал при падении.

		Мощность, *м*
mglQ₃l+s	*4.* Глина ленточного типа, с чередующимися прослоями темно-серой, почти черной, жирной глины и серовато-бурого суглинка. Залегает в виде линзы длиной до 100 *м* в кровле слоя *5* (в средней части обнажения) .	2,8—3,0
»	*5.* Пески серые, разнозернистые, кварцевые, с прослоями и линзами мелкой гальки и гравия, в основании с четкой волнисто-горизонтальной слоистостью, параллельной кровле нижнего суглинистого прослоя слоя *3* . . .	до 11,0
»	*6.* Глина серовато-синяя, иловатая, неяснослоистая . .	0,9—1,2
»	*7.* Песок желтовато-серый, кварцевый, средне-крупнозернистый, с прослоечками крупного гравия, с крупной косой, типа диагональной, слоистостью. В верхнем по течению реки краю обнажения пески становятся тоньше и переходят в переслаивающуюся пачку песков и глин (*7а*). Глины жирные, коричневые, в отдельных прослоях песчаные и алевритистые. Мощность глинистых прослоев колеблется от 3 до 10—15 *см*. Слойки глин зигзаго-изогнутые по падению, надвинуты друг на друга и как бы вдавлены в подстилающие их песчаные прослоечки. Микрослоистость в них нарушена вплоть до разрыва сплошности, со следами течения и выжимания грунта . .	до 17,0
mglQ₂l+s	*8.* Тонкое горизонтальное переслаивание серых, кварцевых, тонкозернистых, иловатых песков и песчано-алевритистого материала с волнисто-горизонтальной слоистостью. Ниже кровли на 4,5—4,6 *м* пески грубеют до мелко-среднезернистых и содержат прослоечки мелкого гравия и песчаных супесей. В основании слоя залегают пески тонкозернистые, с тонкой синусоидальной слоистостью, подчеркнутой присыпками и линзочками обильного мелкого растительного мусора . . .	14,7
»	*9.* Глина серовато-синяя, иловатая, плотная, неяснослоистая за счет тонких прослоев более светлой, видимо, песчаной глины и растительного мусора со слабым сероводородным запахом	до 6,0

Слои *7а, 8* и *9* образуют единую толщу, связанную постепенным переходом. В то же время слои *8* и *9* резко контактируют с песками слоя *7*, которые залегают и прислоняются к супесчано-суглинистым породам слоев *8* и *9* с явным, может быть, и несильным размывом. Подошва слоя *9* четкая:

		Мощность, *м*
glQ₂sm	*10.* Суглинок темно-серый, песчаный, грубый, оскольчато-щебневатый, с гравием, галькой и валунами траппов, кварца и кремнистых пород. Порода тождественна слою *10* обн. 582, слою *7* обн. 581 и слою *1* обн. 579 .	2,5—3,5

Разрезы, тождественные этому, наблюдаются в обн. 591, 592, 593, где строение санчуговско-тазовской свиты несколько проще и поэтому отчетливо выделяются 3 пачки пород. Порядок их напластования от бровки вниз по разрезу следующий:

1) суглинки неяснослоистые, содержащие грубый обломочный материал и мелкие обломки раковин. По простиранию они расчленяются и перекрываются, иногда замещаются песчано-супесчаными осадками;
2) пески с прослоечками глин, с волнисто-синусоидальной и волнисто-косой слоистостью;
3) глины темно-серые, с синим оттенком, иловатые, с нечеткой слоистостью, слабым сероводородным запахом и растительными остатками, залегающими на самаровской морене.

Аналогичные взаимоотношения между самаровской и санчуговско-тазовской свитами установлены вдоль северо-восточного склона Келлог-

Теульчесского материка. Так, в обнажениях по рекам Верхней и Нижней Сарчихе санчуговско-тазовская свита представлена в большинстве разрезов двумя литологическими разностями: суглинистой и песчаной. В приматериковой части Енисейской депрессии наблюдается многократное переслаивание песков, галечников, супесей и суглинков при определенном преобладании песков и галечников. Иловато-глинистые осадки встречаются редко и в виде маломощных линз. Но в отличие от р. Большой Комсы в большинстве разрезов свиты в интервале абсолютных отметок 40—90 *м* встречается хотя и редкая фауна морских моллюсков: *Saxicava arctica* (L.), *Macoma* sp. indet., *Astarte cf. montagui* (Dillw.) и единично *Portlandia cf. arctica* (Gray) (определение С. Л. Троицкого).

Вдоль северных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности санчуговско-тазовская свита была изучена по рекам Аринчесу, Алтусу и, в особенности, Большой Сиговой. Здесь также отчетливо прослеживается древняя береговая линия санчуговского моря. Она отбивается не только в рельефе, но и по развитию песчано-галечниковых пород, играющих заметную роль в строении санчуговско-тазовской свиты, а в зоне, непосредственно примыкающей к уступу Келлог-Теульчесского материка, нередко доминирующих в разрезах (см. рис. 17). На некотором удалении от склона возвышенности песчано-галечниковые отложения переслаиваются с суглинистыми «мореноподобными» осадками и довольно быстро исчезают в более центральных частях Енисейской депрессии. Их уже нет в разрезах по р. Елогуй (Архипов, 1960). На р. Большой Сиговой свита характеризуется полным отсутствием иловато-глинистых осадков и значительно более частыми и обильными находками раковин морских моллюсков.

Важно также отметить исключительно глубокий размыв самаровской свиты вдоль уступа Келлог-Теульчесского материка, в прибрежной полосе санчуговского моря. Санчуговско-тазовские отложения нередко ложатся здесь на верхнемеловые каолинизированные пески и только непосредственно у основания уступа материка прислоняются к самаровским ледниковым образованиям.

Типично обн. 1406, на левом берегу Большой Сиговой, примерно в 30 *км* ниже впадения руч. Ярного. Оно вскрывает строение приматериковой равнины Енисейской депрессии на расстоянии 1,0—1,5 *км* от уступа Келлог-Теульчесской возвышенности. От бровки с абсолютной отметки около 130 *м* вскрываются:

		Мощность, *м*
Q_4	*1.* Почва	0,2
$mgIQ_2t+s$	*2.* Супесь бурая, комковатая с единичной галькой и валунчиками	0,4
»	*3.* Суглинок серовато-бурый, вверху неясно-горизонтальнослоистый, с глубины 12—13 *м* переслаивается с частыми линзовидными прослоями коричневато-бурого, глинистого и мелкозернистого песка, иловатых, серовато-бурых глин. В породе рассеяны мелкие гальки и валунчики траппов, кварца и кремней, песчаников и аргиллитов с неясными отпечатками мезозойской (?) флоры	22—23
»	*4.* Глина темно-серая, песчаная, комковатая, с многочисленным мелким гравием коричневых аргиллитов. Подошва резко неровная. Вдоль нее отмечаются линзы разнозернистого песка	9—10
Cr_2	*5.* Глина каолинизированная, светло-серая	2,5

К слою *3* приурочены многочисленные остатки ископаемых как антропогенового, так и мезозойского возраста, резко отличные друг от друга по степени фоссилизации. Мезозойские ископаемые представляют

собой плотные, сцементированные ядра и слепки. Четвертичная фауна представлена тонкостенными, малоокатанными, хорошей сохранности обломками и целыми створками раковин *Macoma baltica* (Linnè), *Macoma* sp. indet., *Saxicava* (?) sp.

Важно отметить, что в сборах из обнажений по рекам Верхней Сарчихе, Большой Сиговой, Оплывного и Завального яров обнаружено только 3—4 вида моллюсков. В более северных частях Енисейской депрессии (Пупковский яр) насчитывается уже 8, а в низовьях Енисея до 30 видов. Обеднение видового состава фауны, по-видимому, сопровождается сохранением видов, выдерживавших опреснение. Если комплекс фауны, извлеченный из осадков санчуговско-тазовской свиты в Пупковском яру и вообще в более центральных частях Енисейской депрессии, свойствен средней, иногда верхней сублиторали (Архипов, Алешинская, 1960), то вдоль северо-восточных склонов Келлог-Теульчесского материка встречается, как правило, *Macoma baltica* (L.) — обитательница верхних горизонтов сублиторали.

Таким образом, южная граница распространения санчуговско-тазовской гляциально-морской свиты оконтуривается в пределах Западно-Сибирской низменности полосой развития прибрежно-морских фаций.

О некоторых литолого-фациальных особенностях санчуговско-тазовских отложений вдоль восточного горного обрамления Западно-Сибирской низменности. Корреляция морских санчуговских (санчуговско-тазовских) отложений с ледниковыми тазовскими образованиями Средне-Сибирского плоскогорья составляет предмет скорее дискуссионный, чем детально, конкретно изученный. В. Н. Сакс приводит следующие доказательства против оледенения горных массивов Средней Сибири в период санчуговской трансгрессии: 1) при приближении к уступам Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга не наблюдается обогащения санчуговских пород валунно-галечниковым материалом; 2) нельзя заметить и перехода по простиранию морских осадков в ледниковые отложения у края этих возвышенностей (В. Н. Сакс, 1953, стр. 251).

Первый довод[1] находится в противоречии с высказываниями других авторов. Так, Т. Д. Маслов (рукопись, 1953) отмечал, что «количество обломочного материала в отложениях над мессовскими песками увеличивается по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью». Это подтверждено наблюдениями В. С. Волковой (1960) в долине р. Фокиной. В. С. Волкова пишет, что в санчуговских отложениях наблюдается «постепенное усиление роли обломочного материала — галек и валунов — по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью» (Волкова, 1960, стр. 86).

Между тем, она полностью разделяет представления В. Н. Сакса, считая санчуговские отложения межледниковыми, и категорически отрицает синхронное оледенение Средне-Сибирского плоскогорья.

По нашим данным, в обнажениях по рекам Фокиной, Убойной, Дудинке и Дуромою, предположения Г. Д. Маслова и В. С. Волковой, бесспорно, подтверждаются. В пределах Енисейской депрессии санчуговско-тазовские осадки представлены суглинками буровато-серыми, песчанистыми, оскольчато-комковатыми, с беспорядочно рассеянными в них гравием и галькой и глинами серовато-синими, иловатыми, слоистыми, иногда ленточно-слоистыми. Эти породы линзовидно переслаиваются; глины залегают то в нижней, то в верхней частях обнажений, а нередко

[1] Здесь и далее мы имеем в виду только Средне-Сибирское плоскогорье и не касаемся гор Бырранга.

между суглинистыми пачками. Причем богатая фауна *Portlandia arctica* (Gray), *P. lenticula* (Möll.), *Arca glacialis* (Gray), *Astarte compressa* (Linnè), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Saxicava arctica* (Linnè) и др. встречается главным образом в более грубых суглинистых породах.

В среднем течении р. Фокиной, по мере приближения к предгорной ступени Норильского плато, глины исчезают из разрезов, резко возрастает обогащенность пород валунно-галечниковым материалом, реже встречается фауна.

Намного сложнее выяснить условия непосредственного сочленения морских санчуговских и ледниковых тазовских отложений вдоль подножий горных сооружений северо-западной окраины Средней Сибири. Для решения этого вопроса нужны конкретные геологические данные, которые пока еще не собраны (Стрелков и др., 1959). Континентальные аналоги санчуговских (санчуговско-тазовских) отложений в Норильском районе твердо не установлены, по существу не изучены и осадки санчуговского бассейна в его прибрежной полосе. Пока известны лишь единичные разрезы, в которых встречены, возможно, прибрежно-морские фации санчуговско-тазовской свиты. Один из таких разрезов обнаружен нами в 1956 г. в верховьях р. Фокиной, правого притока Енисея, севернее г. Игарки. Он находится примерно в 75—80 *км* выше устья р. Фокиной в том месте, где эта речка пропиливает предгорную ступень Норильского плато с абсолютными отметками 150 *м* и выше. Ступень эта сочленяется с приенисейской равниной сравнительно выположенным, но заметным в рельефе склоном высотой 30—40 *м*, сформированным интрузиями траппов. Санчуговско-тазовские отложения прислоняются вдоль уступа к скальным породам и перекрываются зырянскими ледниковыми образованиями. Разрез обнажения от бровки с абсолютной отметкой около 100 *м* следующий (см. рис. 26):

		Мощность, *м*
Q_4	*1.* Почва	0,2
gIQ_2z	*2.* Валунный галечник, состоящий из валунов (до 30%) и крупной гальки в крупнозернистом гравийном песке. Обломочный материал разноокатан (I—III кл.) и состоит из траппов, песчаников, доломитов, изредка кварца и кремней. В основании слоя наблюдаются линзовидные прослои разнозернистого песка. Подошва резко неровная, волнистая	19—20
$mgIQ_2t+s$	*3.* Глина темно-бурая, иловато-песчаная, мелкокомковатая, с редкой мелкой галькой траппов	0,3—0,4
»	*4.* Песок желтый, кварцевый, слегка глинистый, мелко-тонкозернистый, ожелезненный	0,3—0,4
»	*5.* Глина сильнопесчаная, грязно-синего цвета, песчано-иловатая, при выветривании образует плитчатую отдельность с многочисленными обломками и целыми створками *Saxicava arctica* (Linnè)	6,1—6,2
»	*6.* Песок серовато-желтый, кварцевый, слегка глинистый, мелкозернистый, с тонкой перемежающейся косой и горизонтальной слоистостью	5,5—5,6
»	*7.* Песок светло-бурый, желтовато-зеленый, кварцевый, сильноглинистый, уплотненный, мелкозернистый, с крупным гравием диабазов, отчетливослоистый за счет чередования прослоев (10—20 *см*), в разной степени оглеенных и обогащенных гравием и мелкой галькой. Вдоль стенки скального выступа прослои задираются вверх, уменьшаются в мощности, «сминаются», наблюдаются разрывы сплошности слойков и т. д. В песках рассеяны многочисленные мелкие обломки раковин морских моллюсков и среди них неполные створки *Saxicava arctica* (Linnè)	10,0—10,5

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s	*8.* Галечник, в отдельных прослоях сцементированный окислами железа в плотный конгломерат. Состоит из средней и мелкой гальки, с единичными валунами диабазов. Характерна плоская окатанность галек и присутствие неокатанного щебня	до 1,8

Нам представляется, что сам характер условий залегания отложений, их литологический облик и фаунистические данные свидетельствуют о том, что перед нами разрез прибрежной части морского бассейна.

Южнее, вдоль западного края Средне-Сибирского плоскогорья, между устьями рек Нижней Тунгуски и Бахты, гораздо ярче выражен процесс быстрого обогащения санчуговско-тазовских пород грубым кластическим материалом. Кроме того, наблюдается более четкое взаимоотношение с самаровским ледниковым комплексом.

Показательно обнажение вдоль р. Девятихи правого притока Енисея, впадающего в районе Пупковского яра. В ее верхнем течении, в непосредственной близости от предгорной ступени Средне-Сибирского плато, описан разрез, от бровки которого высотой в 50 *м* (абс. отм. ≈ 100 *м*) вскрывается (см. рис. 26):

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s	*1.* Супесь буровато-серая, сильнопесчанистая, грубая, щебневатая, комковатая, с прослоями черной, блестящей глины, жирной на ощупь. В основании слоя порода становится пылеватой и отчетливо горизонтально-слоистой за счет линзочек песка. В породе беспорядочно рассеяны мелкая галька и гравий	12
»	*2.* Суглинок буровато-серый, песчаный, оскольчато-комковатый, с многочисленными беспорядочно рассеянными и залегающими в виде линз и прослоев валунами, галькой и гравием пород трапповой формации, песчаников, доломитов, кремней, кварца и др. Обломочный материал разноокатан. В суглинках встречены два неполных экземпляра *Turritella cf. erosa* (Couth.), один полный экземпляр *Portlandia arctica* (Gray), обломки *Macoma* sp. В соседних ярах из этого же слоя извлечены, кроме отмеченной фауны, обломки *Astarte cf. montagui* (Dillw.)	16,0
»	*3.* Галечник с крупными валунами траппов и песчаников в песчано-гравийном заполнителе. Подошва резко неровная	0,3—0,5
glQ₂sm	*4.* Суглинок буровато-коричневый, бурый, песчаный, комковатый, с большим содержанием валунов, с ледниковой штриховкой гальки и особенно гравия. Обломочный материал беспорядочно рассеян по всей толще, слабо окатан (I—II кл.)	3,5

В этом обнажении наблюдаются все противоречивые диагностические признаки санчуговско-тазовских отложений. По литологическим признакам их следует считать образованиями типа донной морены, по содержанию фауны — морскими осадками, как, между прочим, и полагают В. С. Волкова (1960) и С. Л. Троицкий (1958).

Между тем тождественные разрезы описаны нами по рекам Татарке, Бакланихе, в низовьях Фатьянихи, Комсы, Верхнего Имбака, в скважинах Казачинской экспедиции, пробуренных между Енисеем и уступом Средне-Сибирского плоскогорья (Архипов, 1960а). Следовательно, санчуговско-тазовские отложения занимают всю предгорную полосу Западно-Сибирской низменности и даже, по последним данным В. С. Волковой, проникают в пределы плоскогорья. В 1957 г. она обнаружила хорошо сохранившиеся раковины *Portlandia arctita* (Gray) в среднем течении

р. Фатьянихи, непосредственно в пределах плоскогорья. Обнажение находится на левом берегу речки, около скал «Монахи», представляющих собой отпрепарированную дайку диабазов (см. рис. 26). Рыхлые четвертичные осадки, облекая скальный выступ, прислоняются к траппам. Таким образом, условия залегания санчуговско-тазовских пород в этом обнажении, по существу, тождественны разрезу по р. Фокиной. Кроме того, рассматриваемые осадки вскрываются на тех же абсолютных отметках около 100 *м*. От оплывной бровки вниз по склону описаны:

	Мощность, *м*
Суглинки темно-серые, песчаные, грубые, оскольчато-щебневатые, с большим содержанием гравия, гальки и валунов диабазов, доломитов, песчаников, реже кварца и кремней. Обломочный материал разноокатан, особенно плохо (I—II кл.) окатаны валуны траппов. Встречаются глыбы траппов до 1,5 *м* в поперечнике . . .	12—15

Породы имеют весьма типичный облик валунных суглинков и были отнесены нами в 1956 г. к нерасчлененным ледниковым образованиям максимального оледенения (Архипов, 1959а; 1959б). По мнению В. С. Волковой (1961; Волкова, Матвеева, Хорева, рукопись, ВСЕГЕИ, 1958), обнаружившей в этих отложениях вышеотмеченную фауну морских моллюсков, генезис этих осадков прибрежно-морской.

Точно такие же, сильно валунистые суглинистые осадки вскрываются и во всех других обнажениях вдоль Фатьянихи и ее притоков, ниже скал «Монахи», вплоть до уступа плоскогорья «Карские ворота». Ими выполнена довольно обширная межгорная котловина, замыкающаяся у скал «Монахи» и открывающаяся «Карскими воротами» в сторону смежной территории Западно-Сибирской низменности. Днище котловины обладает выровненным рельефом, несколько расчлененным вдоль долины Фатьяниха. Абсолютные отметки колеблются от 80 до 130 *м*.

Горные останцы, окружающие впадину, возвышаются до 280—360 *м* над уровнем моря. Некоторые вершины представляют собой отвесные скалы, сложенные силлами траппов. Все остальные более мелкие вершины и седловины между ними, а также склоны закрыты сплошным чехлом валунных суглинков. Вскрытые в шурфах и обнажениях, они визуально ничем существенно не отличаются от суглинистых пород, обнаруженных возле скал «Монахи». Однако признавать и за ними морское происхождение, нам кажется, нет никаких оснований. Совершенно бесспорно, что валунные суглинки, формирующие на сравнительно обширных пространствах плоскогорья холмисто-грядовый рельеф, имеют ледниковое происхождение (Архипов, 1959б).

Таким образом, литологически отождествленные осадки в предгорной полосе Западно-Сибирской низменности и даже в смежных с ней межгорных впадинах образовались в связи с морской трансгрессией, а в пределах плоскогорья — в результате континентальной ледниковой деятельности. Эти литологические превращения ледниково-морских санчуговско-тазовских осадков в толщу континентальных ледниковых валунных суглинков происходят постепенно (Архипов, 1959а, 1960а). Если тенденция к обогащению обломочным материалом и общему погрубению наблюдается в разрезах по р. Фокиной, то она становится особенно наглядной для Фатьянихи. В этом отношении наши старые данные (1959—1960 гг.) после фаунистических находок В. С. Волковой, приобрели исключительную наглядность (см. табл. 2).

Следовательно, для всей Приенисейской территории Западно-Сибирской низменности устанавливается **общая закономерность: количество**

обломочного материала в санчуговско-тазовских осадках возрастает с приближением к горам.

Но эффективность проявления этой тенденции не везде одинакова. Вдоль побережья Таймыра, спускавшиеся с гор ледники, очевидно, сразу же всплывали в силу глубоководности бассейна. Кромка льда, лежащего на дне моря, вдоль его береговой линии, могла быть незначительной по ширине и долговечности. Она постоянно разрушалась морской абразией, под воздействием которой формировалась полоса прибрежно-морских фаций. Обломочный материал, выносимый ледниками в море, разносился айсбергами и аккумулировался в морской среде в тонкоотмученные осадки. Вполне вероятно, что мог возникнуть следующий одновозрастный ряд отложений. В морском бассейне это ледово-морские суглинистые осадки, содержащие обломочный материал и морскую высокоарктическую фауну. Вдоль побережий неизбежно возникала полоса прибрежно-морских осадков песчано-галечникового состава. Наконец, по отрогам гор, в непосредственной близости от моря, накапливались донно-моренные валунно-суглинистые отложения. Проследить и установить одновозрастность отмеченного ряда осадков весьма трудно. Дело, очевидно, в том, что площади распространения ледово-морских и ледниковых континентальных осадков разделены полосой прибрежно-морских отложений, существование которой воспринимается как признак, исключающий одновременное оледенение суши и моря.

Следовательно, в случае редуцирования по тем или иным причинам прибрежно-морских фаций, выделение интересующего нас генетического ряда станет более отчетливым. В действительности именно это и наблюдается, если вспомнить приведенные выше и ранее опубликованные описания санчуговско-тазовских пород вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, южнее широты пос. Туруханска (Архипов, 1959а, 1960а; Волкова, 1960, 1961).

Литолого-генетическая особенность санчуговско-тазовского горизонта в этом районе состоит в отсутствии прибрежно-морских фаций. Это объясняется, как нам кажется, общей мелководностью и неровностями рельефа, дна огромного морского залива на территории теперешней Енисейской депрессии, особенно у ее южного замыкания и вдоль фаса Средне-Сибирского плоскогорья.

Кроме того, ледники опускались с гор, очевидно, не сплошным фронтом, а отдельными и в разной степени мощными языками, которые могли временами проникать по мелководью сравнительно далеко в глубь залива санчуговского моря. Поэтому береговая линия, образованная ими, была очень изрезанной и крайне непостоянной. Всплывали ледники и образовывали айсберги лишь в наиболее глубоких участках залива, а не по всей его площади. Чередование участков всплывшего и лежащего на дне льда затрудняло передвижение айсбергов. В результате непосредственно на площади залива одновременно могли формироваться ледово-морские (айсберговые) и настоящие донные морены, которые А. П. Лисицын предлагает именовать «морскими моренами» (1961а, 1961б).

Совершенно очевидно, что в силу неоднократных осцилляций ледниковых языков, площади, временно закрытые ледово-морскими осадками или морской мореной, систематически перераспределялись. Но в силу мелководности морского бассейна и его забитостью льдом переработка морской морены течениями и прибоем была почти исключена. Все это должно было привести к исчезновению прибрежных фаций и тесному генетическому переплетению ледово-морских отложений с морской мореной. Кстати, она представляет собой, по существу, ту же донную морену, лишь образовавшуюся в силу специфических условий на дне моря. Не-

удивительно поэтому, что морская морена, распространенная в пределах санчуговского моря, литологически не отличается от донной морены западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Таким образом, интересующий нас генетический ряд отложений состоит из ледово-морских осадков, морской морены и континентальной морены.

Все вышеизложенное хорошо объясняет особенности распространения прибрежно-морских фаций и, следовательно, морской морены в санчуговском бассейне. Прибрежно-морские осадки развиты вдоль побережья Таймыра. Они встречаются у подножья Норильских гор и исчезают южнее, вдоль западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья. Они вновь появляются, хотя, видимо, в небольших масштабах, вдоль южных границ санчуговского бассейна, где достаточно отчетливо отбивается береговая линия моря.

На севере переход от ледниковой аккумуляции к ледово-морской в силу глубоководности морского бассейна был выражен резко, четко, следовательно, существовали и условия для формирования прибрежных осадков. Южнее в результате мелководности морского залива не существовало подобного четкого разделения ледниковой и морской деятельности в пространстве и, по-видимому, во времени. По мере движения к горам условия аккумуляции осадков изменялись: ледово-морское осадконакопление сменялось ледниково-континентальным.

Итак, по нашему мнению, **сущность фациального замещения морских и ледово-морских санчуговско-тазовских осадков открытого моря прибрежно-морскими фациями или морской мореной и затем континентальными ледниковыми отложениями заключается в четкой и закономерно выраженной тенденции к общему погрублению осадков и обогащению их валунно-галечниковым материалом.**

КАЗАНЦЕВСКАЯ СВИТА

К казанцевской свите относятся аллювиальные отложения III и IV надпойменных енисейских террас и озерные осадки, встречающиеся местами на междуречьях.

Эти террасы более северного отрезка долины Енисея (между устьями рек Бахта и Нижняя Тунгуска) были описаны нами ранее (Архипов, 1960а). Поэтому мы ограничимся их кратким рассмотрением, тем более, что на исследованной территории они распространены не широко.

Четвертая надпойменная терраса имеет высоту 80—90 *м*. Узкие полосы ее шириной не более 3—4 *км* прослеживаются в районах Оплывного, Белого, Комсинского яров, вдоль правого берега Енисея, между станками Лебедь и Мирное. Типичный разрез находится на правом берегу Енисея, в 3 *км* ниже станка Лебедь. Ниже бровки высотой в 80 *м* залегают (см. рис. 9):

		Мощность, *м*
Q_4	*1.* Почва	0,2
$eolQ_3z$	*2.* Суглинок палево-бурый, пылеватый, пористый, известковистый, с характерной таблитчатой отдельностью, пятнами ожелезненный	2,8
alQ_3kz	*3.* Пачка ритмично-горизонтальнослоистых песков и супесей. Пески желтовато-серые, кварцевые, тонко-мелкозернистые, отдельными прослоями ожелезненные. Супеси буровато-серые, иловатые, плотные. Мощность песчаных прослоев от 10—15 *см* до 0,5 *м*, супесчаных — 3—5 *см* .	5,5

		Мощность, м
alQ_3kz *4.*	Переслаивание галечников и песков, аналогичных слою *3*. Галечники состоят из мелкой и реже средней гальки, окатанной в массе по II—III кл. Обломочный материал представлен траппами, песчаниками, кварцем, кремнистыми породами и др. Подошва слоя неровная. Вдоль нее залегают мелкие валуны диабазов. В верхней части слоя геологами Казачинской экспедиции обнаружен обломок бивня *Elephas primigenius* Blum позднего типа. Породы слоя *3* залегают на отложениях санчуговско-тазовского возраста	1,5

По своему литолого-генетическому облику аллювий рассматриваемой террасы напоминает отложения половодно-ледниковых разливов. Типично русловые песчаные осадки с косой и диагональной слоистостью и, тем более, старичные иловато-суглинистые осадки встречаются сравнительно редко (Архипов, 1960а). Спорово-пыльцевые спектры, полученные по четырем образцам из слоев *3* и *4* характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (59—60%), меньшим содержанием пыльцы древесных пород (22—25%) и значительным присутствием спор (15—19%). Среди древесной пыльцы К. В. Прохорова (сотрудница Казачинской экспедиции КГУ) отмечает пыльцу березы (до 83%), сосны, ели (10—12%), ольхи и единичные пыльцевые зерна пихты. В группе трав устанавливается большое содержание лебедовых, полыней и злаков. Споры представлены плаунами, мхами и плауном *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Вероятно, в период формирования отложений четвертой надпойменной террасы Енисея были развиты лесотундровые ландшафты.

Суглинки слоя *2* содержат единичную пыльцу трав и березы, а также споры мхов. Они относятся нами к покровным перигляциальным образованиям зырянского возраста.

Третья надпойменная терраса имеет высоту 50—75 *м*. Обычно у бровки она снижена до 50—55 *м*. На рассматриваемом отрезке Енисейской долины она почти не сохранилась. Небольшие ее останцы обнаружены на левом берегу Енисея в устье р. Сарчихи и Комсы, а на правом — в 5—7 *км* выше по течению от станка Мирное. Здесь же находится и ее характерный разрез, верхняя часть которого установлена по шурфам. С высоты 65—66 *м* над Енисеем вскрываются:

		Мощность, м
Q_4 *1.*	Почва	0,2
$eolQ_3z$ *2.*	Суглинок палево-бурый, желтовато-бурый, пылеватый, макропористый, известковистый, пятнами и полосами ожелезненный	5,8—6,0
lQ_3z *3.*	Ритмичное переслаивание суглинков, глин и песков. Суглинки серовато-бурые, песчанисто-пылеватые, пористые; глины темно-серые, плотные, жирные; пески тонкозернистые, пылеватые. Мощность прослоев изменяется от 3—5 до 25—30 *см*	4,0—4,5
alQ_3kz *4.*	Песок желтовато-серый, кварцевый, тонко- и мелкозернистый, хорошо отсортированный, с тонкими (3—5 *см*) горизонтальными прослойками буровато-серой, иловатой, комковатой супеси. Порода полосами и пятнами ожелезнена, содержит хорошо сохранившиеся раковины пресноводных гастропод: *Sphaerium corneum* L., *Pisidium amnicum* Möll., *Planorbis planorbis* L., *Valvata* sp. и т. д. (определения И. Я. Скоробогатова)	3,5—3,6
» *5.*	Глина иловатая, серая, неяснослоистая, с линзочками растительного детрита, со слабым сероводородным запахом	1,5
» *6.*	Песок кварцевый, средне-крупнозернистый, хорошо отсортированный, горизонтально- и косослоистый. Горизонтальная слоистость преобладает в верхней части слоя, а косая — в нижней	6,5

Мощность, *м*

alQ₃kz 7. Галечник охристо-желтого цвета, сильно ожелезненный. Состоит из гравия (20—25%), гальки (65—75%) и реже валунов (не более 15%). Обломочный материал различно окатан от I до IV кл. и представлен в петрографическом отношении диабазами, песчаниками, кварцем, реже сланцами, доломитами, единично кислыми изверженными породами. В галечниках обнаружена крупная косая слоистость и залегают на резко неровной кровле подстилающих санчуговско-тазовских пород . . . 2,5

Осадки третьей надпойменной террасы представлены всеми основными фациями аллювиальной свиты: русловыми (слои *6, 7*), старичными (слой *5*) и надпойменными (слой *4*). В песках, очевидно, русловых отложений Ю. А. Лаврушин (устное сообщение) обнаружил остатки костей *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L. и др.

По определениям К. В. Прохоровой, русловые осадки слоя *6* и галечники слоя *7* не содержат спор и пыльцы. В старичных глинах по двум образцам ею обнаружены богатые спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы древесных пород (80—82%), среди которой отмечаются ель (до 43%), пихта (5—6%), сосна (25—27%), береза (до 24%). В группе травянистых растений отмечается преобладание разнотравья и небольшое содержание полыни и лебедовых. Обнаружены споры папоротников.

Переслаивающаяся пачка песков и супесей пойменной фации (слой *4*) содержит спектры с примерно равным количеством пыльцы древесных пород (45—47%) и травянистых 10—16%. К. В. Прохорова отмечает среди древесной пыльцы березу (65—80%), ель (до 20%), сосну, ольху и единично пихту. В группе трав много пыльцы разнотравья, лебедовых, полыни (до 25%). Среди спор отмечаются плауны, мхи и папоротники. Из ритмично-слоистых осадков слоя *3* были извлечены спорово-пыльцевые спектры с доминированием в них пыльцы травянистых растений (75—82%): лебедовых, полыней, злаков. Среди древесной пыльцы есть пыльца сосны, березы, ольхи и единично ели. Споры представлены мхами и плаунами.

Из этих же осадков извлечена семенная флора. М. Г. Кипиани отмечает присутствие склероидов *Fungi,* макроспор *Selaginella selaginoides* (L.) Link, листочки *Sphagnum, Bryales* gen., семена и орешки *Graminea* gen., *Carex* sp., *Betula* sp., *Ranunculus* sp. и др. Наконец, покровные суглинки слоя *2,* как и в разрезе четвертой надпойменной террасы, содержат очень мало спор и пыльцы. К. В. Прохорова отмечает единичную пыльцу березы и сосны, а также трав: полыни, лебедовых и злаков. Среди спор найдены мхи и плауны, в том числе *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

Приведенные палинологические материалы свидетельствуют о том, что во время формирования осадков, участвующих в строении третьей надпойменной террасы Енисея, произошла смена растительного покрова от темнохвойной тайги к разреженно-лесным и лесотундровым ассоциациям. Учитывая эти данные, а также литолого-генетический облик пород слоев *2* и *3,* мы относим их к перигляциальным зырянским образованиям. Осадки слоя *3,* видимо, озерные, а слоя *2* — делювиально-эоловые.

Таким образом, аллювиальные отложения обеих рассмотренных террас занимают стратиграфическое положение между санчуговско-тазовской свитой, в отложения которой они вложены, и перекрывающими их перигляциальными осадками зырянского времени.

Вместе с тем аллювий высокого четвертичного надпойменного уровня начал формироваться при регрессии санчуговского моря. Вслед за отступающей береговой линией Енисей продвигался на север по дну осушенного морского залива, на территории которого, по-видимому, еще

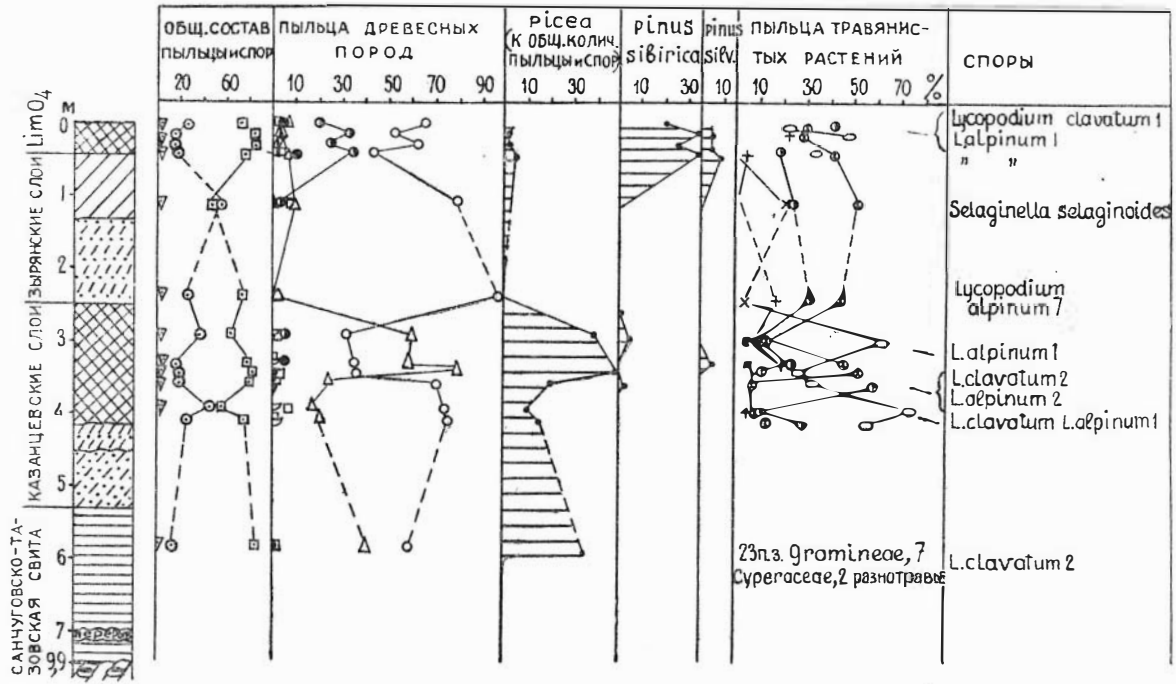


Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма покровных казанцевских и зырянских озерных и делювиально-эоловых (?) осадков.

Условные обозначения см. рис. 2 и 3.

некоторое время сохранялись поля мертвого льда. Енисейский аллювий формировался в своеобразной палеогеографической обстановке, среди полей тающих льдов. Это не могло не отразиться на его фациальном составе — преобладании осадков типа половодно-ледниковых разливов. О достаточно холодных климатических условиях этого времени свидетельствуют также и палинологические материалы.

Казанцевский аллювий низкого, третьего, надпойменного уровня аккумулировался в период казанцевской трансгрессии и в условиях теплого межледниковья. Поэтому в его строении участвуют все характерные фации аллювия. Похолодание климата произошло лишь в заключительный момент формирования аллювиальной толщи и, особенно, во время аккумуляции, перекрывающей ее пачки озерных ритмично-слоистых осадков слоя *3*. Таким образом, можно говорить о полном межледниковом цикле. Возникновение двух одновозрастных террас в долине Енисея, очевидно, объясняется колебаниями уровня моря в конце санчуговско-тазовского и казанцевского времени.

Озерные казанцевские отложения, отмеченные выше, вскрыты в скважинах, пройденных на междуречьях Енисея — Верхнего Имбака, Енисея — Сумарочихи и т. д. Интересующие нас осадки представлены в основном погребенными торфяниками, например, в скв. 12 Казачинской экспедиции (рис. 28). Они содержат богатые лесные спорово-пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы ели, присутствием пыльцы пихты, а также спор лесных плаунов и папоротников. Эти данные вполне сопоставимы с ранее опубликованными материалами Е. В. Кореневой (1960) и подтверждают ее вывод, что казанцевское межледниковье было одним из самых теплых в антропогене на территории северной половины Западной Сибири.

ЗЫРЯНСКАЯ СЕРИЯ

К зырянской серии мы относим всю совокупность разногенетичных и разновозрастных отложений, сформировавшихся в период зырянского оледенения, включая его сартанскую стадию. Так как исследованная территория относится к зырянской перигляциальной зоне, то рассматриваемые осадки представлены аллювием первой и второй надпойменных террас, а также маломощными, но широко распространенными покровными образованиями.

ПОКРОВНЫЕ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ЗЫРЯНСКИЕ СЛОИ

Покровные образования перигляциальной зырянской зоны широко развиты как в пределах Енисейской депрессии, так и на территории Келлог-Теульчесской возвышенности. Они распространены не только на междуречных пространствах, но и в долинах рек, где перекрывают казанцевские четвертую и третью террасы р. Енисея, уже описанные нами.

Основу для стратиграфического расчленения покровного водораздельного комплекса дает разрез скв. 12, пробуренной Казачинской экспедицией в верховьях р. Верхний Имбак на Енисейско-Имбакском междуречье, северо-восточнее Бахтинского яра (см. рис. 6). Сверху вниз вскрываются:

$limQ_4$ 0,0—0,4 *м.*	Торф темно-бурый, слоистый, с пропластками растительного мусора.
lQ_3z 0,4—2,5 *м.*	Суглинок палево-желтый, палево-бурый, пылеватый, с тонкой, неясной, очевидно прерывистой горизонтальной слоистостью за счет прослоечков (2—3 *см*) мелкозернистого ожелезненного песка, таблитчато-комковатый, отдаленно напоминающий лессовидные породы.
lQ_3kz 2,5—4,1 *м.*	Торф темно-бурый, плотный, слоистый.
» 4,1—6,0 *м.*	Супесь серовато-бурая, пылеватая, с растительными остатками, у подошвы с прослоями темно-серой глины, подстилается отложениями санчуговско-тазовского возраста.

В приведенном разрезе торфяники, погребенный и верховой, разделены пачкой пород (мощность 2,1 *м*), очевидно, озерного происхождения, на что указывает тонкая слоистость осадков.

Спорово-пыльцевые спектры суглинков и торфяников резко различны (см. рис. 28). В суглинках среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы, много пыльцы лебедовых и полыней. В погребенном торфянике пыльца ели превалирует над пыльцой березы.

Тождественный разрез комплекса водораздельных образований

устанавливается в скв. 50, пробуренной экспедицией Гидропроекта на правом берегу Енисея, по соседству с Оплывным яром (см. рис. 14). Сверху вниз в разрезе скважины залегают:

eolQ₃z 0,0—3,6 *м*. Суглинки желтовато-бурые, пылеватые, пористые, известковистые, лессовидные.

lQ₃kz 3,6—4,5 *м*. Глины темно-серые, иловатые, слоистые, с прослоями (3—5 *см*) торфа. Порода залегает на отложениях санчуговско-тазовской свиты.

Как отмечает В. В. Зауер (рукопись, Ленфилиал Гидропроекта, 1956), глинисто-торфянистые осадки интервала 3,6—4,5 *м* имеют богатые спорово-пыльцевые спектры, содержащие пыльцу ели до 94,0—97,5%. По мнению В. В. Зауер, они свидетельствуют о том, что в районе Подкаменной Тунгуски в казанцевское время был самый теплый климат в течение всего четвертичного периода. Вышележащие лессовидные породы, очевидно, делювиально-эолового происхождения и содержат, по мнению В. В. Зауер, лишь единичные пыльцевые зерна березы, сосны, травянистых растений и споры папоротников.

Таким образом, как и в скв. 12, сильно обедненные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют, по нашему мнению, о суровых климатических условиях, что и позволяет отнести их к зырянскому времени.

На территории Келлог-Теульчесской возвышенности комплекс водораздельных образований представлен, в отличие от Енисейской депрессии, типичными лессовидными суглинками. Но наблюдать их удается лишь в шурфах и скважинах, пройденных непосредственно на междуречных пространствах. В придолинных частях современного рельефа они, очевидно, уничтожены денудацией. Покровные образования описаны нами в Завальном яру и скв. 8/3 (см. рис. 10, 11). Вместе с тем их стратиграфическое положение менее четкое, чем в пределах Енисейской депрессии. Как правило, они залегают на ледниковых осадках самаровского комплекса. Лишь в скв. 8/3 лессовидные суглинки подстилаются погребенной почвой и озерными осадками, формировавшимися в условиях лесотундрового ландшафта (см. рис. 10, 20).

Эти озерные отложения, очевидно, образовались в конце самаровского — начале мессовского времени. В таком случае, лессовидные суглинки эолово-делювиального происхождения могли бы быть аналогом марино-гляциальных санчуговско-тазовских пород, развитых на территории Енисейской депрессии. Однако палеоклиматическая обстановка санчуговско-тазовского времени детально не изучена. Остается сомнение в том, могли ли образовываться лессовидные породы в условиях ледниковья и синхронной трансгрессии, которая, очевидно, должна была вызвать увлажнение климата. Поэтому возраст лессовидных пород может быть и зырянским.

В более северных частях Енисейской депрессии, на территории, непосредственно примыкающей к краю зырянского ледника, рассматриваемые покровные образования иногда содержат гальку и валуны. В качестве примера можно привести обнажение Черноостровского яра, расположенного на правом берегу Енисея, в 12 *км* ниже устья р. Стрельной:

	Мощность, *м*
Q_4 *1.* Почва	0,2
Q_3Z *2.* Песок желтый, глинистый, мелкозернистый, с прослоечками палево-бурых супесей. Порода ожелезнена по плоскостям напластований .	1,2
» *3.* Супесь палево-желтая, палево-бурая, песчаная, комковатая, с линзовидными прослоями (до 5—6 *см*) мелкозернистого желтого песка. В породе разбросаны галька и мелкие валуны траппов, песчаников и реже кварца и кремней. Слоистость резко нарушена, «гофрирована», разорвана «ледяными» клиньями	1,9—2,0

Слой *3* залегает на песчаных аллювиальных отложениях IV надпойменной террасы Енисея. Ранее мы рассматривали эти отложения как своеобразную мореноподобную фацию аллювия (Архипов, 1960а). Теперь, располагая материалами, указывающими на региональное распространение описываемых осадков в перигляциальной зоне зырянского оледенения, их спорово-пыльцевую характеристику, условия залегания на водоразделах и на поверхности IV и III надпойменных террас, где они перекрывают их аллювий, мы считаем возможным пересмотреть наши прежние представления. По-видимому, интересующие нас отложения — это сложные гетерогенные образования озерного и делювиально-эолового происхождения, сформированные в суровых климатических условиях зырянского времени. В ряде случаев они могут иметь и зырянско-сартанский возраст.

ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЗЫРЯНСКИЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В период деградации зырянского оледенения и во время его заключительной сартанской стадии в долине нижнего течения Енисея формировались вторая и первая надпойменные террасы. В настоящей работе они специально не рассматриваются, так как были описаны нами ранее (Архипов, 1960а). Тем не менее буровые работы последних лет доставили нам некоторые новые материалы, о которых уместно упомянуть.

Высота II надпойменной террасы 33—35 *м*. На изученном отрезке Енисейской долины между устьями рек Елогуй и Подкаменная Тунгуска она почти не сохранилась. Ее уровень прослеживается вдоль левого берега Енисея между реками Сарчиха и Елогуй, около станка Мирного, на правом берегу и в районе пос. Бор, против впадения р. Подкаменная Тунгуска. Наиболее полные разрезы II надпойменной каргинской террасы были получены по скважинам, пройденным в пос. Туруханск и Бор. В скв. 9, пробуренной Казачинской экспедицией, в пос. Бор вскрываются:

0,0—20,0 *м*. Горизонтальнослоистая толща песков желтых, кварцевых, мелкозернистых и супесей желтовато-бурых, пылевато-иловатых. Мощность песчаных прослоев изменяется от 5—10 до 50 *см*, а супесчаных от 5 до 15 *см*. Вся толща ожелезнена по поверхности напластований.

20,0—33,7 *м*. Переслаивание песков желтовато-серых, кварцевых, мелко- и среднезернистых, прослоями глинистых, с галечниками, состоящими из мелкой гальки и крупного гравия.

33,7—53,9 *м*. Галечник, состоящий из крупной гальки и мелких валунов, разноокатанных и представленных в петрографическом отношении диабазами, доломитами, песчаниками, сланцами, кислыми изверженными породами, кварцем, кремнями. Порода залегает на мезозойских отложениях.

Сходный разрез рассматриваемой террасы с мощностью аллювия до 65 *м* установлен и в районе пос. Туруханск. Следовательно, мощность каргинских осадков почти в два раза превышает мощность голоценового аллювия пойменной террасы. Это может свидетельствовать или об огромных размерах Енисея в каргинское время, или о повышении уровня моря. Последнее менее вероятно, так как, согласно исследованиям геологов НИИГА, на каргинское время приходится значительная регрессия Полярного бассейна и осушение части шельфа Карского моря (Стрелков и др., 1959). Многоводность Енисея была, вероятно, связана с таянием в горах зырянских льдов. Огромный поток талых вод принес в долину Енисея грубообломочный материал и сформировал мощные горизонтальнослоистые песчаные толщи. В некоторых разрезах, в том

числе и в приведенном, они напоминают половодно-ледниковые образования, описанные Г. И. Горецким (1958) на Каме, Волге и Дону. В этой же связи небезынтересно отметить сильное переуглубление долины Енисея в каргинское время. Подошва аллювиальной толщи второй надпойменной террасы находится на 10—15 *м* ниже по отношению к ложу аллювия более молодой первой надпойменной террасы.

Каргинский аллювий формировался в период межстадиального (или межледникового) потепления климата (Коренева, 1960). Причем наиболее благоприятные климатические условия были во время формирования средней части разреза; низы и верхи аллювиальной толщи аккумулировались соответственно в конце максимальной стадии зырянского оледенения и начале его заключительного сартанского этапа.

Следовательно, I надпойменная терраса Енисея возникла в самом конце верхнего плейстоцена, на границе с голоценом, в сравнительно короткий отрезок времени. Но она не может считаться голоценовой, так как в ее аллювии известны находки остатков *Elephas primigenius* Blum. Вместе с тем рассматриваемая терраса достаточно отчетливо прослеживается лишь в самых низовьях Енисея. У южной окраины самаровской ледниковой зоны ее уровень почти сливается с поверхностью высоких сегментов поймы, не превышая 12—14 *м* высоты. Поэтому на рассматриваемом отрезке Енисейской долины, от устья р. Елогуй до впадения Подкаменной Тунгуски, I надпойменная терраса выделяется с большим трудом, главным образом, по геологическим данным. Она отличается от высокой поймы преимущественно песчаным составом слагающего ее аллювия.

В районе Осиновского порога, местного базиса эрозии, рассматриваемая терраса выклинивается. В связи с этим выше по долине Енисея, во внеледниковой самаровской зоне, каргинская терраса становится первым надпойменным уровнем. Это обстоятельство приводит к изменению возраста одноименных террас в долине Енисея при переходе из зырянской перигляциальной области во внеледниковую самаровскую зону. Так, казанцевским III и IV надпойменным террасам зырянской перигляциальной зоны на внеледниковом самаровском участке Енисейской долины соответствует только один 23—25 (30) *м* второй надпойменный уровень.

Третья надпойменная терраса этой же зоны высотою 40—45 *м*, максимально 50 *м* на основании корреляции ее аллювия с самаровским ледниковым комплексом и палеонтологическим находкам относится к мессовскому, частично, вероятно, санчуговско-тазовскому времени.

Существование локальных террас в низовьях Енисея связано, по нашему мнению, с колебаниями уровня моря и влиянием местного базиса эрозии, каким был длительное время Осиновский порог.

Современные голоценовые отложения мы не изучали. Аллювиальной свите пойменной террасы были посвящены наши прежние работы. Кроме того, отложения поймы Енисея были подробно рассмотрены Ю. А. Лаврушиным (1961).

О ПРОБЛЕМЕ ТАЗОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Два обстоятельства — ограниченное пределами Енисейской депрессии распространение санчуговско-тазовских слоев и расчленение самаровского оледенения на два этапа — позволяют высказать соображения о возможном пути решения проблемы тазовского оледенения. Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что **ледниковые образования, распространенные на территории Келлог-Теульчесской возвышенности и ледниково-морские санчуговско-тазовские породы, выполняющие Енисейскую депрессию, имеют разный возраст.**

Келлог-Теульчесская возвышенность — восточная окраина Сибирских увалов, протягивающихся в центральной части Западно-Сибирской низменности в субширотном направлении от Оби до Енисея. Как известно, именно в центральной зоне Сибирских увалов (бассейн верхнего Таза и его притоков Ватыльки, Каральки, Покольки и др.) А. А. Земцов (1957) и С. Б. Шацкий (1956, 1959, 1961) установили два пояса конечно-моренного и зандрового рельефа. Они связывали их с двумя самостоятельными оледенениями: самаровским и тазовским. При этом тазовский ледниковый этап существовал параллельно с санчуговской трансгрессией. Применительно к территории Приенисейской части низменности это означало бы распространение санчуговско-тазовских отложений на область Келлог-Теульчесской возвышенности.

Мы не можем согласиться с этим, хотя подобные попытки предпринимались сотрудниками ВСЕГЕИ (Вильсон, Милославский, Чистяков, рукописи, ВСЕГЕИ, 1957). **Ледниково-морские санчуговско-тазовские отложения не имеют континентально-ледниковых аналогов в пределах Келлог-Теульчесской возвышенности и, как нам представляется, на территории Сибирских увалов в целом.**

Формально может показаться, что мы вновь возвращаемся к стратиграфической схеме четвертичных отложений Западной Сибири 1956 г. Однако это не так. Стратотипичные отложения тазовской морены и ширтинских межледниковых слоев в понимании С. Б. Шацкого и А. А. Земцова описаны ими в обнажении, расположенном на правом берегу р. Таза, в 0,5 *км* ниже впадения р. Малой Ширты. Обнажение вскрывает строение обширной аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 80—120 *м*, примыкающей с севера к северным склонам Сибирских увалов в бассейне рек Ватылька, Каралька и Поколька. Участники Межведомственной четвертичной партии описали этот разрез летом 1959 г.:

		Мощность, *м*
Q_4	*1.* Почва	0,2
$mgIQ_2t+s$	*2.* Песок ржаво-бурый, разнозернистый, глинистый, уплотненный, с гравием и редкой галькой, образует оскольчато-щебневатую отдельность	2,0

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s	*3.* Песок, аналогичный слою *2*, но с тонкой, четкой горизонтальной слоистостью	1,6
»	*4.* Галечник ржаво-бурый, состоит из гравия и мелкой гальки, реже крупной гальки и валунчиков до 20 *см* в диаметре. Вниз по слою переходит в разнозернистый гравелистый песок	2,5

В соседней расчистке из слоя *4* выделяется самостоятельный 2-метровый прослой песка:

		Мощность, *м*
mglQ₂t+s	*4а.* Песок желтовато-серый, кварцевый, мелкозернистый, нечетко косо-волнистослоистый	2,0
»	*5.* Глина серовато-бурая, в высохшем состоянии пепельно-серая, жирная, комковатая. В породе встречаются лепешковидные глинисто-карбонатные конкреции. Постепенно переходит в подстилающие суглинки	1,0
»	*6.* Суглинок буровато-серый, песчаный, плотный, отмечается нечеткая, прерывистая, горизонтальная слоистость за счет прослоечков (2—3 *мм*) темно-коричневой глины	3,0
»	*7.* Суглинок коричневато-бурый, песчаный, плотный, крупнооскольчато-комковатый, с рассеянной галькой и гравием	1,5
»	*8.* Суглинок серовато-бурый, аналогичный слою *6*, но более уплотненный, без обломочного материала. В основании содержит линзы серой, иловатой глины. Подошва слоя неровная	3,0
Cr_2	*9.* Пески светло-серые, каолинизированные	10,0

С. Б. Шацкий и А. А. Земцов в 1956 г. выделили в приведенном обнажении сверху вниз: 1) тазовскую морену (слои *2—4*); 2) ширтинские аллювиальные межледниковые слои (слой *4а*); 3) самаровскую морену (слои *5—8*), залегающую на породах сымской свиты. Между тем по литологическим признакам вся описанная толща пород представляется нам достаточно однородной, а отдельные слои — связанными постепенными переходами, без следов резкого размыва. Литолого-генетический фациальный состав осадков также не дает убедительных признаков для стратиграфических подразделений, в особенности выделения аллювиальных слоев. Кроме того, вся толща пород практически не содержит спор и пыльцы, что также не позволяет выделить в приведенном разрезе межледниковые слои. «Стратотипом» ширтинских слоев послужил в этом обнажении невыдержанный по простиранию линзовидный прослой *4а*.

Учитывая геоморфологическое положение «опорного» ширтинского разреза и характер вскрывающихся в нем отложений, мы склонны отождествлять их с санчуговско-тазовским горизонтом, полагая их ледниково-морское происхождение. Подобные осадки обнаружены нами по рекам Большая Комса, Верхняя Сарчиха, Большая Сиговая и т. д., вдоль северных, северо-восточных склонов Келлог-Теульчесской возвышенности (рис. 29).

Сибирские увалы в бассейнах рек Ватылька, Каралька, Поколька возвышаются над уровнем моря в среднем на 220—250 *м*, максимально 285 *м*. Они контрастно выделяются на фоне смежной низменной равнины Тазовской депрессии в виде массива — гряды крупнохолмистого рельефа с довольно глубоко врезанными речными долинами. Общая геоморфологическая ситуация вполне сходна с той, которая наблюдается в Приенисейской части низменности в зоне сочленения Енисейской депрессии и Келлог-Теульчесской возвышенности.

Геологическое строение Сибирских увалов в бассейнах этих рек известно по описаниям 1956 г. А. А. Земцова и Г. И. Голобокова. По наблюдениям этих геологов, кровля мезозойских и третичных пород в пределах возвышенности (увалов) установлена на отметках 90—105 *м*, т. е. приподнята по сравнению с южной окраиной смежной Тазовской

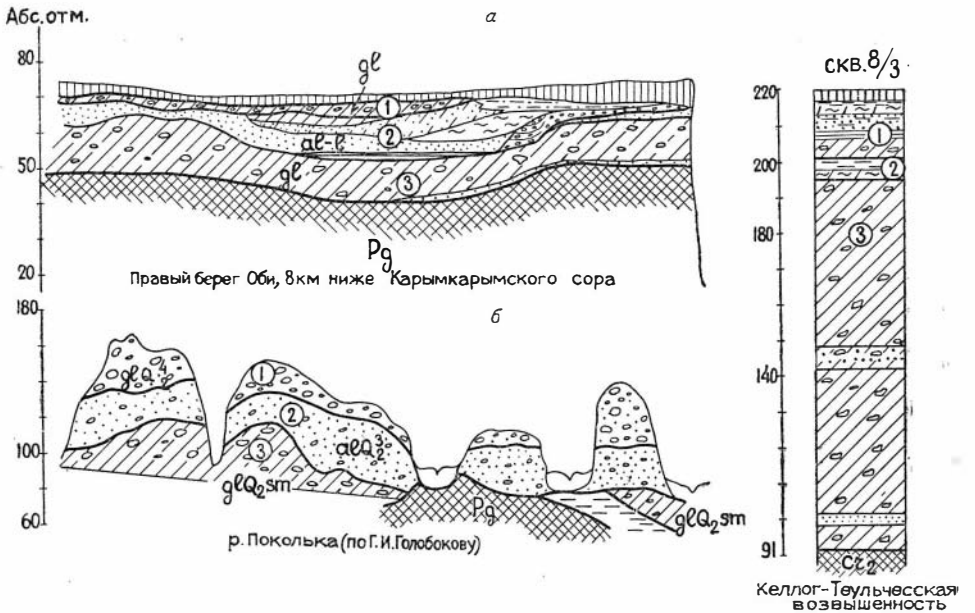


Рис. 29. Сопоставление некоторых опорных разрезов самаровской ледниковой серии, развитой в пределах Сибирских увалов: Белогорский материк, бассейн р. Поколька (по А. А. Земцову и Г. И. Голобокову), Келлог-Теульчесская возвышенность.

Условные обозначения см. рис. 2.

депрессии примерно на 50—65 *м*. Разрез антропогена имеет четкое трехслойное строение (см. рис. 29,*б*). Сверху вниз выделяются:

	Мощность, *м*
1. Пачка разнородных осадков, представленных от грубозернистых песков с галечниками до суглинков, содержащих разбросанный грубый обломочный материал. Эти породы описаны А. А. Земцовым и Г. И. Голобоковым в сравнительно небольшом количестве обнажений, вскрывающих, очевидно, наиболее высокие и менее денудированные участки междуречий	5—20
2. Пачка песков серых, кварцевых, мелкозернистых, горизонтальнослоистых за счет пропластков суглинистого материала и местами торфяников. Осадки распространены довольно широко, но залегают, по-видимому, преимущественно в эрозионных врезах и западинах кровли нижележащих валунных суглинков	12—15
3. Толща валунных суглинков буровато-серой окраски, песчаных, уплотненных, комковатых, залегающих на эродированной кровле мезозойских и третичных пород	40

А. А. Земцов и Г. И. Голобоков отождествляют соответственно слой *1* с тазовской мореной, слой *2* с ширтинскими межледниковыми слоями и слой *3* с самаровской мореной. Следовательно, они исходят из предпосылки, что строение антропогенового покрова Сибирских увалов (бассейн рек Ватылька, Каралька, Поколька) и простирающейся к северу от этой возвышенности равнины должно оставаться одинаковым.

Однако доказать эту гипотезу конкретными геологическими данными пока невозможно. В зоне сочленения северных склонов Сибирских

увалов и тазовской депрессии совершенно нет естественных обнажений, а буровые работы не проводились. Опорные разрезы в пределах возвышенных Сибирских увалов и на низменности вдоль р. Таза разобщены, изолированы друг от друга, и непосредственная корреляция их по промежуточным обнажениям, за неимением последних, невозможна. Эти совершенно различные геоморфологические элементы современного рельефа сложены разногенетичными и разновозрастными осадками. В «опорном» ширтинском обнажении С. Б. Шацкого и А. А. Земцова обнажаются санчуговско-тазовские отложения. Ватылько-Каралько-Покольские обнажения А. А. Земцова и Г. И. Голобокова обнаруживают, по нашему мнению, принципиальное сходство с описанными нами разрезами скв. 8/3 и Завального яра для Келлог-Теульческой возвышенности (см. рис. 10, 11, 12, 20). Мы считаем возможным выделить в обнажениях по Ватыльке, Каральке, Поколькe варламовские и самаровские ледниковые слои, разделенные пачкой межстадиальных (межледниковых) белогорских осадков.

Наше предположение сохраняет свою силу и для западной части Сибирских увалов, так называемого Белогорского материка, расположенного на правом нагорном берегу Оби между устьем Иртыша и с. Кондинским. Наиболее показательно обнажение на правом берегу Оби, в 0,8 *км* ниже Карымкарымского сора (см. рис. 29), где нами описаны:

		Мощность, *м*
Q_4	*1.* Почва	0,2
$eolQ_3z$	*2.* Суглинки палево-бурые, пылеватые, макропористые, известковистые, лессовидные	5,0
glQ_2^{vr} *sm*	*3.* Суглинки буровато-серые, песчаные, комковатые, с гравием, галькой и валунами	0,8—1,0
l-alQ_2^{bg} *sm*	*4.* Пачка горизонтально переслаивающихся глин, супесей и песков. Глина серовато-синяя, иловатая; супеси серовато-бурые, плотные, ожелезненные; пески тонкозернистые, пылеватые	от 0,03—0,05
	По простиранию описываемая пачка пород то сильно опесчанивается, то, наоборот, в ее составе начинают преобладать глинистые прослои. Подошва неровная .	до 0,15—0,2 3—6
»	*5.* Илы серовато-серые, плотные, слоистые благодаря прослоечкам (2—3 *см*) плотного торфа и растительного детрита. В основании слоя встречены пни ели и лиственницы (определения В. Д. Нащокина). Илы залегают в виде крупной линзы	до 4,5 *м*
»	*6.* Песок желтовато-серый, кварцевый, разнозернистый, с гравием и мелкой галькой. У верхнего края обнажения пески замещаются галечниками с грубой косой слоистостью	1,5—10,0
glQ_2sm	*7.* Суглинок буровато-коричневый, серовато-бурый, сильно песчаный, грубый, оскольчато-комковатый, с беспорядочно рассеянными гравием, галькой и валунами. Порода залегает на палеогеновых отложениях . . .	15—20

Осадки слоев *4, 5* и *6* (см. рис. 29,*а*, горизонт *2*), будучи озерно-аллювиальными образованиями, выполняют небольшую эрозионную депрессию в кровле самаровской морены (горизонт *3*). Мы относим их к белогорским слоям. Перекрываются они маломощными валунно-суглинистыми осадками, которые мы отождествляем с постсамаровским, варламовским, оледенением (горизонт *1*).

Сходный разрез имеется у д. Большой Камень, где рассматриваемые осадки представлены 4-метровой пачкой валунных суглинков. В другом обнажении, около д. Малый Алтым, варламовские слои сложены супес-

чаной серовато-бурой породой, сильно уплотненной, местами с неясной горизонтальной слоистостью и признаками слабого облессования, с беспорядочно разбросанными галькой и крупными валунами до 25 *см* в диаметре, мощностью в 4,0 *м*. Порода собрана в крутые складки с амплитудой до 2—3 *м* и длиной вдоль вертикальной стенки в 6—8 *м*. Нам кажется, что иначе как гляциодислокациями объяснить отмеченное явление невозможно. Кстати, напомним, что гляциодислокации в осадках варламовских ледниковых слоев отмечались и на восточной окраине Сибирских увалов (Хахалевский яр).

По предварительным данным, озерные, аллювиально-озерные осадки белогорских слоев из разрезов у деревень Большой Камень, Малый Алтым, Карымкарымский сор содержат спорово-пыльцевые спектры, вполне сопоставимые с описанными для скв. 8/3, скв. 1 — Варламовской и Завального яра. Следовательно, на время их аккумуляции приходится значительное потепление климата. Перекрывающие их суглинистые варламовские отложения содержат сильно обедненные спорово-пыльцевые спектры, в которых почти отсутствует пыльца древесных пород и, в частности, ели и отмечается обилие пыльцы травянистых растений, особенно лебедовых и полыни. Следовательно, климатические условия варламовского времени по сравнению с белогорским резко ухудшились. По нашему мнению, это свидетельствует о постсамаровском наступлении ледников. Ранее мы связывали его с тазовской стадией (Архипов, Худяков, 1961). Теперь мы полагаем, что правильнее отнести его к варламовскому этапу максимального самаровского оледенения.

Группа геологов, участников Межведомственной стратиграфической партии в 1959 и 1960 гг.: В. А. Зубаков, Г. И. Лазуков, В. К. Хлебников, Ф. А. Алявдин, В. А. Лидер, Н. Ю. Загорская, В. А. Мартынов, Н. Н. Милюкова, Б. В. Мизеров — отвергают ледниковое происхождение варламовских пород (горизонт *I*; см. рис. 29, *а*). Каждый из геологов по-своему допускает различный генезис этих отложений: аллювиальный, делювиальный, эоловый и даже оползневый (В. А. Лидер), но только не ледниковый.

Итак, по нашему мнению, для всей территории Сибирских увалов устанавливается тождественное строение антропогенового покрова. Выделяется два ледниковых этапа: самаровский и варламовский (тазовский — по А. А. Земцову и С. Б. Шацкому).

На территории северной половины Западно-Сибирской низменности, севернее Сибирских увалов, так называемая тазовская морена — суть санчуговские осадки. Поэтому выделение здесь санчуговско-тазовского горизонта (1961) мы считаем правильным. Вместе с тем санчуговско-тазовские осадки северной половины низменности не могут быть синхронны более древним варламовским ледниковым образованиям, распространенным в пределах Сибирских увалов и центральных частях Западной Сибири.

В стратиграфической схеме антропогена Западной Сибири необходимо выделять, по нашему мнению, самаровское, варламовское и санчуговско-тазовское ледниковья и разделяющие их белогорское и мессовское межледниковья, или межстадиалы.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

В районе южной окраины Енисейской депрессии методом спорово-пыльцевого анализа были исследованы отложения нижней половины антропогена до мессовских слоев включительно. Для облегчения корреляции одновозрастных слоев эти осадки изучались по наиболее полным разрезам, вскрытым буровыми скважинами, и в естественных обнажениях, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Казанцевское межледниковье и голоцен (скв. 12) были просмотрены по небольшому количеству образцов лишь для сравнения разновозрастных спорово-пыльцевых спектров. Кроме того, мы использовали палинологические материалы наших предшественников: В. В. Зауер, Е. В. Кореневой и А. П. Пермякова.

Первые исследования спорово-пыльцевых спектров досамаровских отложений антропогена принадлежат В. В. Зауер. Полученные результаты в очень сжатой форме и без конкретных данных были опубликованы ею в совместной статье с В. А. Зубаковым (1958). Фактические материалы В. В. Зауер, представленные главным образом в виде многочисленных таблиц и заключений, приведены в работах В. А. Зубакова, сотрудников Гидропроекта и Казачинской экспедиции КГУ. Часть из своих наиболее полных заключений и таблиц В. В. Зауер любезно предоставила нам. Авторы считают своим долгом выразить В. В. Зауер глубокую и искреннюю признательность.

Из-за слабой пыльценосности антропогеновых отложений района нам пришлось затратить немало времени для подсчета достаточного количества пыльцы и спор, высчитать процент и построить по ним спорово-пыльцевые диаграммы. Такая подача материала наиболее наглядна при корреляции разновозрастных отложений. Поэтому в ряде случаев нам было довольно сложно сопоставить наши спорово-пыльцевые диаграммы с таблицами В. В. Зауер, что, быть может, привело к некоторым неточным сравнениям.

В ледниковой зоне Приенисейской части Западно-Сибирской низменности породы антропогена ложатся непосредственно на породы мезозоя. Огромный разрыв в геологической летописи, падающий на палеогеновую и неогеновую эпохи, сильно затрудняет как выделение, так и, тем более, точную датировку самых древних антропогеновых слоев. Это послужило объективной причиной того, что осадки досамаровской серии антропогена сильно удревнялись (В. А. Зубаков, 1957, 1961). Как известно, нижнюю границу антропогена на рассматриваемой территории он проводил по подошве «завальноярской свиты», возраст которой определял в пределах неоген — нижнечетвертичного времени. В действительности наиболее древние отложения антропогена — это осадки белояр-

ской свиты, подстилающие «завальноярские» отложения. По составу спорово-пыльцевых спектров белоярская свита отчетливо распадается на две пачки.

Накопление глин нижней пачки, изученной в разрезе скв. 17 (см. рис. 3), началось в условиях еще относительно теплого климата, когда была значительно распространена ель в составе березовых лесов, произраставшая по долинам рек. Травяной покров безлесных участков был представлен разнотравно-луговым комплексом, с незначительным количеством лебедовых и злаков. Постепенно ель исчезала из состава лесной растительности, представленной в основном березой, и в том числе, по-видимому, кустарничковой (рис. 30). На открытых пространствах расселялись лебедовые, появились арктические виды плаунов и плаунок *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Все это указывает на постепенное похолодание климата и, возможно, некоторое понижение влажности.

Накопление глин верхней пачки белоярских слоев (скв. 6; см. рис. 4) происходило в основном в условиях как лесотундры, так и безлесных ландшафтов. В травяном покрове того времени преобладали лебедовые, второе место занимали представители разнотравно-злаковых ассоциаций. Отмечены находки таких арктических форм, как *Rubus chamaemorus* L., *Lycopodium pungens* La. Pyl, *L. appressum* (Desv) Petr. Незначительное участие древесных пород (а возможно, и полное их отсутствие), состав кустарничков *Ephedra,* а также вполне вероятно и *Betula sect. Nanae* (рис. 31) и травянистых растений свидетельствует о более сухой и холодной климатической обстановке при накоплении верхней пачки белоярских слоев по сравнению с тем, когда накапливались низы этой свиты. Нельзя отрицать существования небольших заболоченных участков (морошка, кустарничковая береза).

В составе спорово-пыльцевых спектров встречаются единичные зерна пыльцы, обычно хорошей сохранности, по-видимому, миоценового возраста *Pterocarya, Nyssa, Ilex, Tilia, Carya.* В то же время пыльца, относящаяся к антропогеновому комплексу, часто бывает разорвана, смята и имеет еле заметные контуры. Мы считаем сосуществование видов *Pterocarya, Nyssa, Ilex* и др. с арктическими видами плаунов, карликовой березки и морошки невозможным. Более вероятно, что в составе растительности в период накопления белоярской свиты в пределах Енисейской депрессии примеси теплолюбивых элементов уже не было.

Если бы даже пыльца липы действительно была *in situ,* она была бы представлена видом, близким к *Tilia sibirica* Fish. или *Tilia cordata* Mill. Именно этот вид липы произрастает сейчас в более южных районах Красноярского края и верхнем течении Иртыша. Однако морфологические определения пыльцы липы из наших разрезов не подтвердили принадлежность ее к пыльце современных сибирских видов.

Таким образом, нижнюю границу антропогена следует проводить для исследованного района по подошве осадков, в которых впервые появляются спектры, соответствующие современному типу растительности, и устанавливаются признаки общего похолодания климата.

Следовательно, наши данные не согласуются с материалами М. П. Гричук (1961), которая в спектрах из различных горизонтов досамаровских отложений среднего течения Оби указывает на участие пыльцы широколиственных пород (несколько процентов). В нашем районе она встречена по 2—3 зерна на разрез. Эти резкие различия в содержании пыльцы широколиственных пород вряд ли объяснимы более южным положением территории Среднего Приобья. В современной растительной зональности не проявляется резкого различия между Средним Приобьем и приенисейской частью низменности на широте Подкаменной Тунгуски.

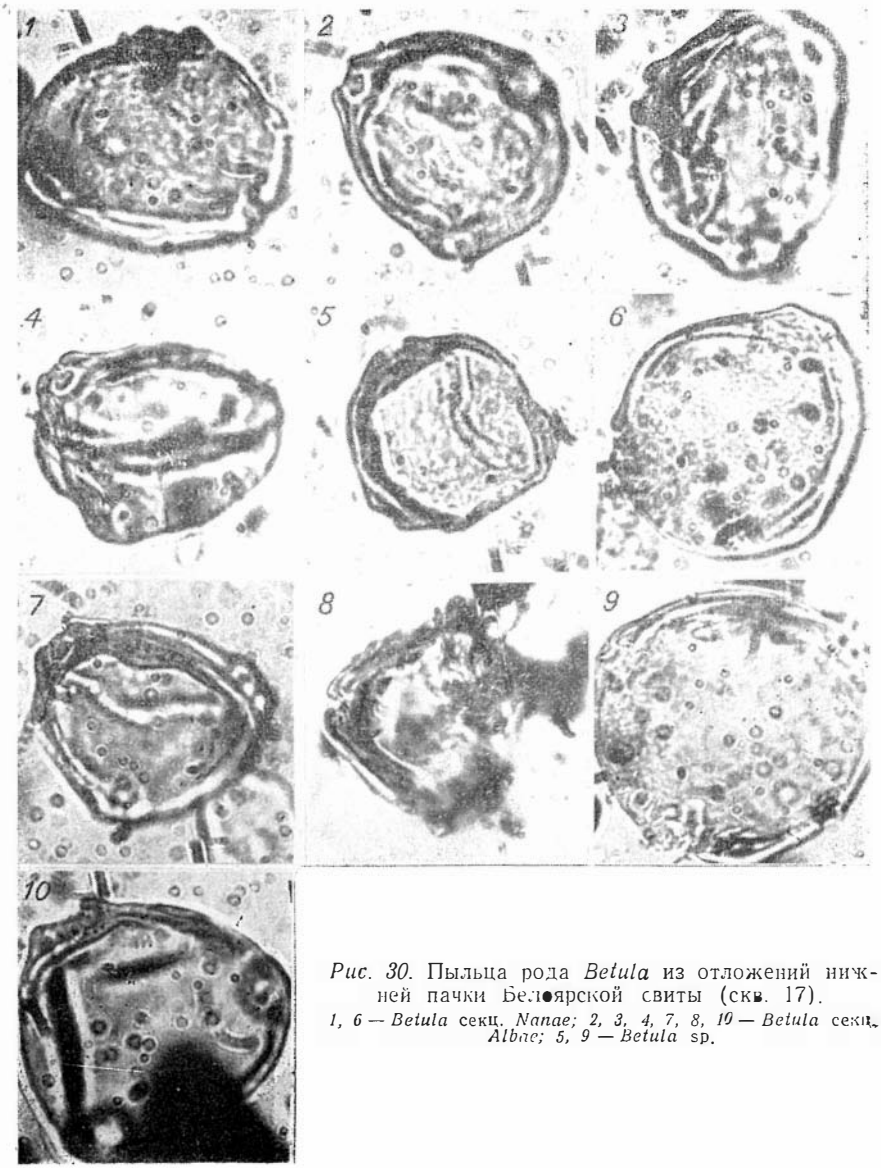


Рис. 30. Пыльца рода *Betula* из отложений нижней пачки Белоярской свиты (скв. 17).

1, 6 — Betula секц. *Nanae; 2, 3, 4, 7, 8, 10 — Betula* секц. *Albae; 5, 9 — Betula* sp.

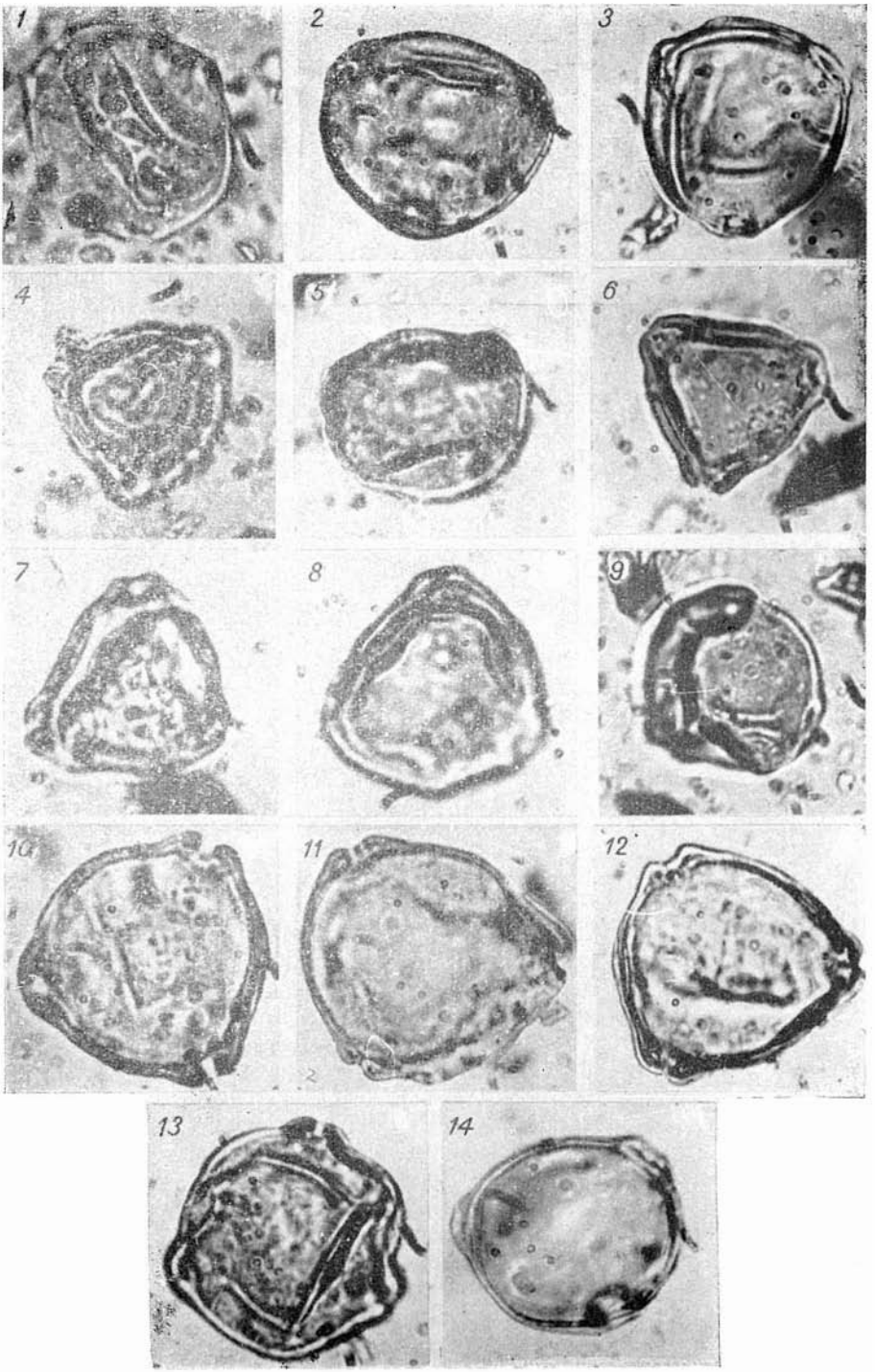


Рис. 31. Пыльца рода *Betula* из отложений верхней пачки Белоярской свиты (скв. 6).

1, 2, 3, 5, 9, 14 — *Betula* секц. *Nanae*; *4, 6, 7, 10, 13* — *Betula* секц. *Albae*; *8, 11, 12* — *Betula* sp.

Район работ М. П. Гричук расположен в южно-таежной, а наш — в средне-таежной полосах. Нам кажется более вероятным, что древние антропогеновые породы центральных районов Западной Сибири засорены переотложенной неогеновой пыльцой.

Как известно, неогеновые и более древние третичные породы широко распространены в южных, центральных районах низменности. Наоборот, в ледниковой зоне Приенисейской части Западной Сибири третичных отложений нет. Это исключает появление в четвертичных осадках изученных разрезов переотложенной третичной пыльцы из подстилающих пород, которые относятся к нижнему — верхнему мелу. Встреченные нами единичные зерна[1] пыльцы третичного возраста могли быть занесены в район наших исследований только с юга, с междуречья Енисея — Кети — Сыма.

Отложения досамаровского ледниковья в доступных нам разрезах (см. рис. 2, 6, 10, 19) представлены грубыми валунными суглинками — супесями и валунниками (скв. 1 и 15), по-видимому, являющимися осадками моренного типа.

Предположения о существовании древнего оледенения Западно-Сибирской низменности высказывались неоднократно. Следы его фиксировались в 1953 г. С. П. Альтером на севере, в устье р. Таза, С. Б. Шацким в 1951 г. в верховьях р. Туруханa, в Осиновском районе на Енисее (Зубаков, 1951), а также и в более южных частях низменности: на р. Иртыше В. Н. Сукачевым, на р. Томи С. Б. Шацким и т. д. В большинстве случаев эти данные или не подтвердились, или остаются до сих пор слабо доказанными. Нам впервые удалось привести как геологические, так и палинологические фактические данные, указывающие на вероятное существование досамаровского оледенения. Не исключено, что следы древнего оледенения сохранились только в приенисейской низменности. Это очень сильно затрудняет восстановление палеогеографических условий, масштаба и площадного развития древнеледниковых явлений. Поэтому материалы, приведенные в работе, могут иметь различное толкование. Мы предлагаем один из возможных вариантов.

Осадки, отвечающие древнеледниковому этапу, содержат мало пыльцы и спор. Поэтому состав растительности, соответствующий времени досамаровского оледенения, пока не установлен. Тем не менее можно предполагать, что в то время существовали безлесные, открытые ландшафты.

Следовательно, спорово-пыльцевые комплексы белоярских слоев и досамаровской морены характеризуют слабооблесенные, а в дальнейшем преимущественно безлесные ландшафты с участием арктической флоры. По мнению В. В. Зауер и В. А. Зубакова (1958), в нижнечетвертичное время существовала темнохвойная тайга с примесью экзотических хвойных. В отложениях древнего оледенения они отмечают находки единичных зерен пыльцы хвойных пород[2]. Причина такого расхождения кроется в неправильной геологической интерпретации В. А. Зубаковым так называемых завальноярских отложений, которые он относит к низам антропогена. В действительности, осадки завальноярской свиты являются русловой фацией предсамаровской аллювиальной свиты туруханского межледниковья.

В межледниковое туруханское время происходило постепенное заселение темнохвойной тайгой безлесных пространств, оставшихся в наслед-

---

[1] Обычно в трех просмотренных образцах среди 700—800 зерен пыльцы четвертичного возраста попадалось одно зерно указанного третичного комплекса.

[2] В работе 1961 г. В. А. Зубаков эти данные для древнего оледенения не приводит.

ство от досамаровского ледникового этапа (скв. 6 и Бахтинский яр). В первую половину межледниковья в составе тайги преобладала ель (нижний максимум) при общем еще высоком значении березы (рис. 32). Примесь сосны, кедра и пихты была невелика. Это время характеризуется и обилием папоротников, лесных плаунов и луговой растительностью. Климат был влажный и умеренно теплый.

В дальнейшем тайга уступила место березовым лесам с примесью ели и обильным травяным покровом (см. рис. 3, 4, 5, 8). Изменение в составе лесов, возможно, следует связывать с некоторым иссушением климата, длившимся очень непродолжительное время. Последующее увлажнение климата во вторую половину туруханского межледниковья вызвало новый расцвет темнохвойной тайги, состоявшей на этот раз из ели (верхний максимум). Изменение состава древесных пород по разрезам нескольких скважин не остается однозначным. В скв. 6 и 17 получается картина двух максимумов ели (нижний для одного и верхний для другого климатического оптимума), между которыми ель исчезала, уступая место березе. Для разреза скв. 5 более характерно общее широкое развитие еловой тайги, без каких-либо заметных колебаний в составе. Возможно, что это своеобразие в развитии древесной растительности связано с выпадением отдельных фаций из аллювиальной свиты.

Тем не менее мы более склонны признать, что за все время туруханского межледниковья в наиболее оптимальные климатические условия ель имела два максимума в своем развитии, один из которых был более ослабленным.

Для туруханского межледниковья характерно сосуществование как лесных, так и слабо облесенных пространств, травяной покров которых был представлен главным образом луговыми ассоциациями с участием полыней. Лебедовые в то время существенной роли не играли. Наряду с лесными видами тогда встречались в очень небольшом количестве и арктические виды плаунов. С сокращением площадей, занятых ельниками, начинали развиваться березняки. Другие древесные породы (сибирский кедр, сосна, пихта) в туруханское время существенной роли не играли, встречались лишь в виде примеси. Находки отдельных зерен пыльцы лиственницы свидетельствуют о несомненном участии этой породы в составе лесов.

Таким образом, ель и береза были основными породами в составе лесов туруханского межледниковья, флористический состав которого был крайне беден. Поэтому количественное соотношение именно этих пород является важным показателем для восстановления палеогеографической обстановки. Ель, как известно, произрастает в условиях нежаркого лета и умеренно холодной зимы, с обильным выпадением снега и сохранением снежного покрова в течение наиболее холодного периода, а также в сильной затененности (Толмачев, 1954). Поэтому на Крайнем Севере ель селится по долинам рек, а в горных районах юга — по межгорным долинам, где предпочитает северные склоны гор. В противоположность ели береза как порода светолюбивая и морозоустойчивая имеет более широкую экологическую амплитуду. Она образует большое разнообразие березняков, являясь, таким образом, более слабым эдификатором в растительном покрове по сравнению с елью (Растительный покров СССР, 1956). Разнообразие березняков, как результат большой приспособленности к различным местообитаниям и климату, по-видимому, привело к широкому распространению многих видов берез в течение антропогена не только на территории Енисейской депрессии, но и далеко за ее пределами. Вследствие большой продуктивности и летучести пыльца березы стала основным компонентом спорово-пыльцевых спектров (см. рис. 32).

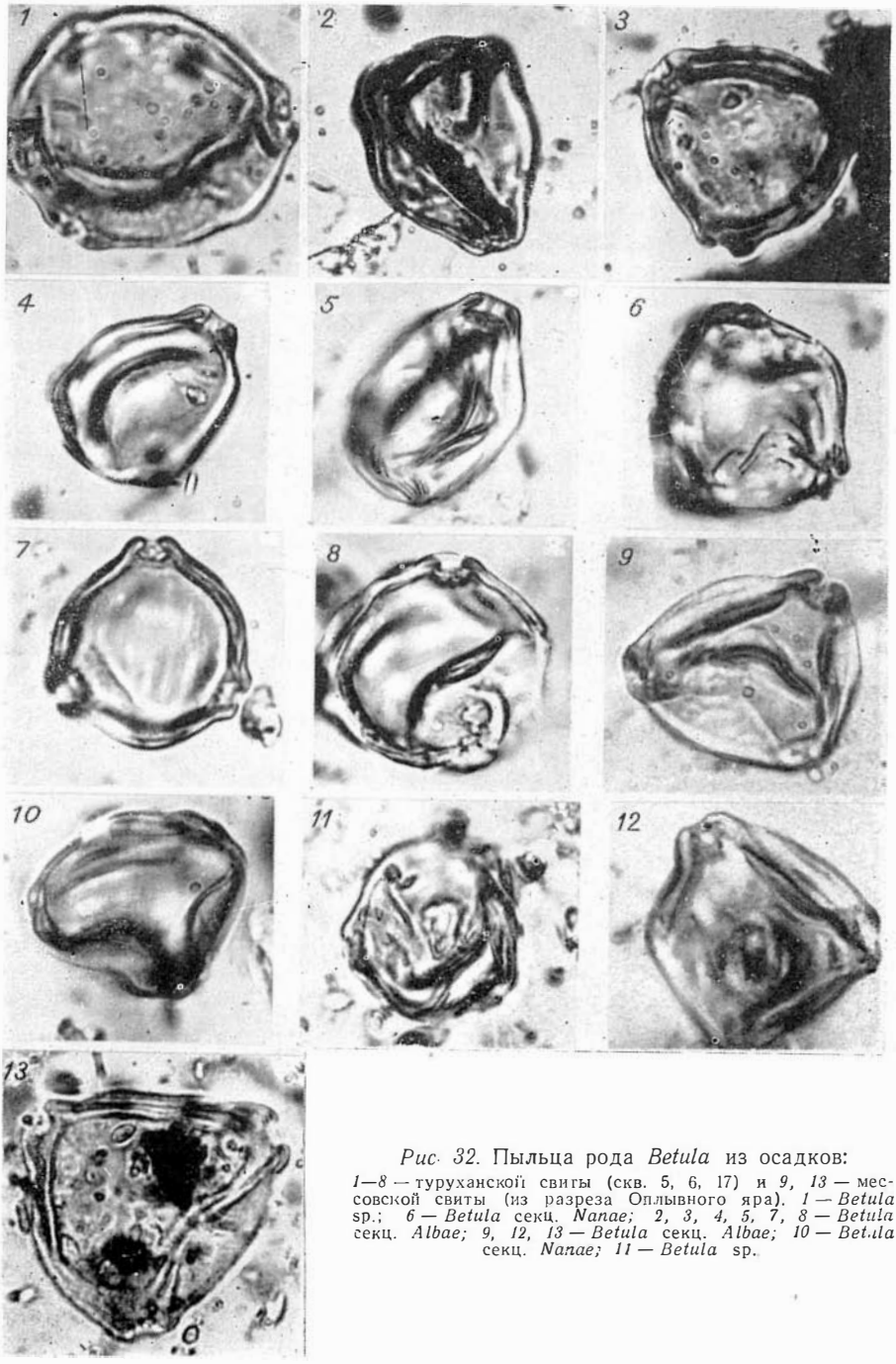


Рис. 32. Пыльца рода *Betula* из осадков:

1—8 — туруханскої свиты (скв. 5, 6, 17) и *9, 13* — мессовской свиты (из разреза Оплывного яра). *1* — *Betula* sp.; *6* — *Betula* секц. *Nanae*; *2, 3, 4, 5, 7, 8* — *Betula* секц. *Albae*; *9, 12, 13* — *Betula* секц. *Albae*; *10* — *Betula* секц. *Nanae*; *11* — *Betula* sp.

Мы делаем следующий вывод: **чем больше в спектрах пыльцы ели, тем мягче были климатические условия и, наоборот, полное отсутствие в спектрах пыльцы ели свидетельствует о наиболее холодном суровом ледниковом климате,** что согласуется и с геологическими данными. Если исчезновение пыльцы ели и преобладание в спектрах пыльцы березы сопровождается высоким содержанием пыльцы трав, особенно лебедовых, полыней, эфедры, присутствием главным образом пыльцы арктических видов плаунов, а иногда и сфагновых мхов, подобные спектры свидетельствуют о каких-то специфических приледниковых ландшафтах. В них своеобразно сочетаются **в различных соотношениях бореальные, арктические и степные элементы растительности.** Они были выделены нами из осадков озерно-ледниковой фации самаровского оледенения и достаточно детально изучены в разрезе Белого яра (см. рис. 2, 16). Сходные спектры были также описаны Е. В. Кореневой (1960) для озерных приледниковых отложений зырянского возраста.

Итак, мы полагаем, что для такого северного района Западной Сибири, как Енисейская депрессия, оптимальные межледниковые условия должны устанавливаться по степени развития темнохвойной тайги, состоящей главным образом из ели.

Возможно ли, чтобы широколиственные породы содержались в лесных ассоциациях туруханского или тобольского межледниковий? М. П. Гричук (1959, 1960) дает положительный ответ. Она связывает появление широколиственных пород с фазой развития березово-сосновых лесов и травянистых ассоциаций.

Нам представляется, что процесс разрежения лесов, исчезновения ельников и развитие разнотравья свидетельствует не о потеплении, а, скорее, усилении континентальности климата. Это должно было вызвать резкие температурные колебания зимних и летних месяцев, непродолжительность вегетационного периода, частые весенние заморозки. Мало вероятно, чтобы в этих условиях произрастала липа.

К такому же выводу в свое время пришла и В. В. Зауер (рукопись, Ленфилиал Гидропроекта, 1956), которая отмечала, что для изучаемого района «... можно определенно утверждать, что в четвертичных отложениях озерного типа, лежащих стратиграфически выше и ниже морены максимального оледенения (Q_2), отсутствует пыльца широколиственных пород, а те единичные находки зерен *Tilia* sp., *Ilex* sp. и т. д. наряду с пыльцой *Pterocarya* sp., *Carya* sp. различных представителей семейства *Taxodiaceae, Tsuga* — являются переотложенными из третичных, точнее миоценовых отложений». По ее материалам устанавливается сходная с нашими данными история развития растительности в туруханское межледниковье. Так, в разрезе скв. 20, подробно рассмотренной выше, В. В. Зауер выделяет пять последовательно сменяющихся сверху вниз спорово-пыльцевых комплексов:

1. *Betula* sp. (*Pinus* spp.), *Picea* и *Picea* sp., *Pinus* sp.
2. *Picea* sp., *Pinus* spp., *Betula* sp.
3. *Betula* sp., *Picea* sp., *Pinus* spp.
4. *Picea* sp., *Pinus* spp., *Betula* sp.
5. *Pinus* spp., *Picea* sp., *Betula*.

Однако впоследствии В. В. Зауер изменила свое прежнее мнение. В совместной статье с В. А. Зубаковым она учитывает единичные зерна пыльцы широколиственных пород при интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

Как известно, М. П. Гричук предложила подразделять межледниковье на три фазы. Снизу вверх в стратиграфической последовательности она выделяет фазы: I — темнохвойной тайги (местами); II — березо-

во-сосновых лесов с примесью широколиственных пород и III — темнохвойной тайги (1961, стр. 45). В работе В. В. Зауер и В. А. Зубакова (1958) пыльца липы помещена в III фазу. Впоследствии В. А. Зубаков (1961) показывает пыльцу липы и других широколиственных пород во II фазе, исключая их из III фазы. Следовательно, как у нас, так и у В. А. Зубакова пыльца липы «мигрирует» по всему разрезу досамаровской серии и генетически не связана с каким-то строго определенным типом спектров, что лишний раз свидетельствует о ее заносном происхождении.

Достаточно полно удалось проследить изменения растительности исследованного района на протяжении самаровского ледникового цикла. Можно отметить преемственность развития растительности при переходе геологической границы от туруханского межледниковья к самаровскому ледниковью (см. рис. 2, 3, 16). Волна надвигающегося похолодания начинает проявляться сразу же после второго максимума ели (верхние горизонты туруханской свиты). Темнохвойная тайга сменяется разреженной редкостойной тайгой, к которой примешивается береза, вытесняющая в конце концов все древесные породы. В начале самаровского времени широко распространились березовые редколесья с участием травянисто-кустарничковых ассоциаций. Затем они сменились березово-сосновой лесотундрой и, наконец, приледниковыми ландшафтами с обилием лебедовых, вересковых, эфедры, кустарничковой березки, ольхи и арктических видов плаунов (см. рис. 16, интервал 118,0—130,5 *м*).

Однако климат самаровского времени не оставался стабильным. При общем сильном похолодании отмечаются волны относительного потепления и увлажнения.

Действительно, в толще приледниковых озерных отложений Белого яра по палинологическим данным намечается три пачки. Нижняя пачка в интервале 118,0—130,5 *м*, залегающая непосредственно на туруханских слоях, формировалась в условиях прогрессирующего похолодания климата. Средняя пачка (80—118 *м*) отвечает времени существования холодного и влажного климата. Это следует из обилия кустарничковых форм березы и ольхи, разнотравья, осок, злаков, обилия плаунов как арктических, так и лесных форм, а также присутствия *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Интересно отметить присутствие ели (до 40%) и небольшое участие лебедовых, полыней и в отдельных образцах эфедры (?). Во время накопления осадков верхней пачки вновь наступило ухудшение климата, усилилась сухость и понизилась температура. Из состава растительности исчезли ель, лесные виды плаунов, плаунок *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Больше распространились полыни и лебедовые. По-видимому, климат в то время был сходен с древнеледниковым, но отличался от него большей влажностью.

При интерпретации этих колебаний климата в самаровское время может быть два варианта. В одном случае отложения интервала 80—118 *м* можно предположительно отнести к белогорскому времени. Тогда собственно самаровскими окажутся только отложения, залегающие на глубине 118—130,6 *м*, а вышележащие осадки интервала 39,0—80,0 *м* будут относиться к варламовской стадии максимального оледенения.

В другом принятом нами варианте вся толща озерных осадков Белого яра сопоставляется только с собственно самаровским оледенением. Поэтому отмеченные климатические изменения характеризуют самаровское ледниковье. Они обусловили, видимо, временные регрессии края ледника к северу. Насколько существенными были эти колебания, т. е. как далеко отступали к северу льды и продвигались элементы темнохвой-

ной тайги, пока судить трудно. Во внеледниковой области в то время существовали березовые разреженные леса, в которых периодически появлялись ель, кедр и сосна.

Наши данные вполне сопоставимы с опубликованной М. П. Гричук (1960) спорово-пыльцевой диаграммой Оплывного яра. При общем высоком содержании пыльцы березы на ее диаграмме так же, как и у нас для Белого яра, отмечается увеличение содержания пыльцы ели до 20—25% для отложений нижней и верхней частей самаровской толщи. Только у М. П. Гричук в силу редкого опробования разреза эти колебания выделяются не так отчетливо, и интерпретирует она их несколько иначе.

Значительное смягчение климата межстадиального или даже межледникового типа приходится на белогорское время, когда на исследованной территории произрастали елово-пихтово-березовые леса.

По материалам скв. 1 — Варламовской (см. рис. 15), на исследованной территории произрастали елово-сосново-березовые леса при широком развитии травянисто-луговых ассоциаций и плаунов лесных видов. Арктические виды плаунов встречаются очень редко. Характерно некоторое сокращение распространения лебедовых. Южнее, по данным скв. 8/3 (см. рис. 20), в составе лесов отмечается участие пихты. В конце белогорского времени при переходе к варламовскому ледниковью происходит деградация лесов и развитие березового редколесья (см. рис. 15). Таким образом, волна потепления и увлажнения климата белогорского времени по своим масштабам близка к мессовскому межледниковью.

Варламовское время вновь характеризуется сухим и холодным климатом, что привело к вытеснению тайги безлесными ландшафтами типа «тундро-степи», где наряду с тундровыми произрастали и степные растения.

В мессовское межледниковье были широко распространены березовые леса с примесью ели и пихты, которые в сочетании с вересковыми, папоротниками и лесными видами плаунов были, по-видимому, приурочены к долинам рек. Березовые леса селились больше по склонам и на водоразделах. Небольшую роль в это время играли кустарничковая березка, эфедра, арктические виды плаунов, полыни и лебедовые (см. рис. 32).

Таким образом, для мессовского времени было характерно бóльшее распространение березы в составе леса, чем ели, при незначительном развитии травяного покрова, состав которого также несколько видоизменяется. Наиболее характерно резкое уменьшение содержания лебедовых по сравнению с туруханским межледниковьем. Такой состав растительности мессовского межледниковья существенно отличается от туруханского времени. Леса мессовского времени, развившиеся из лесотундровых растительных ассоциаций варламовского возраста, в пределах исследованной территории не достигли развития настоящей темнохвойной тайги. По-видимому, и границы их не продвигались далеко к северу, на что указывают крайне бедные спорово-пыльцевые спектры из мессовских слоев, развитых в низовьях Енисея (Коренева, 1960).

У М. П. Гричук (1960) из мессовских слоев Оплывного яра также получились достаточно «холодные» спорово-пыльцевые спектры. Она даже высказала предположение, что в проанализированном ею разрезе выпали наиболее теплые межледниковые слои, на которые указывали В. В. Зауер и В. А. Зубаков. Однако дело, по-видимому, не в этом. Ее спектры близки к нашим и полученным А. И. Пермяковым. М. П. Гричук не обнаружила так называемые «оплывнинские» спектры В. А. Зубакова, которые он выделяет из того же разреза Оплывного яра с пыльцой ши-

роколиственных пород и характеризует их как самые «теплые» для всего антропогена. С нашей точки зрения, палеоэкологическая обстановка мессовского времени также не была благоприятна для произрастания липы, дуба, вяза и орешника (Зауер, Зубаков, 1958; Зубаков, 1960, 1961). Очевидно, единичные зерна упомянутых широколиственных пород и здесь обнаружены в переотложенном состоянии.

Отложения второй половины антропогена мы специально не изучали. Небольшой объем аналитических работ из этой части разреза был проведен нами в порядке сравнения с более древними горизонтами и выяснения общей картины развития растительности антропогена в целом.

В санчуговско-тазовское время по берегам ледовитого санчуговского моря, видимо, были распространены безлесные пространства, лишь местами чередовавшиеся с небольшими березово-ольховыми рощами (Коренева, 1960; Зауер, 1958).

Казанцевское время характеризуется широким развитием ельников с примесью пихты, сибирского кедра, березы при сильной заболоченности всей Приенисейской территории ледниковой зоны низменности, что устанавливается по обилию в спектрах пыльцы осок, злаков, разнотравья и лесных видов плаунов (рис. 33). Лебедовых и полыни в составе травянистой растительности было мало (Коренева, 1960; см. рис. 28).

Состав растительности указывает на то, что в течение антропогена климатические условия казанцевского межледниковья были наиболее мягкие (по влаге и теплу). К такому же выводу пришла и В. В. Зауер (рукопись, 1956), которая писала о том, что спектры из казанцевских осадков отражают «оптимальные условия существования растительности». Эти данные были использованы и опубликованы В. А. Зубаковым в 1957 г. Несколько позднее, в их совместной статье 1958 г., это межледниковье рассматривается уже как более прохладное, чем мессовское. По-видимому, вывод сделан в связи с тем, что в спорово-пыльцевых спектрах не было обнаружено пыльцы широколиственных пород из погребенных торфяников казанцевского времени.

Аналогичные с нашими данные были получены рядом авторов из одновозрастных отложений смежных районов Западно-Сибирской низменности (Тюремнов, 1961; Голубева, 1960; Губонина, 1959).

Во время зырянского оледенения в перигляциальной зоне широкое развитие получили березняки с примесью кустарничковой березки и травяным покровом, представленным разнотравьем, злаками и лебедовыми, а также арктическими плаунами (*Lycopodium alpinum* L.) и плауном (*Selaginella selaginoides* (L.) Link). Такой состав растительности указывает на холодный и относительно влажный климат (см. рис. 28). Эти данные хорошо согласуются с результатами более детальных исследований Е. В. Кореневой (1960).

В каргинское время территория Енисейской депрессии была занята как лесными, так и безлесными ландшафтами. Состав лесов был, по-видимому, довольно близок к растительности мессовского времени: березовые леса были развиты шире, чем еловые, которые с папоротником в нижнем ярусе, несомненно, произрастали вдоль речных долин. Пихта, сибирский кедр и сосна встречались в виде примесей. В качестве подлеска можно отметить крушину (*Cornus sibirica* Lodd.), а открытые ландшафты были заняты луговой растительностью (*Valeriana capitata* L., *Sanquisorba officinalis* L.). Для более северных районов (бассейн р. Турухана), по данным Е. В. Кореневой (1960), в это межледниковье были распространены безлесные степные ассоциации с примесями полыней, злаков и разнотравья, и лишь наиболее благоприятные местообитания, по-видимому, речные долины, были заняты елово-березовыми лесами.

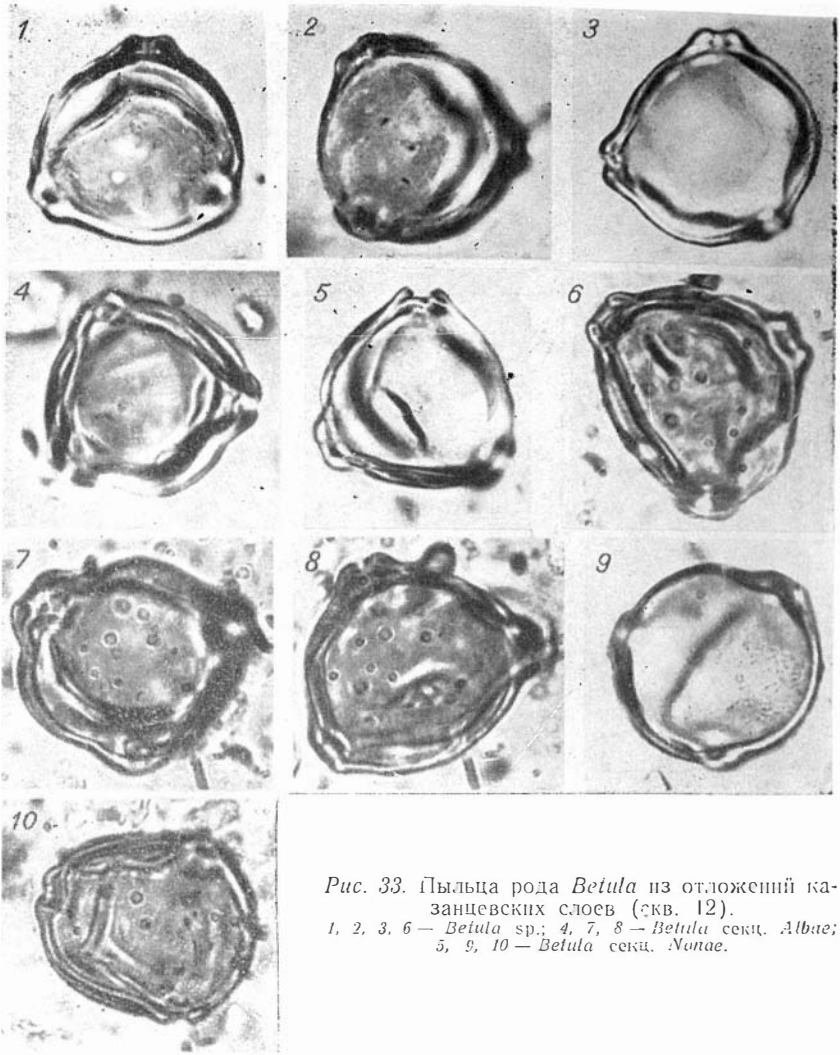


Рис. 33. Пыльца рода *Betula* из отложений казанцевских слоев (скв. 12).
1, 2, 3, 6 — *Betula* sp.; *4, 7, 8* — *Betula* секц. *Albae*; *5, 9, 10* — *Betula* секц. *Nanae*.

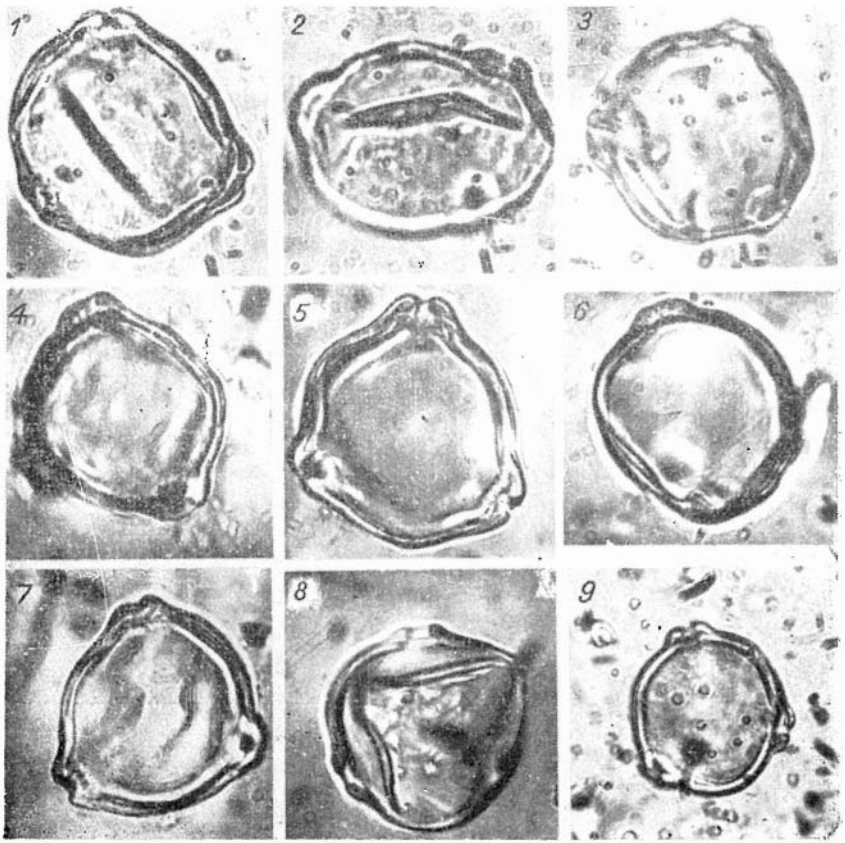


Рис. 34. Пыльца рода *Betula* из отложений голоцена (скв. 12).
1, 2, 9 — *Betula* секц. *Nanae; 3, 4, 5, 6, 7* — *Betula* секц. *Albae; 8* — *Betula* sp.

Большое сходство в составе растительности можно отметить для нижнего течения Оби (Голубева, 1960). Таким образом, каргинское межледниковье было, очевидно, довольно прохладным и относительно сухим.

Характер растительности во время голоцена исследован нами недостаточно. В то же время ранее опубликованные работы (Голубева, 1960; Коренева, 1960) для южного течения Оби и Енисея позволяют сопоставить их с нашими материалами. Изменение состава растительности на протяжении голоцена шло в следующей последовательности: вначале были широко развиты еловые леса с примесью березы и сосны, затем елово-березовые, сосново-еловые с примесью березы и сосны и, наконец, кедровые (рис. 34). Климат этого времени был теплый и влажный и лишь ко времени развития елово-березовых лесов несколько изменился, стал континентальней.

Итак, изученные нами антропогеновые отложения относятся к тому времени, когда в ледниковой зоне приенисейского сектора Западно-Сибирской низменности уже сформировалась современная растительность без участия экзотов. Переходной неоген-нижнечетвертичной флоры нам обнаружить не удалось (рис. 35).

Основными лесообразующими породами в течение антропогена (на исследованной территории) были ель и береза. Сосна, сибирский кедр, лиственница и пихта встречались спорадически или в виде примеси. Изменение растительного покрова на территории Приенисейской части низменности в течение антропогена выразилось в неоднократном перемещении границ распространения еловой тайги к северу и заселения освободившихся пространств березняками.

Количественное соотношение пыльцы березы и ели — растений, требующих совершенно различных экологических условий,— принято нами за основу восстановления палеоклиматической обстановки. Установлено, что для межледниковий наиболее типичным было широкое развитие темнохвойной тайги (с преобладанием ели) с травянистым покровом из разнотравно-злаковых ассоциаций, папоротников и плаунов главным образом лесных, но с небольшим содержанием и арктических видов. Большее или меньшее участие ели по сравнению с березой дает возможность говорить о более «теплых» (туруханское и казанцевское) или более «прохладных» (мессовское и каргинское) межледниковьях. Континентальность климата (короткое жаркое лето и продолжительная зима с низкими температурами) препятствовала распространению теплолюбивых широколиственных пород на территории северной части Западно-Сибирской низменности.

Периодам оледенений свойственны безлесные или слабооблесенные ландшафты, в которых своеобразно сочетались тундровые, степные и лесные элементы (кустарничковая березка, морошка, арктические плауны, лебедовые, эфедра, вересковые и береза), возможно редкостойное криволесье. В это время также могли произрастать единичные виды лесных плаунов (досамаровское, самаровское оледенения). Для более молодого зырянского оледенения подробные спорово-пыльцевые характеристики даны Е. В. Кореневой (1960).

Сравнительный анализ палинологических материалов показывает различную степень континентальности климата досамаровского, самаровского и зырянского ледниковий. Наиболее сухой и холодный климат был в досамаровское время и в варламовскую стадию максимального самаровского оледенения.

Таким образом, крупные изменения в составе растительности ритмично повторялись на протяжении всего антропогена. Использование этой ритмики в стратиграфических целях заслуживает специального

рассмотрения. Так, на примере спорово-пыльцевых диаграмм, составленных для туруханского межледниковья, фиксируется два «пика» ели, отвечающие, очевидно, максимальной увлажненности и минимальным температурным градиентам. Если использовать эти «пики» ели для проведения стратиграфических границ (М. П. Гричук и В. П. Гричук, 1960), то пришлось бы отнести к досамаровскому ледниковому горизонту низы туруханской свиты (русловые фации аллювия; см. рис. 2, интервал 153,0—146,0 *м*), а к самаровскому — верхнюю пачку той же свиты (интервал примерно 137,5—130,5 *м*). Как видно, стратиграфические границы, проводимые только по спорово-пыльцевым данным, резко не согласуются с основными геологическими рубежами, устанавливаемыми фациально-генетическим анализом (см. рис. 2, 3).

Кроме того, основные ритмы ледниковья и межледниковья включают в себя менее закономерные, эпизодические изменения растительного покрова определенной территории, зависящие, очевидно, от местных условий. Это особенно касается, по-видимому, ледниковий, если судить по достаточно детально изученному самаровскому времени (см. рис. 16). В связи с этим вряд ли правильно придавать стратиграфическое значение спорадическим изменениям спорово-пыльцевых спектров, устанавливаемым в толщах осадков как межледникового, так и ледникового происхождения. Так, появление в спектрах пыльцы ели обычно связывают с увлажнением климата независимо от того, происходило ли это в ледниковье или межледниковье. Гораздо труднее интерпретировать появление большого количества пыльцы березы и травянистых ассоциаций во время межледниковья. При формальном рассмотрении подобные спектры характеризуют наиболее холодные и сухие ледниковые условия. Наиболее яркий пример появления березово-травянистых ассоциаций установлен для туруханского межледниковья, где она появляется между двумя пиками ели, т. е. внутри «законного» межледниковья, по М. П. Гричук.

В подобных случаях правильная интерпретация палинологических материалов возможна только в совокупности с геологическими, в первую очередь литолого-фациальными данными. Проведение климатостратиграфических границ только по спорово-пыльцевым данным неизбежно приводит к грубым ошибкам.

Мы считаем, что «пики» ели, по которым М. П. Гричук (1960а; 1960б) проводит стратиграфические рубежи между ледниковыми эпохами и межледниковьями, не обязательно были предвестниками начала или завершения теплого межледникового времени. Они могли стать результатом местного изменения климатической обстановки, свойственной таким сложным и длительным этапам, как, скажем, туруханское межледниковье и голоцен. В одних случаях туруханское межледниковье охарактеризовано двумя «пиками» (или максимумами) ели (скв. 6; см. рис. 10), в других — общим положительным развитием ее, без каких-либо заметных колебаний в составе лесов (скв. 5). Подобная картина продолжительного, но различного по масштабу развития ельников была свойственна более молодым межледниковьям мессовского и казанцевского времени. Для голоцена было характерно два максимума ели, после которого наступил максимум развития кедра (Коренева, 1960).

Проведение стратиграфических рубежей по «пикам» ели, с нашей точки зрения, возможно в какой-то мере лишь для южных районов Сибири. Но для таких северных районов, как Енисейская депрессия, физико-географические рубежи, к которым они приурочены, оказываются смещенными во времени. Это сказывается в их несовпадении с границами

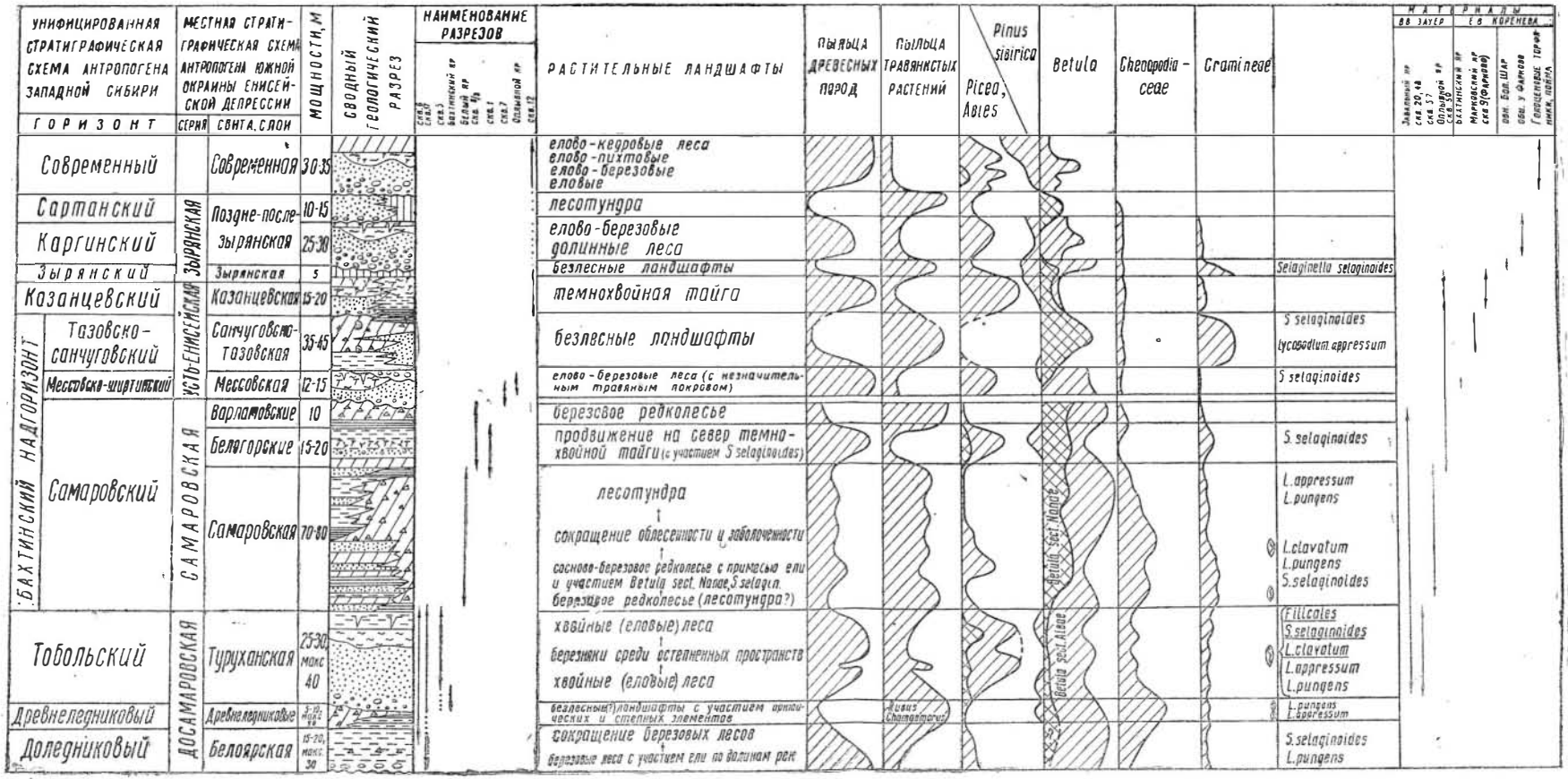


Рис. 35. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма отложений антропогена южной окраины Енисейской депрессии.

геологических подразделений. Очевидно, здесь проявляется географическая зональность растительного покрова. Приенисейская Сибирь ледниковой зоны в течение антропогена оказалась наиболее благоприятным районом для произрастания темнохвойной тайги. Участие ели в составе лесов сокращается к востоку от Енисея (Гитерман, 1960), где происходит постепенная замена ее лиственницей. По-видимому, это было связано с увеличением континентальности климата. Одновременно подобное сокращение ели в составе лесов наблюдается и на северо-западе Западно-Сибирской низменности (Губонина, 1959; Голубева, 1960; Лазуков и Соколова, 1961). Но здесь это было вызвано исключительно сильной заболоченностью местности.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры, как таковые, и ритмичность их изменений в течение антропогена приобретают стратиграфическую значимость только с учетом провинциальных особенностей растительного покрова и в сочетании с фациально-генетическими особенностями изучаемых отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе предпринята попытка обобщить результаты комплексных геологических и палинологических исследований для выделения и обоснования крупных историко-геологических ритмов осадконакопления в течение антропогена, в особенности, его нижней половины. В результате удалось обнаружить и впервые описать, по-видимому, самые древние антропогеновые отложения ледниковой зоны Приенисейского сектора Западной Сибири — белоярскую свиту. Обосновано существование четырех дозырянских оледенений, в том числе древнего досамаровского, выяснена принципиальная возможность расчленения самаровской ледниковой серии на два ледниковых горизонта. В ледниковой истории антропогена Западной Сибири появился еще один варламовский ледниковый этап, ранее не выделявшийся ни в одной стратиграфической схеме. Анализ палинологических материалов позволил выявить критерии, согласно которым отчетливо установлены неоднократные колебания климата в течение еще очень слабо изученной нижней половины антропогена, и наметить нижнюю границу антропогена в северной половине Западно-Сибирской низменности. Выделенные нами ледниковья и межледниковья (межстадиалы) могут служить основой стратиграфических подразделений и корреляций.

Однако использование только палеоклиматического критерия неизбежно делает стратиграфические подразделения односторонними, затрудняющими как определение возраста конкретных геологических горизонтов антропогена Енисейской депрессии, так и, в особенности, межрегиональные корреляции.

Сейчас принято сопоставлять днепровское и московское оледенения Русской равнины соответственно с самаровским и тазовским оледенениями Западно-Сибирской низменности. При этом тазовское оледенение многие геологи рассматривают как синхронное санчуговской трансгрессии. Поскольку выявляется, кроме тазовского и самаровского, еще одно оледенение, постольку встает вопрос о правильности общепринятых корреляций. Однозначно, конкретно ответить на этот вопрос без соответствующих биостратиграфических материалов, по-видимому, нельзя. Поэтому мы воздерживаемся от окончательного решения, оставляя самаровскую ледниковую серию по-прежнему в схеме 1961 г., сохраняя за собой право вернуться к этому вопросу в будущем. Досамаровская серия пород с ее трехчленным делением формально с одинаковым успехом может быть стратифицирована как по общепринятой, в частности, Новосибирской схеме (1961), так и схеме В. И. Громова (1961; Громов и др., 1958). Мы предпочли бы последний путь. Ведь в туруханских слоях досамаровской серии обнаружена кость *Alces latifrons* Dawk., что позволяет отнести всю эту толщу пород к эоплейстоцену в понимании В. И. Громова (1948, 1957).

Приложение

Единая стратиграфическая шкала и Унифицированная стратиграфическая схема антропогена Западной Сибири

Единая стратиграфическая шкала: система	отдел	ярус	зона	подзона	Унифицированная стратиграфическая схема: горизонт	индекс	комплекс зоны млекопитающих
Четвертичная — Антропогеновая	Голоцен				Современный	Q_4	
	Плейстоцен	Верхний	*Elephas primigenius*	*Elephas primigenius* (поздний тип)	Сартанский	Q_3sr	Верхнепалеолитический комплекс
					Каргинский	Q_3kr	
					Зырянский	Q_3zr	
		Средний		*Elephas primigenius* (ранний тип)	Казанцевский	Q_2kz	
					Бахтинский надгоризонт: Тазовско-санчуговский	Q_2t	
					Бахтинский надгоризонт: Мессовско-ширтинский	Q_2m	
					Бахтинский надгоризонт: Самаровский	Q_2sm	
		Нижний	*Elephas trogontherii*		Тобольский	Q_2t	Хазарский комплекс
			Elephas wüsti		Древнеледниковый	Q_1d	Тираспольский комплекс
					Доледниковый	Q_1ag	
Неогеновая					Кустанайский	N_2^s	

Местная стратиграфическая схема антропогена южной окраины Енисейской депрессии

серия	свита, слои	характеристика отложений	
	Современный	Осадки пойменной террасы	
Зырянская	Позднепослезырянские слои	Аллювиальные осадки II и I надпойменных террас Енисея: галечники, пески, супеси-суглинки, реже торфяники	*Mammothus (Elephas) primigenius* Blum. *Bison priscus deminutus Rangifer tarandus L.*
	Зырянская свита *l-d-eolQ₃z*	Покровные делювиально-эоловые лессовидные суглинки и супеси, реже озерные слоистые глины	
Усть-Енисейская	Казанцевская свита *l-alQ₃kz*	Аллювиальные отложения IV и III надпойменных террас: галечники, пески, суглинки	
	Санчуговско-тазовская свита *mglQ₂t+s*	Ледниково-морские суглинки, глины, пески с галькой и валунами, с высокоарктическими морскими моллюсками	
	Мессовская свита *l-alQ₂m*	Аллювиальные отложения: галечники, пески, глины, реже торфяники	
Самаровская	Варламовские слои *lgl-glQ₂^vr sm*	Ледниковые отложения — валунные суглинки, ленточные глины	
	Белогорские слои *l-alQ₂^bg sm*	Озерные слоистые глины, илы, пески, торфяники	
	Самаровская свита *gl-fgl-lglQ₂sm*	Основная морена, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения: валунные суглинки, глины, пески	
	Туруханская свита *alQ₂tr*	Аллювиальные отложения: галечники, пески, суглинки — глины	*Alces latifrons* Dawk
Досамаровская	Древнеледниковые слои *glQ₁*	Ледниковые осадки: валунные суглинки, супеси, глины	
	Белоярская свита *l-lmQ₁bl*	Озерно-эстуаривые глины, слоистые, с карбонатными конкрециями, резко отличные от вышележащих осадков по цвету и литофикации	

Стратиграфическая шкала, по В. И. Громову, 1961 г.

ярус	отдел	система
	Голоцен	Антропоген
Бюрмский	Плейстоцен	
Рисский		
Миндельский	Эоплейстоцен	

Напомним, кстати, что белоярские слои (свита) по своему литологическому облику (коричневая окраска, карбонатные конкреции, ожелезнение) резко отличаются от сероцветной толщи вышележащих пород антропогена. В экстрагляциальной зоне аллювий высоких террас Енисея и Ангары, датируемый достаточно твердо концом плиоцена, также весьма резко отличается своей бурой, коричневой, охристой окраской. Конечно, использовать совпадение этого признака для стратиграфических корреляций можно лишь весьма осторожно, в порядке гипотезы. Так мы и поступаем, высказывая предположение о нижне-среднеэоплейстоценовом возрасте белоярских слоев. Для более определенного суждения у нас опять-таки нет ископаемых остатков млекопитающих.

Таким образом, в процессе настоящих исследований нам не удалось выдержать принцип сочетания биостратиграфического и палеоклиматического критерия при стратиграфических построениях. По-видимому, это невозможно сделать в ледниковой зоне, да еще опираясь главным образом на буровые материалы. Поэтому мы вынуждены исключительно с целью удобства изложения придерживаться стратиграфической схемы, разработанной для антропогена Западной Сибири Новосибирским совещанием (1961). Несмотря на многие слабые места упомянутой схемы, последняя, по нашему мнению, все же достаточно объективно отражает современный уровень наших знаний об антропогене Западной Сибири, по крайней мере, ее Приенисейской части (см. приложение). Единственно реальный, по нашему мнению, путь постановки «ледниковой стратиграфии» Приенисейского спектра Западной Сибири на биостратиграфическую основу — это проведение четкой корреляции между ледниковыми горизонтами ледниковой зоны и аллювиальными свитами внеледникового отрезка долины Енисея, где уже собраны определенные биостратиграфические материалы (Фенинсова, Дуброво, 1959; Горшков, 1962). Подобная работа будет предметом наших будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта и Туруханн. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири, 1957.

Архипов С. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, вып. 1, 116, 1957.

Архипов С. А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1959а.

Архипов С. А. Четвертичные отложения западной окраины Сибирской платформы в пределах Енисейско-Нижнетунгусско-Бахтинского междуречья, их генезис и стратиграфическое положение. Тр. Геол. ин-та, вып. 32, 1959б.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 30, 1960а.

Архипов С. А. Материалы по изучению молодых тектонических движений в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. науч.-иссл. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 9, 1960б.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры досамаровских отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Архипов С. А., Алешинская З. В. Новые находки фауны и флоры в тазовских слоях в долине Енисея между Игаркой и Подкаменной Тунгуской. Докл. АН СССР, т. 133, № 4, 1960.

Архипов С. А., Худяков Г. И. Об основных принципах расчленения антропогеновых отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского материка на Оби. Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнен. стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Гостоптехиздат, 1961.

Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения Восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря. Ледниковый период на тер. Европейской части СССР и Сибири. Изд. МГУ, 1959.

Волкова В. С. Верхнечетвертичные межледниковые морские отложения р. Фокиной (низовья р. Енисей). Матер. по геологии, полезным ископаемым Вост. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Л., 1960.

Волкова В. С. Условия формирования верхнечетвертичных отложений в долине р. Енисея (на участке Туруханск — Подкаменная Тунгуска). Матер. по геологии, полезным ископаемым Вост. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 66, 1961.

Волкова В. С. О палеогеографии последнего межледниковья в низовьях Енисея. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.

Гитерман Р. Е. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.

Голубева Л. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.

Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, № 22, 1958.

Горшков С. П. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея. Докл. АН СССР, т. 137, № 5, 1961.

Гричук М. П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири. Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 1, 1959.

Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. Перигляциальные явления на территории СССР. Изд. МГУ, 1960.

Гричук М. П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. Матер. по геологии Красноярского края. Госнаучиздат, МГУ, 1960.

Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17, 1948.

Громов В. И. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена. Тр. комиссии по изучению четверт. периода, вып. XIII. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, 1957.

Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1958.

Громов В. И. Принципы построения единой стратиграфической шкалы для четвертичного периода (тезисы). Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. I, 1961.

Губонина З. П. Предварительные данные палеоботанического изучения плейстоценовых отложений севера Западной Сибири. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 77, 1959.

Зауер В. В., Зубаков В. А. Палинологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея в Осиновском районе. Докл. АН СССР, т. 120, № 1, 1958.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «моренноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Д. Востока. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64. Л., 1961.

Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геогр., т. 147, 1957.

Земцов А. А., Шацкий С. Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Кн.: Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири. Изд. МГУ, 1959.

Земцов А. А., Шацкий С. Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.

Зубаков В. А. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения Енисея. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., четверт. геология и геоморфология, вып. 1, 1956.

Зубаков В. А. К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново-Туруханск. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири, секция мезокайнозоя, 1957.

Зубаков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири. Докл. АН СССР, т. 119, № 4, 1958.

Зубаков В. А. Стратиграфия и палеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961а.

Зубаков В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири. Матер. по четверт. геологии и геоморфологии СССР к VI конгрессу ИНКВА в Варшаве, 1961. Госгеолтехиздат, 1961б.

Зубаков В. А. Палеогеографические условия оледенения Приенисейской части Сибири в плейстоцене. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Д. Востока. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64. Л., 1961в.

Коренева Е. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.

Лаврушин Ю. А., Пермяков А. И., Трофимов Ю. М. К вопросу о самостоятельности тазовского оледенения Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1960.

Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 47, 1961.

Лазуков Г. И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии. Вест. Моск. гос. ун-та, № 3, 1960.

Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Основные особенности палеогеографии бассейна Нижней Оби в четвертичном периоде. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. III, 1961.

Лисицын А. П. Морские ледовые отложения современных полярных областей

и эпох оледенения и их значение для палеогеографии. XIX Международный географический конгресс в Стокгольме. М., Изд. АН СССР, 1961а.

Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, 1961б.

Мизеров Б. В. Основные черты устройства поверхности Обь-Енисейского междуречья к северо-востоку от р. Васюгана. Тр. Горногеол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР. вып. 15, 1956.

Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопр. геогр., сб. 12, 1949. Растительный покров СССР (пояснительный текст к карте СССР). Изд. АН СССР, т. II, 1956.

Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1961.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 77, 1953.

Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. Госгеолтехиздат, 1959.

Толмачев А. Н. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.—Л., Изд. АН СССР, 1954.

Троицкий С. Л. Количественные характеристики комплексов морской фауны из санчуговских и казанцевских слоев четвертичных отложений Енисейского севера. Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. Арктики, вып. 12, 1958.

Тюремнов С. Н. Погребенные торфяники на Оби. Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 1, 1961.

Фениксова В. А. и Дуброво И. А. Террасы Енисея в устье р. Кан и их геологический возраст. Вест. Моск. гос. ун-та, сер. биол., почв. геол., геогр., № 1, 1959.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 135, № 55, 1951.

Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133, 1956.

Эпштейн С. В. К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Яковлев С. А. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., четверт. геология и геоморфология, вып. 2, 1959.

Рукописные работы

Архипов С. А., Кинк Х. А., Лаврентьев А. И. Материалы по стратиграфическим и корреляционным схемам антропогена южной окраины Енисейской депрессии, Келлог-Теульческой возвышенности, Дубчес-Сымского междуречья и долины Енисея от Подкаменной Тунгуски до Красноярска. Ф. КГУ, 1961.

Барсков М. Я., Ковалев С. А., Кац Е. С. и др. Инженерно-геологические условия под обоснование схемы использования р. Енисея на участке от г. Красноярска до впадения Подкаменной Тунгуски. Отчет, т. 1, Инженерно-геологические условия. Ф. Ленингр. фил. Гидропроекта, 1958.

Вильсон Ф. Ф., Чистяков С. Д., Милославский Ю. Д. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология Приенисейской зоны в бассейне р. Елогуя. Ф. ВСЕГЕИ, 1957.

Волкова В. С., Матвеева А. Ф., Хорева В. Б. Геологическое строение и рельеф левобережья р. Енисея в бассейне рек Большой и Малой Хеты. Ф. ВСЕГЕИ, 1957.

Волкова В. С., Шурыгин А. Г. Отчет Енисейской партии о маршрутно-геологических исследованиях 1958 г. по Енисею и в бассейне р. Хантайка по теме «Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология долины Енисея и Приенисейской зоны». Ф. ВСЕГЕИ, 1959.

Зауер В. В. Заключение по результатам спорово-пыльцевого анализа мезокайнозойских и четвертичных отложений бассейна р. Енисея. Ф. Ленингр. фил. Гидропроекта, 1956.

Зубаков В. А., Семевский Д. В. Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны долины р. Енисея. Отчет Енисейской стратиграфической партии за 1956 г., рукопись, ВСЕГЕИ, 1957.

Зубаков В. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины р. Енисея в пределах ледниковой зоны. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Л., 1958.

Зубаков В. А., Кинк Х. А., Сталь З. С. Отчет по первому году работ по теме «Разработка региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Приенисейской Сибири». Ф. КГУ, 1960.

Маслов Г. Д. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах речек Фокиной и Убойной за 1943 г. Ф. КГУ, 1953а.

Маслов Г. Д. Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях в бассейне рек Дудинки и Норильского Ергалака. Ф. КГУ, 1953б.

Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф северо-восточного побережья Гыданского полуострова, северо-западной окраины Таймырской низменности и прилегающей части гор Бырранга. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук, 1961.

Эпштейн С. В., Зубаков В. А., Зданская Г. Л. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям долины среднего течения р. Енисея. Ф. ВСЕГЕИ Л., 1955.

Станислав Анатольевич Архипов,
Ольга Владимировна Матвеева

АНТРОПОГЕН ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ
ЕНИСЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Редактор **А. А. Сницаренко.**
Художественный редактор **В. А. Бурлачук.**
Обложка художника **В. Г. Бурыкина.**
Технический редактор **О. А. Локшина.**
Корректоры: **Т. П. Савинова, Л. И. Коршунова.**

Сдано в набор 29 декабря 1963 г. Подписано в печать 20 апреля 1964 г. МН 01549. Бумага 70×108/16. 8 печ. л.,=11 усл. печ. л., + 5 вкл., 11,5 уч.-изд. л. Тираж 600.

Редакционно-издательский отдел Сибирского отделения Академии наук СССР. Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 255. Типография № 1. Новосибирск, Красный проспект, 20.

Цена 91 коп.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
72	15 сверху	$mglQ_2\mathrm{t} \div s_2$	$mglQ_2 t + s$
103	7 снизу	Q_3Z	Q_3z

„Антропоген южной окраины Енисейской депрессии„