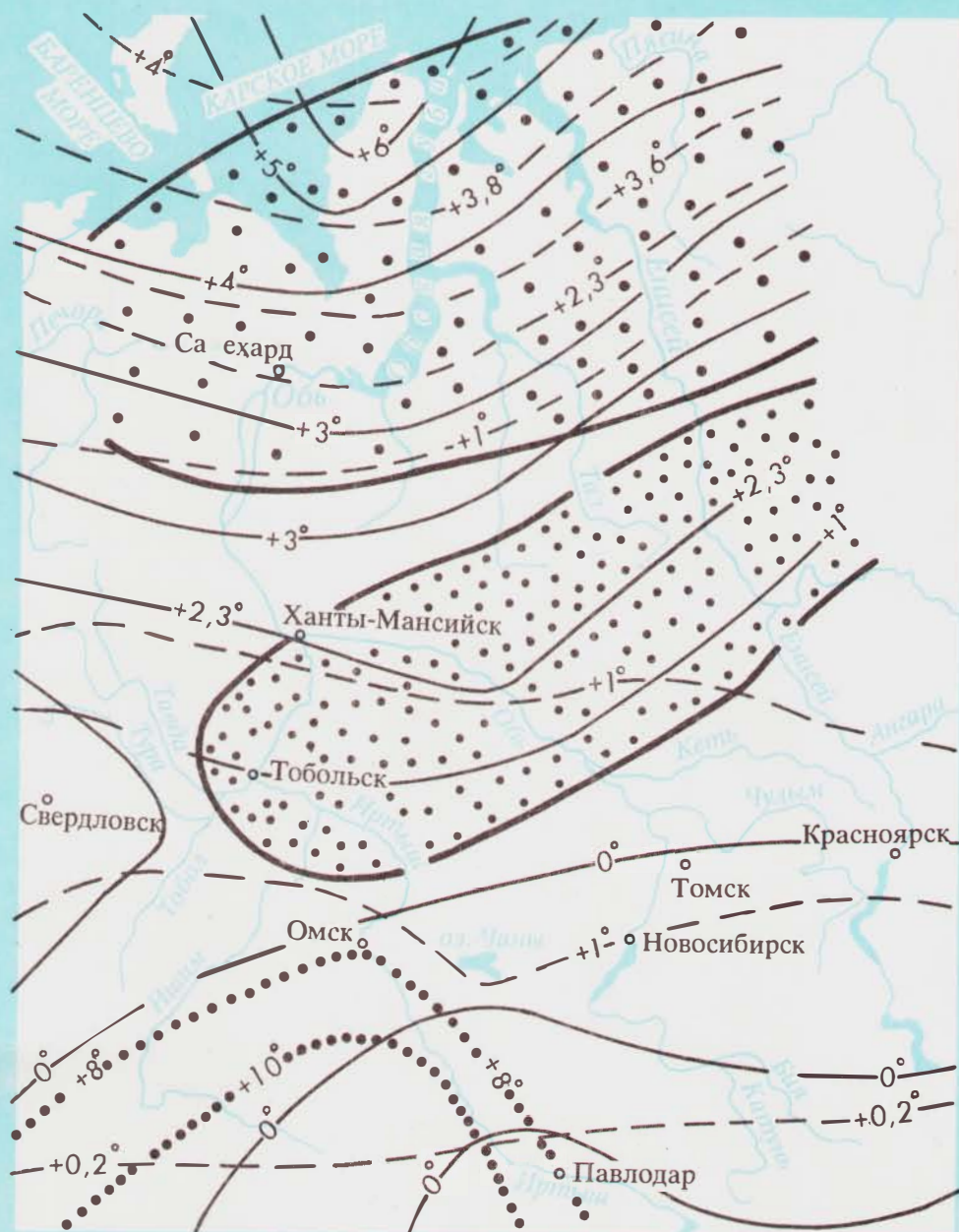


С.А. Архипов, В.С. Волкова

Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY,
GEOPHYSICS AND MINERALOGY

TRANSACTION, ISSUE 823

S.A. Arkhipov, V.S. Volkova

**GEOLOGICAL HISTORY, PLEYSTOCENE
LANDSCAPES AND CLIMATE
IN WEST SIBERIA**

NOVOSIBIRSK 1994



ГНТП России
"Глобальные изменения
природной среды и климата"

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ТРУДЫ, ВЫПУСК 823

С.А. Архипов, В.С. Волкова

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ,
ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТЫ
ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК 1994

УДК 551.791 + 551.583 (571.1)
А 875

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии [Отв. ред. чл.-кор. РАН А.В.Каныгин]. - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. - 105 с.

ISBN 5-7623-0870-7

Геологическая история анализируется в нетрадиционном аспекте глобальных изменений природной среды и климата на примере уникальных материалов по Западной Сибири. Уточненная хроностратиграфия используется как основа достаточно точной хронологии геологических событий, выявления детальной последовательности ландшафтно-климатических изменений, закономерностей эволюции климата, важнейших этапов и переломных моментов. Обобщение разносторонней палеоклиматической информации опирается на принцип актуализма и метод палеоклиматических аналогий. С учетом современной ландшафтной и климатической зональности Западной Сибири разработана типизация климатов межледниковий и ледниковий, составлена серия ландшафтных карт и меридиональных ландшафтных профилей для наиболее показательных хроносрезов. В заключение дается оценка изменений природной среды плейстоцена, особое внимание уделяется межледниковой обстановке 130 тыс. лет назад, как наиболее важной для прогноза климата на ближайшее будущее.

Для исследователей позднего кайнозоя, студентов и преподавателей геолого-географических специальностей вузов.

Geological history is examined from non-conventional viewpoint of the nature and climate global changes on the example of unique materials for West Siberia. Refined chronostratigraphy is used as a basis of substantially exact chronology of geological events, revealing of detailed sequence of landscape-climatic changes, the laws of climate evolution, main intervals and turning points. Comprehensive paleoclimatic information is generalized on the grounds of actuality principle and the method of paleoclimatic analogies. Taking into account the present landscape and climatic zonation of West Siberia the authors have developed glacial and interglacial climate typification, compiled a series of landscape maps and meridional landscape profiles for the most indicative chronosections. In conclusion the authors apply their judgement of the Pleistocene nature changes with special reference to interglacial surroundings 130 KA the most important for climate prognosis for the nearest future.

For investigators of late Cenozoic, students and teachers of geologic-geographic higher educational institutions.

Ответственный редактор
чл.-кор. РАН А.В. Каныгин

Рецензенты
д.г.-м.н. В.А. Захаров, к.г.-м.н. А.А. Панова

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая работа выполнена как сводка стратиграфических и палинологических материалов по плейстоцену Западной Сибири с целью последовательного хронологического описания ландшафтно-климатических изменений.

Ранее сводки такого типа осуществлялись исключительно для совершенствования стратиграфической основы государственного геологического картирования. Конечным продуктом были уточненные стратиграфические схемы четвертичной системы. Перемещение научных приоритетов на проблемы экологического прогнозирования сделали актуальной другую, еще более сложную задачу - создание хронологической основы периодизации палеоклиматических изменений. Без нее невозможен поиск закономерностей климатического тренда прошлого и прогноз как регионального, так и глобального масштабов. Очевидно также, что глобальные закономерности понятнее и более предсказуемы, если они учитывают важнейшие региональные особенности. Следовательно, необходима надежная межрегиональная хронологическая корреляция палеоклимата, его общеглобального тренда, особенно для периода терминаций, а также переходных интервалов от межледниковий к ледниковьям. Последнее имеет непосредственное отношение к прогнозу ландшафтно-климатических трансформаций на ближайшее будущее.

Палинологические исследования еще совсем недавно использовались главным образом в климатостратиграфии. С целью прогноза акцент смещается на палеоклиматическую интерпретацию спорово-пыльцевых спектров с очень точной привязкой ее в пространстве и во времени, т.е. к определенным регионам и хроносрезам. Технически эта задача может быть решена через банки палеоклиматических данных, принципы составления которых необходимо разрабатывать. В настоящее время для Западной Сибири имеются сотни спорово-пыльцевых диаграмм, тысячи разрозненных спорово-пыльцевых спектров. Обобщение этого колоссального материала является чрезвычайно трудоемким, но исключительно актуальным делом.

Стратиграфия плейстоцена Западно-Сибирской равнины вобрала в себя все новейшие данные, полученные в процессе геолого-съемочных работ (Госгеолкарты разного масштаба) и тематических исследований. За основу взята "Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины", утвержденная МСК СССР 31 января 1990 г. Для ландшафтно-климатических реконструкций использованы преимущественно палинологические материалы, обобщенные в форме ландшафтно-климатических и климатических кривых, климато-

грамм и картосхем растительности. Обширность и неадекватность палинологических данных заставили авторов; ради удобства изложения, условно разделить Западно-Сибирскую равнину на ледниковую и внеледниковую зоны. Это привело к некоторым, к сожалению, неизбежным повторениям.

Замысел работы перекликается с недавними публикациями В.А. Зубакова [1992] и коллективной монографией "Развитие ландшафтов и климатов Северной Евразии" [1993]. В отличие от них предлагаемая сводка основывается на геологической истории плейстоцена Западной Сибири. По мнению авторов, геологический аспект работы весьма информативен для исследований палеоклиматических реконструкций и прогноза ландшафтно-климатических изменений в ближайшем будущем.

Широко используется работа Т.П. Левиной и Л.А. Орловой "Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири [1992], основанная на детальном палинологическом исследовании и радиоуглеродном датировании голоценовых отложений нескольких ключевых разрезов из лесостепной зоны. Авторам удалось расчленить каждый из десяти выделенных ритмов соответственно на холодный и теплый полуритмы, а внутри последних выделить влажные и сухие интервалы.

Авторы благодарны В.А. Бахаревой (научному сотруднику Института геологии СО РАН) за помощь в подготовке рукописи к печати и за составление матрицы по стратиграфии и палинологии голоцена.

Исследования проводились по программе ГНТП России "Глобальные изменения природной среды и климата (проект 1.5.26 "Новейшие климатические изменения природной среды и климата", руководитель профессор А.А. Величко).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-8790.

Глава 1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, РЕЛЬЕФ, КЛИМАТ, РАСТИТЕЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Западно-Сибирская равнина является частью Сибирского субконтинента (рис. 1), располагаясь в его западном, северо-западном сегменте, в пределах географических координат, изменяющихся с севера на юг от $73^{\circ}40'$ до $50-52^{\circ}$ с.ш. и с запада на восток от $60-62^{\circ}$ до $84-93^{\circ}$ в.д. Открытая на север, в сторону Карского моря, равнина полузамкнута горным обрамлением. На западе и востоке - это Уральские горы и Среднесибирское плоскогорье с Енисейским кряжем соответственно, а вдоль южных окраин - Казахский мелкосопочник и Алтае-Саянская горная область, включая Салаир и Колывань-Томскую зону поднятий.

Общее устройство рельефа Западно-Сибирской равнины определяется господствующей тенденцией к снижению ее абсолютных отметок с юга на север, в сторону Северного Ледовитого океана (см. рис. 1). На этом фоне отчетливо проявляются главные особенности ее орографии: приподнятая периферия, примыкающая к горному обрамлению, и сниженная внутренняя зона. Последняя подразделяется невысокими Сибирскими Увалами (от 120-150 до 240 м) на внутриконтинентальные впадины высотой не более 100 м над уровнем моря, располагающиеся южнее Сибирских Увалов, и приморские низменности к северу от них, снижающиеся к Карскому морю. Периферийная зона наиболее приподнята на юго-востоке и юго-западе, в пределах Чулымо-Енисейской и Бийско-Барнаульской впадин, а также в Тургайском прогибе, где располагаются платообразные равнины высотой от 150-250 до 350-400 м. Обширные южные районы - Кулунда, Приишимье, отчасти Бараба - заняты равнинами, высота которых не превышает 150-180 м над уровнем моря. С юга на север периферийная приподнятая зона постепенно сужается, а ее абсолютные отметки в Приуральском и Приенисейском районах снижаются до 150-120 м. Таким образом, Западно-Сибирская равнина вырисовывается как плоская чаша, дно которой разделено на две половины и наклонено в сторону Северного Ледовитого океана [История ..., 1970б].

Климат Западно-Сибирской равнины континентальный с заметным увеличением контрастов с запада, юго-запада на северо-восток, что проявляется в понижении средних годовых и зимних температур января, а также в увеличении амплитуд температурных колебаний, в повышении интенсивности солнечной радиации, уменьшении годового количества осадков, в сокращении вегетационного периода [Атлас СССР, 1984]. Еще отчетливее проявляются широтные климатические изменения. С севера на юг возрастают температуры июля и января, увеличиваются безморозный период, испаряемость и абсолютная влажность (рис. 2, 3).

Особенности распределения тепла и влаги, несомненно, обусловили широтное размещение растительного покрова в пределах Западно-Сибирской равнины (см. рис.2). На ее территории проходят границы трех палеоботанических зон: тундровой, таежной (бореальной) и степной, которые, в свою очередь, подразделяются на подзоны [Растительный покров ..., 1985].

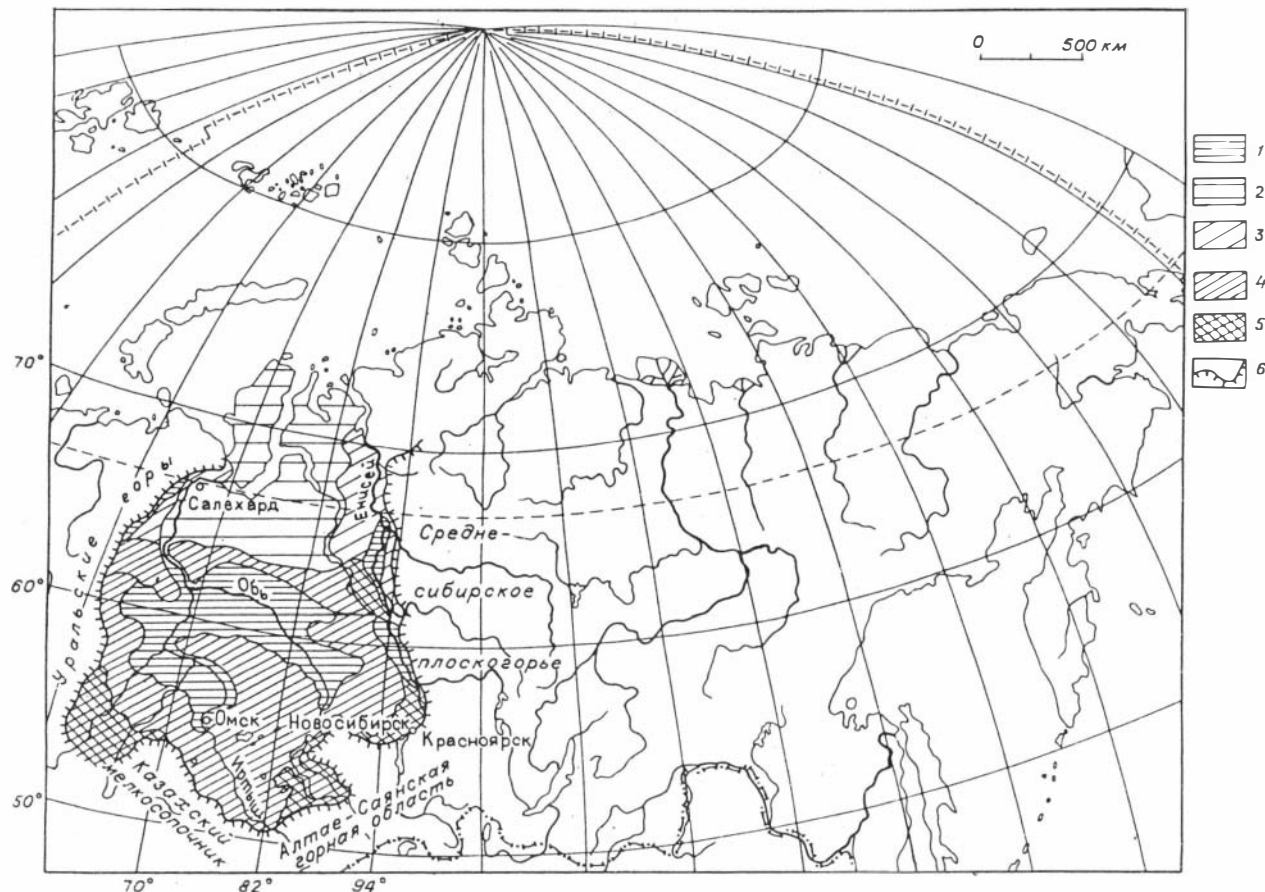


Рис.1. Рельеф Западно-Сибирской равнины.

Равнины низменные: 1 - внутриконтинентальные депрессионные низменности, не выше 100 м над уровнем моря, 2 - приморские низменности; равнины возвышенные: 3 - высотой от 100-150 до 180 м, 4 - то же, от 150-200 до 220 м, 5 - то же, 200-450 м; 6 - граница Западно-Сибирской равнины.

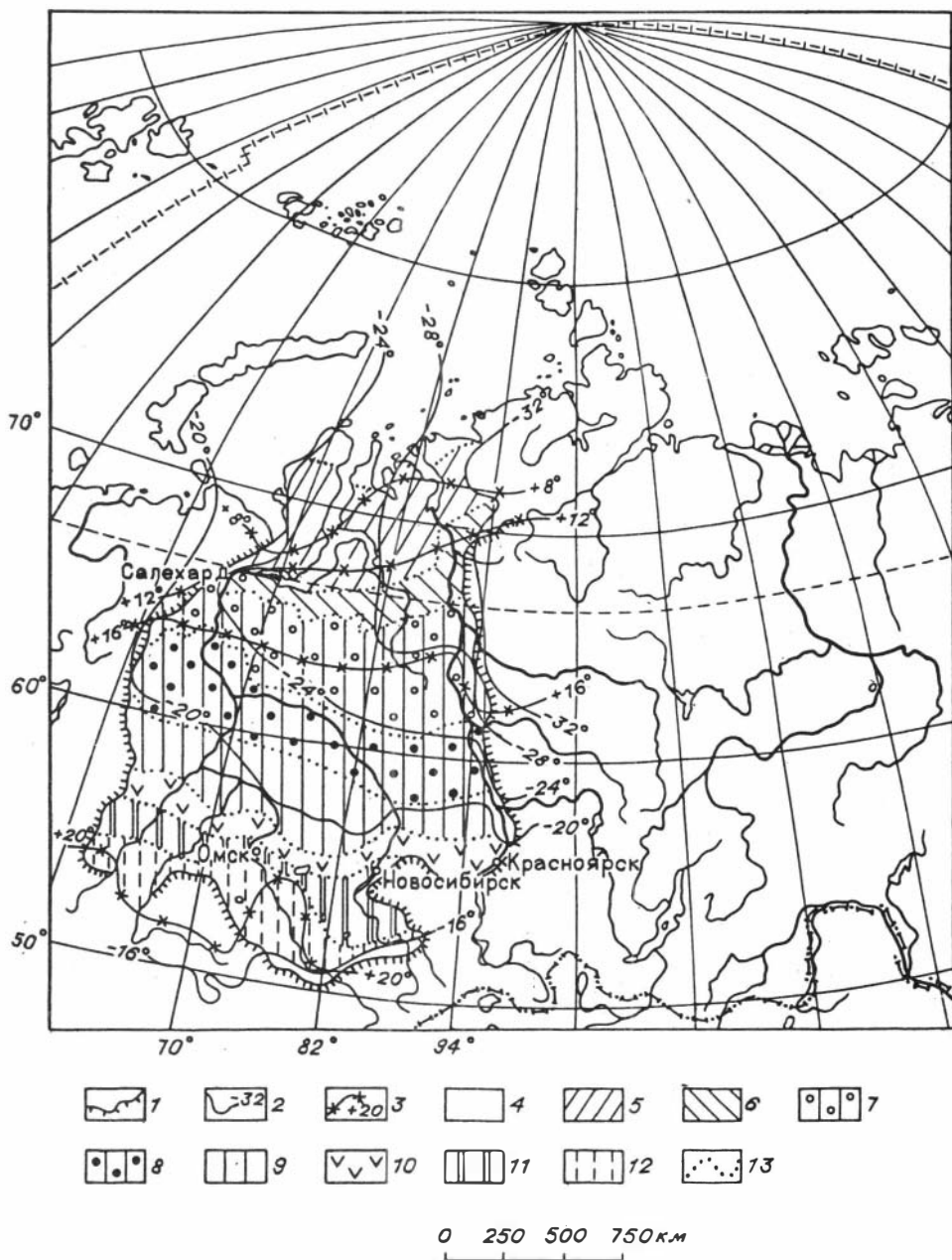


Рис.2. Растительная зональность и среднемесячные температуры января и июля [Растительный покров..., 1985; Атлас СССР, 1984]:

1 - граница Западно-Сибирской равнины; **изотермы:** 2 - января, 3 - июля; **тундры:** 4 - арктические, 5 - субарктические; 6 - редколесья; **тайга:** 7 - северная, 8 - средняя, 9 - южная; 10 - подтайга; 11 - лесостепь; 12 - степь; 13 - границы ботанических зон.

Тундра занимает территорию севернее полярного круга. Ее растительность характеризуется распространением полидоминантных сообществ,

образованных криофильными видами мхов, лишайников, трав, кустарников, произрастающих в суровых климатических условиях с коротким вегетационным периодом и низкой температурой почв. Для тундровых сообществ свойственно сочетание арктических, арктоальпийских и гипоарктических видов, что позволяет выделить две подзоны - арктических и субарктических тундр.

Вопрос безлесья тундры достаточно сложный [Танфильев, 1911; Городков, 1935; Суслов, 1947; Тихомиров, 1962]. Вероятно, ведущим фактором является климат, с изменением которого связано в последнее время появление молодых лиственниц среди тундры [Говорухин, 1947; Шумилова, 1931; Тюлина, 1937].

Лесотундра (редколесья) занимает узкую полосу между тундрой и тайгой (см. рис.2). Зональными типами сообществ являются елово-лиственничные (с *Larix sibirica*) и лиственнично-еловые (с *Picea obovata*) лишайниково-зеленомошники и зеленомошно-кустарничковые редколесья в сочетании с кустарничковыми тундрами - ерниковыми, ивняковыми, ольховниковыми. В травяно-кустарничковом ярусе редколесий наряду с преобладанием гипоарктических кустарников и кустарничков (карликовая береза, ива сизая, голубика, шикша (водяника) черная), постоянно присутствуют арктоальпийские виды (багульник, арктоус альпийский).

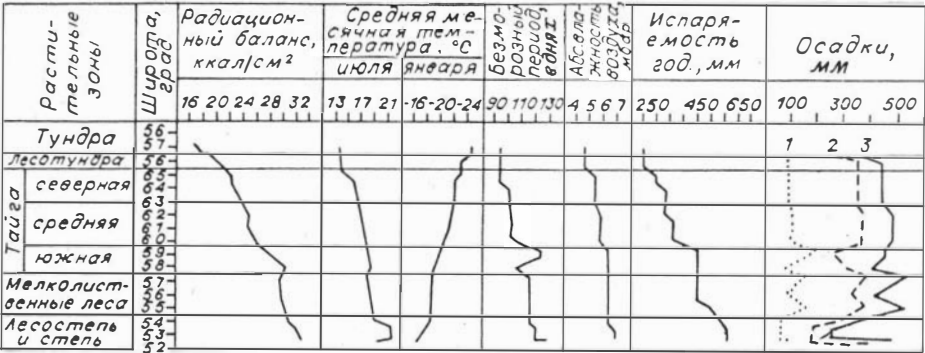


Рис.3. Растительные зоны и современные элементы климата Западно-Сибирской равнины [Букреева, и др.,1986].

Осадки: 1 - холодного и 2 - теплого периодов, 3 - годовая сумма.

Лесная (таежная) зона Западной Сибири занимает около 60 % площади равнины и простирается почти до 57° с.ш., подразделяясь на три подзоны: северную, среднюю и южную тайгу (см. рис. 2). Северная тайга характеризуется редкостойными лиственничными, лиственнично-еловыми и лиственнично-сосновыми лесами с багульником, брусникой, голубикой, сплошным покровом из зеленых сфагновых мхов с пятнами лишайников. В южной полосе подзоны распространены лиственнично-елово-кедровые леса с примесью березы, иногда сосны. На песчаных почвах много сосновых боров-беломошников с лишайниковым покровом, брусникой и водяникой.

В подзоне средней тайги основным типом леса является "урман" - густая тайга из пихты, ели, кедра. В северной части подзоны распростра-

нены елово-кедровые леса с участием березы и лиственницы, а в южной - сосредоточены елово-кедровые леса с пихтой. В подлеске встречаются: рябина сибирская, шиповник иглистый, ива козья, малина, реже жимолость. Редкий подлесок состоит из рябины, ивы, ольховника, можжевельника. В составе травянисто-кустарничкового яруса доминируют черника, брусника, линнея северная, присутствует багульник болотный, майник двулистный, марьянник луговой, вейник тупоколосковый. Группами и единичными экземплярами встречаются плауны, характерен сплошной моховой покров. На Обь-Иртышском междуречье широко распространены леса с сосной, осиной, березой.

Южная тайга протягивается полосой шириной около 300 км. Для западной и восточной окраин характерны массивы сосновых лесов, с участками березовых и осиновых. На болотах встречаются рямовые сосняки и травянистые сосновые боры. В западной части южной тайги отмечаются темнохвойные леса с липой. Все эти ассоциации возникли на месте кедрово-елово-пихтовых лесов - основного зонального типа, сохранившегося частично после пожаров. Переходной между лесом и степью является подзона мелколиственных лесов (подтайга, лесостепь), которая, в свою очередь, подразделяется на северную, южную и займищно-лугово-солончаковую. Основная лесообразующая порода в лесостепи Западной Сибири - береза, в качестве примеси встречается осина. В северной лесостепи развиты луга с обилием лугово-лесных видов. Степных видов не более 40 %, Господствует влаголюбивое разнотравье и болотистые ассоциации. Леса из березы встречаются в виде небольших массивов (колки). Характерны остепненные луга, в составе которых много бобовых (чина, клевер, мышиный горошек и др.), злаков (типчак, перистый ковыль, степной овес, степная тимopheевка), обильны таволжник, таволга, тысячелистник. На солонцах много солодки, астрагала, солончака, большого подорожника. В речных долинах развиты умеренно влажные слабоостепненные луга с обилием клевера. Из злаков преобладает полевица.

Южная лесостепь наиболее типична для Западно-Сибирской равнины (см. рис. 2). Колки из березы занимают примерно 27 % площади. Преобладают лугово-степные и степные ассоциации, представленные типчаком, тонконогом, ковылями-волосатиками, степной люцерной, полынью; болот в южной лесостепи мало, они развиты по долинам рек.

Степная зона занимает самую южную часть Западно-Сибирской равнины и северную часть Казахского мелкосопочника. Ее южная граница проходит по линии Тургай - Семипалатинск, южнее располагается полупустыня. Выделяются ковыльно-разнотравные, ковыльные и ковыльно-типчаковые степи.

Глава 2. ПЛЕЙСТОЦЕН (ВКЛЮЧАЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН)

Ледниковая зона: стратиграфия, ландшафты, климат

Четвертичная система принимается в объеме биостратиграфической зоны *Globorotalia truncatulinoides* с нижней границей по палеомагнитному эпизоду Олдувей около 1,65 млн лет. Система подразделяется на два раздела: эоплейстоцен и плейстоцен, основными составляющими которых являются звенья. В региональных стратиграфических схемах эти звенья расчленяются на ледниковые и межледниковые горизонты.

Эоплейстоцен

Нижняя граница эоплейстоцена проводится в основании верхней кочковской подсвиты или кизихинских слоев с одноименным комплексом териофауны. Последняя по своему таксономическому составу сопоставляется с одесским фаунистическим комплексом, что в принципе позволяет коррелировать границу с палеомагнитным эпизодом Олдувей. отождествление олдувейского уровня с границей раздела между верхней и нижней подсвитами кочковской свиты предполагалось и отрабатывалось в процессе коллективных исследований по проекту МПГК N 41 "Граница неогеновой и четвертичной систем". Однако они не дали однозначных решений [Неогеновые... отложения, 1984], и сейчас выдвигается рабочая гипотеза о перемещении этого рубежа в основание кочковской свиты. Неопределенность олдувейской границы усугубляется ее низкой корреляционной характеристикой, что связано, в немалой степени, с отсутствием детального климатостратиграфического расчленения кочковской свиты и ее стратиграфических аналогов. Таким образом, в настоящее время эоплейстоцен ассоциируется с верхнекочковской подсвитой.

Верхнекочковская подсвита и ее аналоги представлены преимущественно озерными глинами и алевролитами, реже аллювиальными песками и галечниками мощностью в среднем 30-40 м. Главным полем их сплошного распространения являются Приобская и Предалтайские предгорные равнины. Стратотип кочковской свиты описан по разрезу скважины, пробуренной в д. Кочки Алтайского края [Мартынов, 1957; Стратиграфический словарь ..., 1982]. В смежных районах синхронные отложения прерывисты и более локально развиты.

Пространственное размещение осадков позволяет реконструировать озерные и озерно-аллювиальные ландшафты на обширной территории Западно-Сибирской равнины от подножий Алтайских и Саянских гор до Васюганья и Омско-Тарского Прииртышья на севере. На восток и юго-восток озерные низменности протягивались через ныне предгорную Колывань-Томскую зону в Кузнецкую котловину, в Томское Приобье, Тегульдейскую котловину и далее в Чулымо-Енисейскую синеклизу, распространяясь к северу на Енисей-Кеть-Обское междуречье, вплоть до подножий Южно-Енисейского кряжа. В центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины эоплейстоцен достоверно не установлен, поэтому

судить о растительности на этой огромной территории можно лишь косвенно, с учетом растительной зональности, которая была на юге равнины.

Известно, что в эоплейстоцене уже существовали степные ландшафты, которые занимали современные степные районы Кулундинской, Приказахстанской, Предалтайских равнин. Севернее, в Барабе и в Омско-Тарском Прииртышье, Новосибирском и Томском Приобье, в Чулымо-Енисейской области, располагалась березовая мезофильная лесостепь. По северной окраине она окаймлялась березовыми лесами с примесью хвойных пород и мезофильным разнотравьем [Адаменко, 1974; Волкова, 1977; Пономарева, 1982б, 1986; Антропоген..., 1984]. Зональность стала оформляться, очевидно, как следствие постепенного изменения семиаридного климата на гумидный. В современной степной области, судя по палинологическим исследованиям, устанавливается серия небольших, но все более резких флуктуаций климата уже для раннекочковского (= барнаульского = каргатского) времени. Они завершились в конце позднекочковского (= убинского = ерестнинского) века первой значительной фазой похолодания, которая фиксируется растительностью перигляциального типа. В этом поступательном процессе выделяется рубеж (принимаемый условно за олдувейский) приблизительно на границе раздела барнаульской (= каргатской) и ерестнинской (= убинской) пачек или подсвит, на котором устанавливается важная перестройка растительности - первое появление холодолюбивых видов. Они присутствуют в составе тишинской флоры, выше названного рубежа, и отсутствуют ниже него в барнаульской флоре [История ..., 1970а], для которой характерны термофильные плиоценовые реликты. Тишинская карпофлора (стратотип в скв.120, д. Тишинка [Пономарева, 1982б]), как и палинологические данные, позволяет реконструировать лесостепные и степные ландшафты в пределах Предалтайских и Приобских степей. В более молодой ерестнинской карпофлоре (парастратотипы в скв. 3, 11, 487 и др.) Верхнего Приобья, [Пономарева, 1986] и спорово-пыльцевых спектрах из верхней части ерестнинской и убинской пачек (подсвит) увеличивается количество растений субальпийской и тундровой зон, что свидетельствует о прогрессивном похолодании [История ..., 1970а; Волкова, 1977]. Та же тенденция отмечается и для лесостепной зоны. В начале убинского века в Барабе были широко распространены своеобразные ландшафты зеленомошных болот и березовых лесов с участием карликовой березы, ольхи, с небольшой примесью ели и сибирского кедра, а в конце появились тундростепи перигляциального типа с арктической флорой. В современной лесной зоне на Среднем Енисее, примерно на широте г. Енисейска, в позднекочковское время существовали северотаежные и лесотундровые ландшафты. Они свидетельствуют, по данным М.Б. Садиковой, о климате, сходном со временем максимального оледенения [Фениксова и др., 1967].

Таким образом, в эоплейстоцене, а точнее, в позднекочковский век, устанавливаются два климатических ритма: ранний - предположительно с олдувейского рубежа - достаточно прохладный, но близкий к современному как по температурному режиму, так и по пространственному размещению растительных зон. Это предполагает существование в центрально-северной части Западно-Сибирской равнины обширной зоны таежных лесов и,

вполне вероятно, зарождение лесотундры и тундры вдоль арктических побережий Карского и смежных морей. Поздний ритм соответствовал условиям ледникового со свойственным плейстоцену смещением растительных и климатических зон с севера на юг, с миграцией арктической и субарктической растительности к югу до 53-55° с.ш. и тундры в зону лесостепей и, возможно, вплоть до степных районов [История ..., 1970а; Архипов, 1971; Волкова, 1977; Антропоген ..., 1984].

Плейстоцен

Плейстоцен начинается в региональных западно-сибирских стратиграфических схемах четвертичных отложений с основания красnodубровской свиты (вяткинских слоев) на юге и талагайкинской свиты (горнофилинских слоев) в северной половине Западно-Сибирской равнины. Формально эта граница привязана к рубежу в 0,73 млн лет, на котором происходит смена современной палеомагнитной эпохи Брюнес на инверсионную эпоху Матуяма. В действительности, граница располагается геохронологически ниже. Из подошвы вяткинских слоев известна ТЛ-дата в 980 ± 100 тыс. лет, а из основания горнофилинских - $1250(1300) - 1250(300)$ тыс. лет. Слои относятся к палеомагнитной эпохе Матуяма, в их верхах устанавливается эпизод Харамильо (устное сообщение З.Н. Гнибиденко), поэтому в Западной Сибири начало плейстоцена целесообразно связывать с эпизодом Харамильо, около 0,9(1,0) млн лет, а по европейским данным около $1,1 \pm 0,1$ млн лет [Архипов, 1987; Зубаков и др., 1987].

Ранний плейстоцен (нижнеплейстоценовое звено)

В официальной схеме [Решение..., 1990] сохраняется архаичная структура нижнего плейстоцена, подразделенного на два горизонта: талагайкинский (межледниковый) и шайтанский (ледниковый). По последним данным, плейстоцен должен начинаться с горнофилинского межледникового века (горизонта), основание которого привязывается к палеомагнитному эпизоду Харамильо. В нижнем плейстоцене устанавливается не одно, а три оледенения [Архипов, 1987, 1989]. Древнейшее мансийское (после горнофилинского века), обнаруженное вблизи и чуть выше границы Брюнес/Матуяма, предшествовало талагайкинскому межледниковью и было, вероятно, первым в плейстоцене. Вслед за талагайкинским веком последовало двухфазное шайтанское оледенение с тильтимским межстадиалом. Таким образом, устанавливается шесть (а не два) палеоклиматических ритма и соответствующих им горизонтов климатостратиграфического обособления. Геохронологически ранний плейстоцен попадает в интервал от 0,9(1,0) до 0,4 млн лет [Архипов, 1987].

Самый древний межледниковый горнофилинский горизонт (стратотип на правом берегу Иртыша и д. Горно-Филино) объединяет древнейшие аллювиальные отложения и евсинский педокомплекс в лесово-почвенном разрезе [Волков, Зыкина, 1991]. Аллювий сохранился фрагментарно в погребенных долинах и обнаружен в низовьях Иртыша и на Верхней Оби, где описан как вяткинские слои с одноименной териофауной тирасполь-

ского типа и ископаемой флорой, которая, бесспорно, моложе типинской [Пономарева, 1982б, 1986] и датированной ТЛ-методом около 840 ± 90 тыс. лет. Возможно, вяткинские слои моложе горнофилинских и синхронные им осадки имеются на Среднем Енисее, залегая в цоколе худоноговской террасы [Решение..., 1990]. Несмотря на малочисленность данных, обнаружение горнофилинского и вяткинского аллювия на южной периферии Западно-Сибирской равнины и достаточно далеко на севере, видимо, свидетельствует о том, что это был век зарождения западно-сибирской речной сети со стоком на север.

Из горнофилинских отложений происходит богатая флора семян и плодов. По заключению Е.А. Пономаревой, биостратиграфический анализ семенных флор показал, что в основном они состоят из западно-сибирских растений (до 70 %). На долю вымерших растений приходится 13 %. Среди них определены: *Azolla interglacialica* Nikit., *Potamogeton microcarpus* V. Nikit., *Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Bunias sukaszewi* (Nikit.) Kipiani. Отмечено присутствие локальных и региональных экзотов (17 %): *Selaginella selaginoides* Link., *Potamogeton friesii* Rupér., *P. vaginatus* Turcz., *Caulinia tenuissima* (R. Br. ex. Magnus) Tzvel., *Heleocharis ovata* (Roth.) Roem. et Schult. Совершенно отсутствуют виды тундровой и лесотундровой зон, что свидетельствует о климате, близком к современному или теплее его.

Палинологические материалы также говорят о том, что в горнофилинское время в центральных районах Западной Сибири, в низовьях Иртыша существовала южно-таежная лесная растительность, с участием липы и вяза. Климатограмма, построенная по шести видам, образует центр концентрации растений с температурным режимом в июле $+18^{\circ}\text{C}$, а в январе -15 – -18°C . Отклонения от современных температур в июле достигали $+3^{\circ}\text{C}$, а в январе $+2^{\circ}\text{C}$. Климат был теплее современного [Волкова, 1991].

В первый ледниковый мансийский горизонт входят, помимо морен, установленных в ледниковой зоне, озерные осадки нижней пачки федосовской свиты и салаирский лесс (I - нижняя пачка субаэральных лессовидных суглинков краснотубовской свиты), распространенные в приледниковой и внеледниковой областях. Следовательно, весьма показателен для всех ледниковых эпох плейстоцена фациально-генетический ряд отложений, которые свидетельствуют о возникновении подпрудно-озерных бассейнов и об интенсивном лессообразовании (рис. 4).

Мансийский горизонт в стратотипе (скв. 1б, около аэропорта г. Ханты-Мансийска) представлен двумя слоями валунных суглинков, разделенных пачкой песков с гравием [Архипов, Куликов, 1989]. В нижней морене содержатся спектры с небольшим преобладанием пыльцы древесных растений (57 %), среди которой доминирует пыльца березы (58 %), меньше сосны и очень мало ели и пихты. В группе трав отмечается пыльца злаков, полыней, маревых, а среди споровых преобладают папоротники (до 85 %). По мнению В.С. Волковой и др. [1988], состав спектров позволяет реконструировать заболоченные леса с полинно-злаковыми ассоциациями. Верхний моренный слой охарактеризован спектрами, в которых пыльца древесных содержится до 50 %, но, по-прежнему, доминирует пыльца березы (до 70 %), отмечается пыльца сосны и карликовой березки.

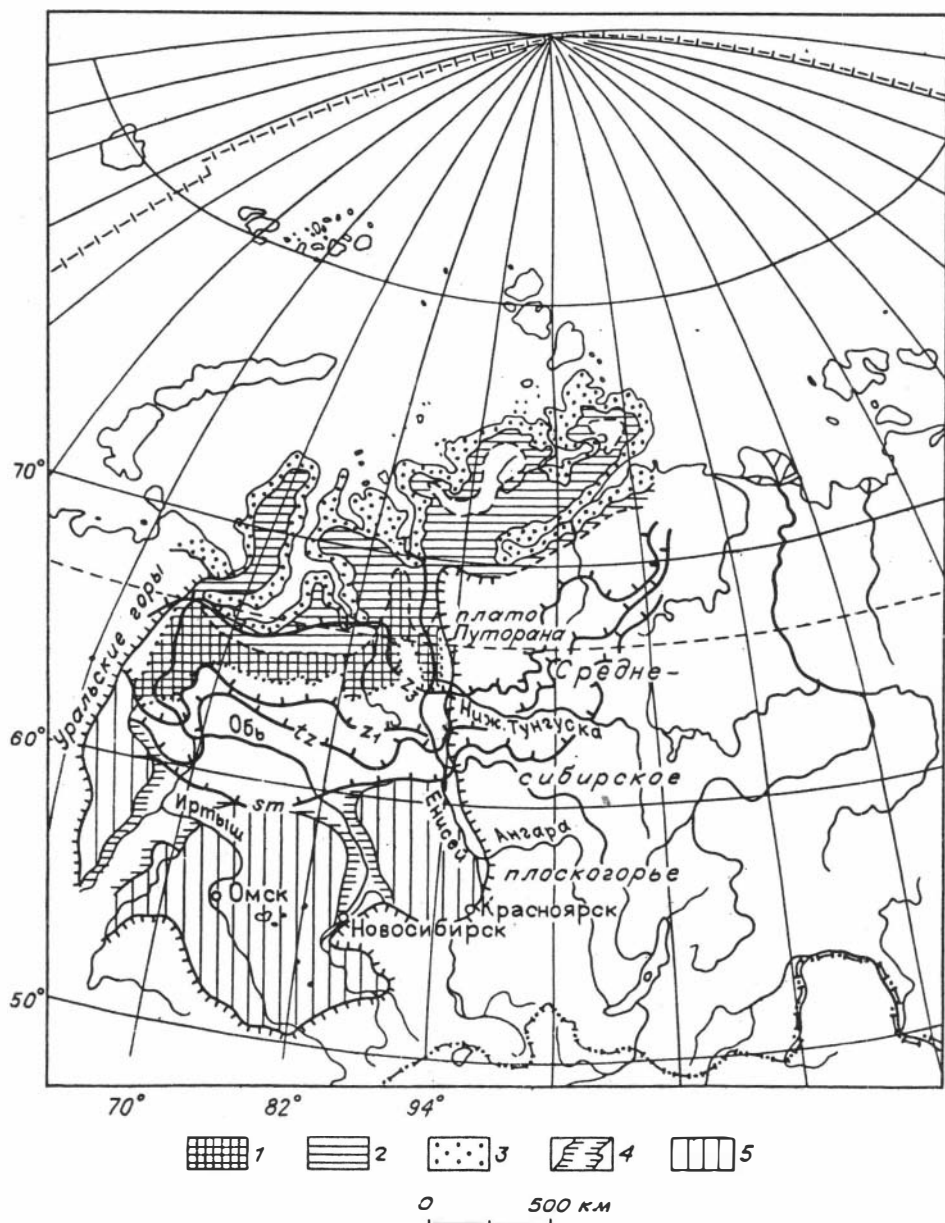


Рис.4. Палеогеографическое районирование покрова четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

Северная зона морских трансгрессий и покровных оледенений. **Максимальные размеры трансгрессий:** 1 - в обское (туруханское) и салемальское (санчуговское) время, 2 - в казанцевский и 3 - в каргинский века; 4 - зона распространения подпрудных бассейнов (показаны южные границы подпрудно-ледниковых озер); 5 - южная приподнятая часть равнины с широким пространственным развитием лессовых покровов и палеопочв.

Субширотные пояса краевых ледниковых образований самаровского (sm), тазовского (tz), предположительно раннезырянского или ермаковского (z_1), сартанского (z_3) оледенений.

Среди травянистых растений господствует пыльца злаков (35-50 %), полыней, маревых вересковых, а среди спор - папоротников. В спектрах из межморенных песков (снизу вверх по разрезу) увеличивается содержание пыльцы древесных пород и трав, доминирование березы сменяется на сосну, ель, пихту, сокращается содержание пыльцы кустарниковой березы, становятся обильнее содержания пыльцы злаков, полыней, маревых, сложноцветных, отмечаются споры лесных плаунов.

Таким образом, для всей ледниковой толщи устанавливается смена растительных фаз от тундры-лесотундры с заболоченными березовыми редколесьями к северной тайге (верхи межморенных песков) и вновь к лесотундровым ассоциациям (рис. 5). Заметим, что нижняя пачка федосовской свиты охарактеризована спектрами перигляциального, тундростепного типа [Ершова и др., 1970].

Несомненно, что приведенные данные не позволяют восстановить полную картину истории растительности, но даже ее фрагменты свидетельствуют о климате в низовьях Иртыша (где произрастают среднетаежные леса), существенно более суровом, чем современный. Он отвечает климатическим условиям, типичным для плейстоценовых ледниковий в Западной Сибири. Вместе с тем, фаза северной тайги, видимо, указывает на межстадиального типа потепление внутри мансийского ледникового ритма.

К следующему межледниковому талагайкинскому горизонту относится вторая, более молодая генерация древнеаллювиальных, преимущественно песчаных осадков. В низовьях Иртыша она приурочена к более глубоко врезанной палеодолине, что и позволяет отличать талагайкинские пески от горнофилинских песчаных осадков. Залегая на 30-50 м гипсометрически ниже уровня горнофилинских слоев (дна их палеодолины), талагайкинская свита, как правило, полностью их срезает в местах пересечения. Погребенные палеодолины реконструируются на Нижнем Иртыше и Средней- Нижней Оби, где распространена ларьякская аллювиальная серия, а также фрагментарно на Среднем и Нижнем Енисее. В районе Красноярска (Усть-Батой, Есауловка) синхронные осадки залегают в цоколе худоноговской террасы. В Чулымо-Енисейском районе одновозрастными могут оказаться отложения древних долин рек Чулым и Четь и так называемой Еланской древней долины.

В страторегионе на Нижнем Иртыше талагайкинский горизонт охарактеризован, по данным Е.А. Пономаревой, ископаемой флорой типа диагональных песков, что отмечалось ранее и В.П.Никитиным (устное сообщение). Во флоре присутствуют *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., разнообразная группа рдестов, локальные термофилы: *Potamogeton natans* L., *Hydrocharis morsus-ranae* L., *Najas marina* L., не встречающиеся ныне севернее 65-67° с.ш., а также региональные экзоты, преимущественно восточно-сибирской флористической провинции: *Caulinia tenuissima* (A. Br. ex. Magnus) Tzvel. В целом флора восстанавливает ассоциацию елового леса и климат, сходный с современным.

Анализ палинологических данных указывает на то, что в талагайкинский век были широко развиты на Нижнем Иртыше средне-, и даже южно-таежные леса, занимавшие всю приледниковую и

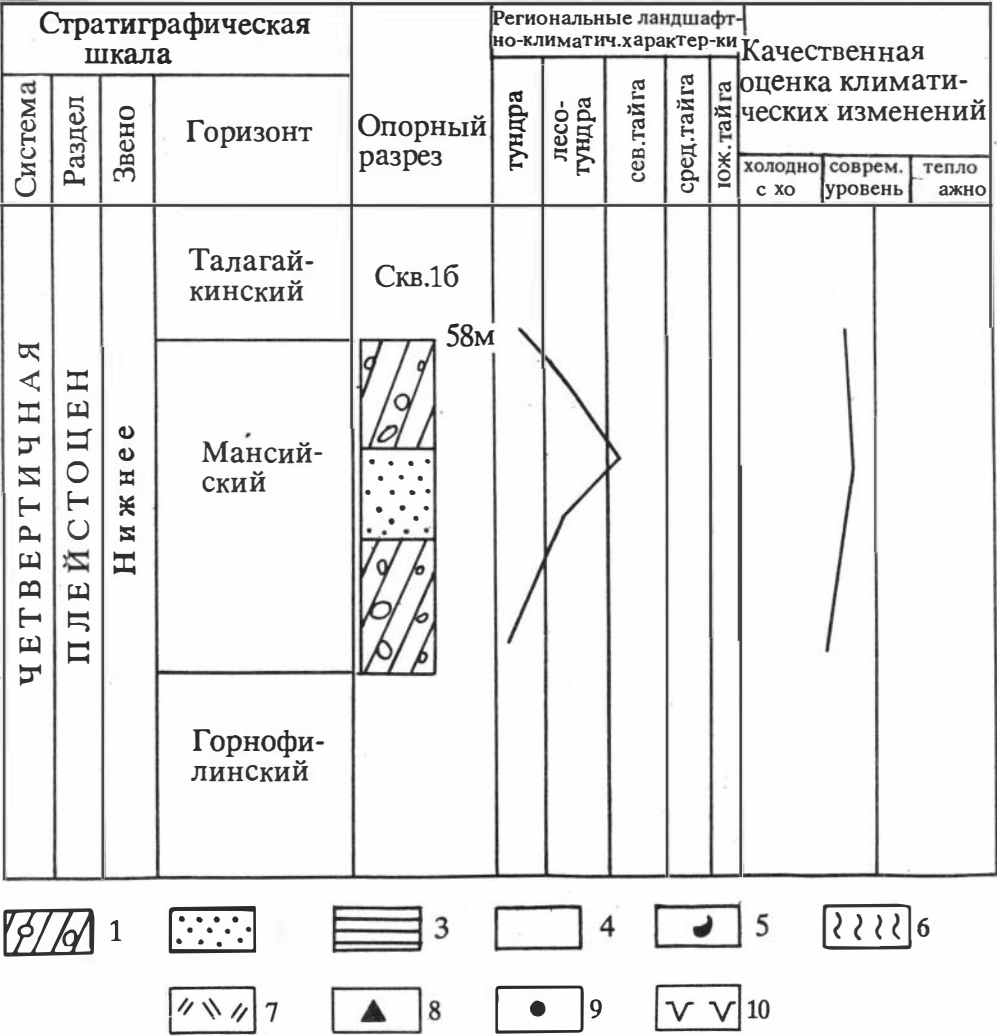


Рис.5. Ландшафтно-климатическая кривая мансийского века. Стратотип мансийского горизонта.

Отложения: 1 - ледниковые, 2 - аквальные, 3 - озерные, 4 - морские, 5 - остатки морских моллюсков и фораминифер, 6 - с базральные осадки; 7 - торф; 8 - термолюминесцентные (ТЛ) датировки; 9 - радиоуглеродные даты; 10 - криот рбации.

ледниковую зоны. Растительная зональность была близка к современной, но границы зон несколько сдвинуты с севера. В структуре ландшафтов неоднократно происходили перегруппировки основных лесообразующих пород: сосны, сибирского кедра, ели, пихты. Таким образом, характер растительности, установленный хотя и фрагментарно, все же позволяет говорить о том, что, по крайней мере, в талагайкинский климатический оптимум в Западной Сибири существовала растительная зональность, близкая к современной. Возможно даже, что граница леса была несколько

сдвинута к северу, климат был умеренно бореальным, среднегодовые температуры на 1,5 °С выше современных [Волкова, 1991].

Вторая половина нижнего плейстоцена относится к шайтанскому надгоризонту, включающему одноименное двухфазное оледенение с межстадиалом внутри последнего. Соответственно выделяются два ледниковых: азовский (нижнешайтанский) и низямский (верхнешайтанский) и разделяющий их тильтимский (болгохтохский) межстадиальный горизонты. Эта стратификация основана на трехчленном строении шайтанской, полуйской, лебедской, болгохтохской и других свит, широко распространенных по всей северной ледниковой зоне Западно-Сибирской равнины [Троицкий, 1979; Крюков, Федоренко, 1975; Комаров, 1986; Архипов, 1987]. В приледниковых районах нижней и верхней шайтанским моренам соответствуют нижняя и верхняя озерные пачки (подсвиты) семейкинской и верхняя часть (пачка) озерной федосовской свит. Аналоги тильтимских слоев либо выпадают, либо еще не выделены. В субэзральных толщах внеледниковой, периферийно-южной зоны Западно-Сибирской равнины к шайтанскому надгоризонту относится II пачка лессовидных суглинков с погребенными почвами. Последняя может быть подразделена на салаирский и морозовский покровы лессов с шадришинским педокомплексом между ними как аналогом тильтимского горизонта [Каплянская, Тарноградский, 1974; Ершова и др., 1970; Мартынов, 1957, 1962, 1966; Мартынов и др., 1964; Адаменко, 1974; Малолетко, 1972; Разрез ..., 1978; Волков, Зыкина, 1977; Зыкина, 1986; Зыкина и др., 1981; Архипов, 1987; Решение ..., 1990].

Палеогеография шайтанского оледенения вырисовывается уже достаточно полно. Судя по распространению шайтанских морен от южного Ямала на юг по Оби до Ханты-Мансийска, от Северного Урала, Северной Сосьвы, Казыма, Полуя, во внутренние районы равнины - в низовья Надыма, Пура, Таза и Мессо и далее к востоку до Енисейского залива и Норильского района, а по Енисею до Подкаменной Тунгуски и Келлог-Теульческой возвышенности, - весь север Западной Сибири до 62-64° с.ш. дважды покрывался ледяным панцирем [Троицкий, 1979, с. 231, рис. 46]. Во всей приледниковой зоне, в обширных внутриконтинентальных депрессиях (см. рис. 1) - Кондинской, Нижнеиртышской, Среднеобской, а также в Барабинской низменности шла весьма активная аквальная и субаквальная седиментация. Она распространялась частично даже на современные Обь-Иртышское и Обь-Енисейское междуречья, Чулымо-Енисейскую приподнятую равнину, на Енисей-Кеть-Чулымский и Енисей-Кетский водоразделы и т.д. Повсеместно развиты озерные отложения федосовской (стратотип по скважине у д. Федосово, Новосибирской обл.) и семейкинской (стратотип по правому берегу Иртыша, д. Семейка) свит и их стратиграфических аналогов. Следовательно, шайтанский ледниковый покров вызывал подпрудные явления, инициируя возникновения подпрудно-ледниковых бассейнов. Лишь южные приподнятые Предалтайские, Приобские и, возможно, Приказахстанские равнины не заливались подпрудными водами и в их пределах шла субэзральная аккумуляция лессовых покровов-пачек лессовидных суглинков краснодубровской свиты и ее аналогов.

Шайтанские ледниковые и тильтимские морские образования, как правило, не содержат микрофоссилий, их палинологическая характе-

ристика очень скудная и фрагментарная. Е.Е. Гуртовая [1975] связывает с тильтимским временем существование арктических пустынь в районе Мужинского Урала (примерно 64° с.ш.). В бассейне Нижнего Енисея, на р. Турухан в скв.24 (примерно на 66° с.ш.), для средней пачки болгохтохской свиты (по В.В.Комарову [1986]) О.В. Матвеевой описаны спектры, согласно которым морские слои формировались в то время, когда на берегах тильтимского моря существовали лесотундровые ландшафты. В настоящее время бассейн р.Турухан находится в зоне северной тайги. Следовательно, климат был явно холоднее современного [Архипов, Матвеева, 1964].

Палинологическая информация для ранне- и позднешайтанских (азовского и низямского) оледенений черпается исключительно по данным изучения семейкинской и федосовской свит [Основные этапы..., 1968; Ершова и др., 1970; Волкова, 1977]. Впервые на лесотундровые и тундровые типы спектров из семейкинских осадков обратила внимание О.В. Матвеева, убедительно доказав, что пыльца широколиственных пород в них является переотложенной. Она отметила преобладание в спектрах пыльцы травянистых растений (40-61 %), а среди древесных (36-48 %) - пыльцы березы (48-75 %), ольхи (5-20 %) и ивы (до 3 %). В группе трав много пыльцы лебедовых (30-52 %), полыней (22-39 %), злаков (9-21 %), разнотравья, осок и в единичных образцах - пыльцы эфедры [Основные этапы..., 1968]. Позднее В.С. Волкова [1977] подтвердила выводы О.В. Матвеевой, дополнив характеристику спорово-пыльцевых спектров обеих пачек семейкинской свиты и отметив присутствие пыльцы кустарничковой березки, ксерофитов (маревых, полыни) и т.д. Интересно, что для средней части разреза она выделила "зону VI - сосны и лиственницы" с присутствием пыльцы ели, большим содержанием спор сфагновых мхов, свидетельствующую, по ее мнению, о развитии редколесий в сочетании с болотами и открытыми травянистыми пространствами.

Большая часть (нижняя и верхняя пачки) федосовской свиты формировались в условиях перигляциальных безлесных ландшафтов [Ершова и др., 1970]. Однако для ее средней части установлены существенно иные - лесотаежные спектры. Эта лесная фаза не установлена в стратотипе семейкинской свиты, где она, очевидно, выпадает за счет перерыва между ее нижней и верхней пачками [Архипов, 1987]. Следami ее, возможно, является "зона VI", по В.С. Волковой (см. выше). Тем важнее подчеркнуть, что фаза кедрово-сосновых лесов, близких к современной среднетаежной зоне, обнаружена В.С. Волковой в разрезе семейкинской свиты в скв.120 на Аганском материке. Ниже и выше нее, по разрезу, как и в стратотипе, спектры свидетельствуют о тундро-лесотундровых условиях.

Для района Аганской возвышенности, расположенной у северной границы средней тайги (рис. 6), несколько севернее устья Иртыша, среднетаежная фаза свидетельствует о климате, отвечающем современному. Следовательно, внутри семейкинского (= федосовского) века (горизонта) явно намечается, хотя и недостаточно изученный, теплый интервал, который может соответствовать только тильтимскому межстадиалу (межледниковью).

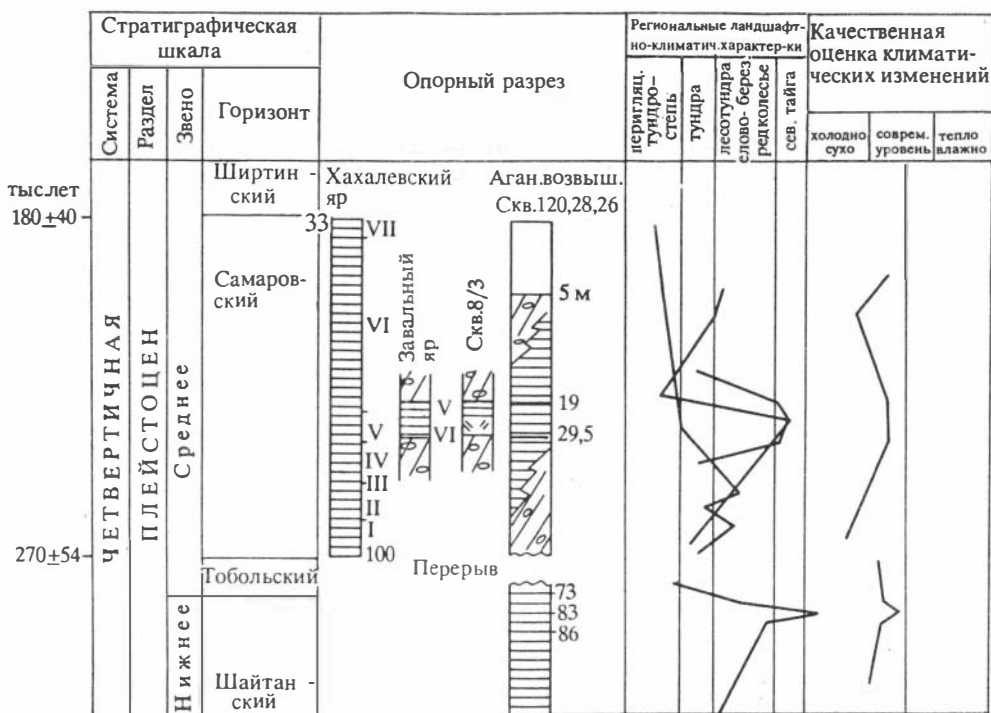


Рис. 6. Ландшафтно-климатическая кривая шайтанского и самаровского оледенений.

Нижний Енисей, Хахалевский и Завальный яры. Средняя Обь. Аганская возвышенность. Усл. обозн. см. на рис.5. I-VII - номера пачек с'м. в тексте.

Предположительно этот же теплый интервал отмечается и в долине Енисея, где аналогами семейкинской толщи являются белоярская свита и перекрывающая ее морена, охарактеризованные спектрами, позволяющими реконструировать безлесные лесотундровые и тундровые ландшафты. Только нижнебелоярские слои формировались в обстановке широкого развития березовых лесов с елью в климатических условиях, приближающихся к современным [Архипов, Матвеева, 1964]. Поэтому, вероятно, раннебелоярское время может соответствовать тильтимскому.

Итак, в шайтанские ледниковья в центральных, ныне таежных, районах Западно-Сибирской равнины существовали тундровые и лесотундровые ландшафты, которые сменялись южнее на заболоченные редколесья и лесостепи с березовыми и еловыми перелесками. Таким образом, миграция к югу границы лесотундровой зоны достигала 7-8° (около 800 км), что позволяет предполагать июльские температуры на 4-6 °С ниже современных. К югу от Ханты-Мансийска они были равны 12-14 °С. Температура января была в среднем около -28 °С, а среднегодовая - ниже современной на 7-8 °С [Волкова, 1991].

Средний плейстоцен
(среднеплейстоценовое звено)

Объединяет четыре горизонта. Радиометрический возраст звена в пределах от 400 до 130 тыс. лет; относится к палеомагнитной эпохе Брунес.

Тобольский межледниковый горизонт. Стратотип - разрез на правом берегу Иртыша между г. Тобольском и д. Сузгун. Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения мощностью от 20 до 30-40 м содержат спорово-пыльцевые спектры лесного типа, ископаемую флору диагональных песков [Никитин, 1970], малакофауну с *Corbicula tibitensis* [Шацкий, 1956; Стратиграфический словарь..., 1982]. Морскими аналогами являются обские (туруханские) слои (свиты), которые сопоставляются по комплексам фораминифер (зона *Miliolinella pyriformis*, по В.И. Гудиной [1976]) с гольштейном Западной Европы. Радиометрический возраст (ТЛ и ЭПР) аллювиальных и морских отложений находится в интервале от $380(390) \pm 65(80)$ до $246(260) \pm 23(54)$ тыс. лет. Это позволяет допускать соответствие горизонта девятой изотопно-кислородной стадии, хотя нельзя полностью исключать и корреляцию с 9-11-й стадиями.

Самаровский ледниковый горизонт. Стратотип описан С.Б. Шацким [1956] в устье Иртыша у г. Самарово, представлен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями мощностью от 10-20 до 100-120 м. ТЛ-возраст от $260(270) \pm 56(58)$ до 190 ± 36 тыс. лет сопоставляется с восьмой изотопно-кислородной стадией.

Ширтинский межстадиальный (межледниковый?) горизонт выделен А.А. Земцовым и С.Б. Шацким [1961], назван по р. Ширта, приток р. Таз, центральная часть Сибирских Увалов (ареальный стратотип). Представлен аллювиально-озерными отложениями, занимающими четкую стратиграфическую позицию между самаровской и тазовской моренами [Стратиграфический словарь..., 1982]. Морскими аналогами являются салемальская (= санчуговская) свиты с одноименными комплексами фораминифер [Гудина, 1976]. В низовьях Оби салемальские морские слои (свиты) и аллювиальные карчагинские отложения были отнесены к ангалскому горизонту как синониму ширтинского [Последнее оледенение ..., 1977]. В Арктике слои с салемальским комплексом фораминифер датированы ЭПР-методом в 170 ± 10 тыс. лет. Средний ТЛ-возраст ширтинских палеопочв 180 ± 40 тыс. лет [Молодьков и др., 1987; Архипов, 1987]. Предположительно коррелируется с седьмой изотопно-кислородной стадией.

Тазовский ледниковый горизонт выделен С.Б. Шацким [1956]. Стратотип ареальный - область Сибирских Увалов, верховья рек Таз, Пур, Надым. Представлен ледниковыми отложениями мощностью от 15-20 до 60 м, залегающими на ширтинских осадках [Стратиграфический словарь ..., 1982]. В низовьях Оби тазовская морена, залегая на морских салемальских, перекрыта морскими казанцевскими слоями с одноименным комплексом фораминифер [Последнее оледенение ..., 1977]. Соотносится с шестой изотопно-кислородной стадией.

В тех случаях, когда нет возможности расчленить ледниковые и иные толщи на самаровский и тазовский горизонты, в региональной схеме выделяется **бахтинский надгоризонт**, впервые предложенный на Межведом-

ственном стратиграфическом совещании в 1960 г. и затем введенный в региональную схему решением МСК СССР [Решения и труды..., 1961]. Радиометрический возраст по ТЛ- и ЭПР-данным в пределах от $260(270) \pm 56(58)$ до $130 \pm 25(31)$ тыс. лет.

Тобольский век - время великих западно-сибирских прарек. Тобольская аллювиальная свита прослеживается по долинам Иртыша, Оби, Енисея, по их притокам, а также в смежных регионах Урала, Северного Казахстана, Алтае-Саянской горной области и Среднесибирского плоскогорья. Этот аллювиальный горизонт традиционно выполняет роль маркирующего уровня во всей внеледниковой зоне Западной Сибири. Коррелятные морские обские (=туруханские) слои (свиты), к которым приурочена зона *Meliolinella pyriformis*, распространены по всему северу России и на арктических островах и поэтому также играют роль важнейшего биостратиграфического репера. В центральных и южных районах Западно-Сибирской равнины шло интенсивное почвообразование, а в таежной области, простиравшейся на север до $64-65^{\circ}$ с.ш., - торфонакопление. Соответственно в субэразовых покровных толщах, в частности, в пределах Приобской приподнятой равнины к тобольскому горизонту относится мощный шипуновский педокомплекс, состоящий из трех ископаемых почв черноземного и лугово-черноземного типа.

Обские (туруханские) морские слои (свиты) содержат одноименные комплексы фораминифер, в составе которых насчитывается свыше 40 видов с доминированием семейств эльфидинид, нонионид, ислаидиеллид, а также кассидулинид. Видовое разнообразие определяется присутствием арктических, бореально-арктических и бореальных форм с преобладанием двух последних группировок ($64-65\%$ от общего состава). Это позволяет считать обский (туруханский) комплекс арктобореальным [Гудина, 1976], а по сравнению с современными ассоциациями бентосных фораминифер Баренцева и Карского морей, возможно, несколько более тепловодными. Температура придонных вод в Обско-Туруханском бассейне оценивается в пределах $0-1^{\circ}\text{C}$, что, может быть, указывает на меньшую ледовитость Карского моря, чем в настоящее время.

Палинологическое изучение обских слоев (свит), охарактеризованных одноименным комплексом фораминифер [Гудина, 1966], осуществлено Е.Е. Гуртовой [1975] по разрезам скв. 1АМ, 1МТ, 3МТ (рис. 7), пробуренным в районе Мужинского Урала (примерно 64° с.ш.). В этих скважинах, вскрывших доказанцевскую толщу четвертичных отложений, Е.Е. Гуртовая выделила семь палинологических зон. Первая, самая древняя зона арктических пустынь и тундры, в спорово-пыльцевых спектрах которой отмечается много переотложенных микрофоссилий и пыльцы кустарничковой березки, относится к тильтимским слоям [по В.И. Гудиной, 1966] с верхнешайтанской (низямской) мореной в их кровле (см. рис. 7).

К зоне II относится основная часть разреза обских слоев в скв. 1МТ и 3МТ, а также низы скв. 1АМ. Здесь в спектрах преобладает пыльца древесных и кустарниковых пород (в среднем 50%), при значительной роли кустарничковой березки. Среди древесных доминирует пыльца древовидной березы (около 40%), кедра (17%), сосны (15%) и ели ($5-7\%$), а среди травянистых - злаковые, разнотравье, полыни ([Гуртовая, 1975], см.

рис. 2, 3, 4, 5, 6). Очевидно, по берегам Обского моря существовала разреженная северотаежная растительность, свидетельствующая о довольно прохладном климате.

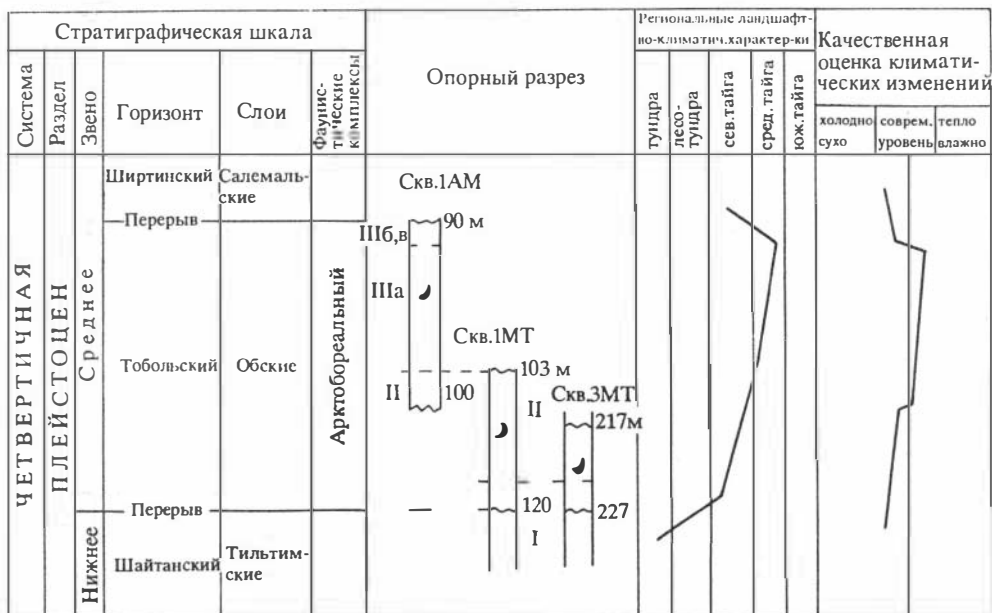


Рис.7. Ландшафтно-климатическая кривая тильтимского и обского времени. Мужинский Урал. Нижняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5. I - III - номера пачек, см. в тексте.

Зона III выделена Е.Е. Гуртовой [1975, см. рис. 2] в скв. 1АМ, где наблюдается наращивание разреза морских слоев. Снизу вверх выделяются две подзоны. Нижняя (IIIa) характеризуется довольно высоким содержанием пыльцы трав (в среднем до 20 %), сближением кривых мелколиственных и темнохвойных пород, присутствием пыльцы ели (15 %), сибирского кедра, в среднем 35 %. Верхняя подзона (IIIб), соответствующая верхней прикровельной части морских обских слоев, выделяется на спорово-пыльцевой диаграмме максимумом пыльцы древесных пород (до 80 %), высоким содержанием кедра (до 60 %), пыльцы ели (в среднем до 7 %) и пихты (2-3 %). Приведенные данные позволяют реконструировать сначала (IIIa) северную тайгу (березово-еловые леса с участием кедра и сосны), а затем (IIIб) среднюю тайгу, состав которой изменялся от елово-кедровых лесов с участием пихты, березы и сосны к преобладанию кедровых формаций с участием ели, пихты, березы и сосны, с незначительным травянистым покровом и затем к господству елово-кедровых лесов с участием березы и сосны. Время существования среднетаежных лесов Е.Е. Гуртовая [1975] относит к оптимуму тобольского межледниковья. В последующее поздне- и послетобольское время, согласно палинологическим данным, происходило постепенное замещение средней тайги в районе Мужинского Урала на северную тайгу - лесотундру и тундру.

На южном побережье Обского бассейна, в районе Белогорья (62-63° с.ш.), палинология аллювиальных и озерных осадков тобольской свиты

изучалась М.Р. Вотах. На спорово-пыльцевых диаграммах, составленных по разрезам 18 и 19 Кормужиханского яра [Архипов, Вотах, 1982; см. рис. 1, 2, 3] выявлена одна палинологическая зона, позволяющая реконструировать растительность типа средней тайги, смешанных хвойно-березовых лесов (рис. 8). Вероятно, они произрастали во время тобольского климатического оптимума по аналогии с районом Мужинского Урала (см. выше). Для южнее расположенных (1,5-2°) - Тобольского Прииртышья и Среднего Приобья (внеледниковая зона) в оптимум отмечается широкое распространение южно-таежных сосново-березовых и березово-сосновых лесов [Волкова, 1975].

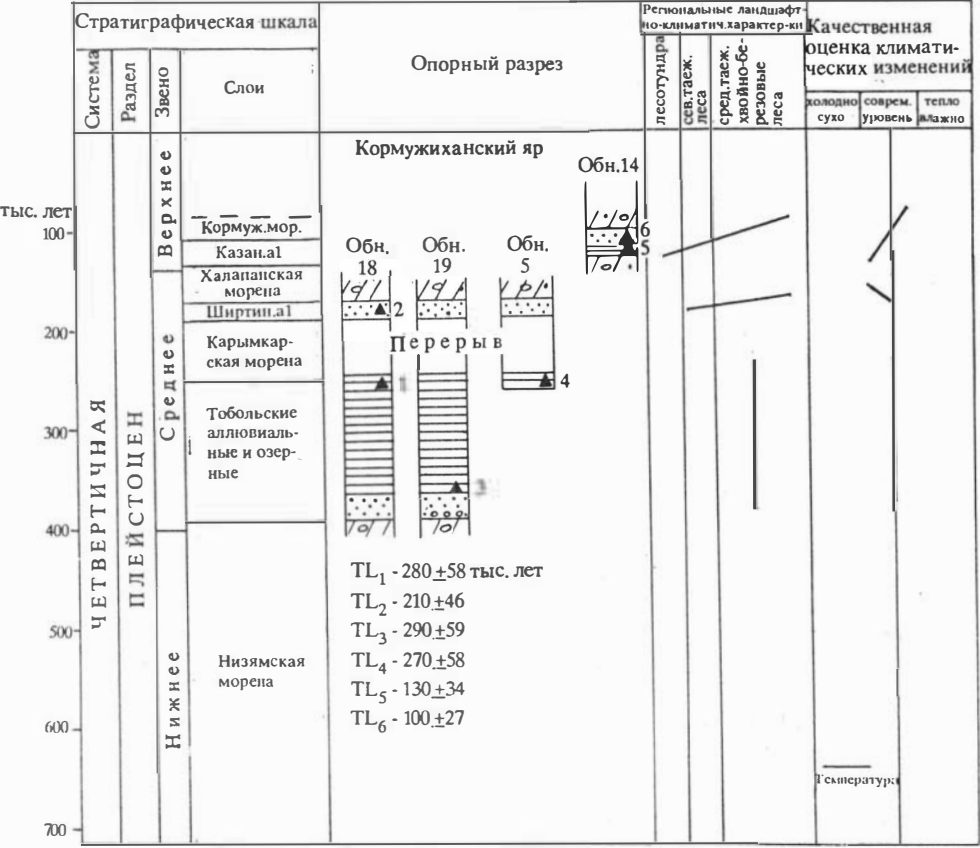


Рис.8. Ландшафтно-климатическая кривая тобольского, казанцевского и ширтинского веков.

Кормужиханский яр. Средняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5.

На Енисее, у южной окраины Енисейской депрессии, тобольская (туруханская) аллювиальная свита изучена О.В. Матвеевой в обнажении Бахтинского яра и скв. 5, 6 и 17 [Архипов, Матвеева, 1964]. В начале межледниковья существовали хвойные еловые леса с большим участием березы, примесь сосны, кедр и пихты, с обилием папоротников, лесных плаунов и луговой растительности. Климат был влажным и умеренно теплым. Затем, возможно, где-то посредине межледникового века тайга

уступила место березовым лесам с примесью ели и обильным травяным покровом. Изменения в составе лесов О.В. Матвеева связывает с некоторым иссушением климата. Во вторую половину туруханского (тобольского) межледниковья в долине Нижнего Енисея отмечается новый расцвет темнохвойной тайги, в которой доминировала ель. Эта фаза отвечает, по ее мнению, оптимальным климатическим условиям (рис. 9).

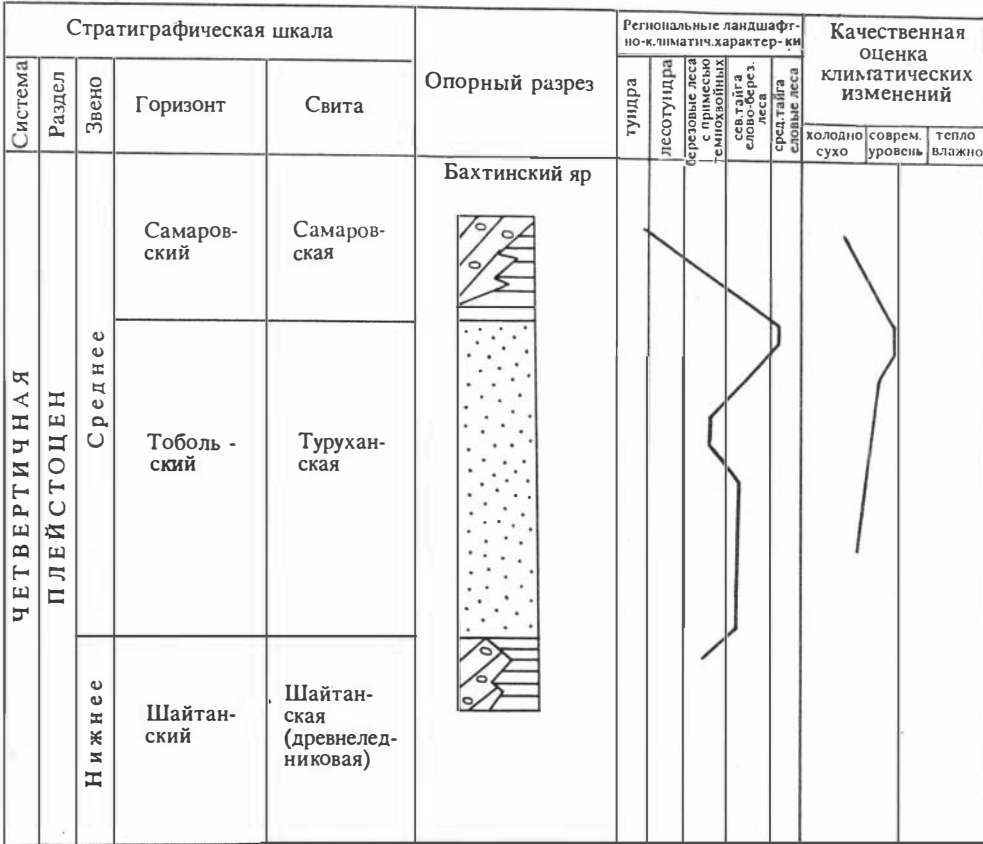


Рис.9. Ландшафтно-климатическая кривая туруханского межледниковья. Бахтинский яр, скв.5, 6 и 17. Нижний Енисей. Усл. обозн. см. на рис.5.

Итак, в тобольский климатический оптимум среднетаежные леса смещались к северу примерно до 65° с.ш. и произрастали вдоль побережий обского (туруханского) моря. Центральные районы Западно-Сибирской равнины до широты Тюмени и Томска были заняты южной тайгой, а далее к югу простирались широтно-вытянутые зоны лесостепи и степи, границы которых также были сдвинуты на 3-4° к северу. В.С. Волкова [1991] отмечает высокое содержание пыльцы ели (до 50 %) в спектрах из района Среднего Приобья, что превышает ее содержание в рецентных пробах в 5 раз. Это свидетельствует, наряду с широким распространением сосново-кедровых лесов в сочетании с елово-пихтовыми ассоциациями, на существенное (почти вдвое) увеличение среднегодового количества осадков. Среднегодовые температуры, по ее мнению, были выше современных на 10 °С. Зимние сезоны с температурой января -11-12,5 °С были короче и теплее почти на 7-

9 °С, летние - продолжительнее, более влажными и умеренно теплыми. Средняя температура июля не превышала +18 °С, что близко к современным значениям для центральной таежной зоны Западной Сибири.

Бахтинская ледниковая эпоха оставила два грандиозных субширотных пояса конечно-моренных образований, пересекающих Западно-Сибирскую равнину от Урала до Среднесибирского плоскогорья. Наиболее южное положение занимает самаровская краевая зона, локализуясь в полосе между 59°30' и 61°30' с.ш. в форме гигантской, несколько выпуклой к югу дуги. Краевая зона опирается на западе на высокое Лозьво-Пелымское междуречье, а на востоке - на Келлог-Теульческую возвышенность, опускаясь между ними в пределах Кондинской, Нижнеиртышской и Среднеобской низменностей (см. рис. 4). Тазовский краевой пояс располагается в целом севернее самаровского, в полосе между 60°30' и 63°30' с.ш. Его южная граница протягивается от Урала до Енисея по южному краю Кондо-Люлинворской и Восточной окраинам Беломорской возвышенности, далее по Сибирским Увалам и северной окраине Келлог-Теульческой возвышенности. Кроме того, по маргинальным формам рельефа намечаются крупные лопасти, видимо, типа выводных ледников, продвигавшихся по Оби до Ханты-Мансийска и по Енисею, возможно, до устья Подкаменной Тунгуски [Четвертичные оледенения..., 1987].

Информация по петрографии валунов и галек в самаровских моренах раскрывает основные черты структуры ледниковых покровов. Достаточно определенно оконтуриваются Уральский и Среднесибирский палеогляциорегионы с соответствующими центрами оледенений [Морена., 1987, с. 145]. Среднесибирский покров был преобладающим по площади ($85 \cdot 10^3$ км²) с ярко выраженной асимметричной формой юго-западного простирания. Судя по ареалам рассеивания трапповых валунов и пироксенов, ледниковые потоки с плато Путорана в максимум самаровского оледенения достигали широтного отрезка р. Обь и переходили на ее левобережье вплоть до низовьев Иртыша (рис. 10). Ледниковые покровы с восточного склона Урала транспортировали массу обломков кристаллических и осадочных пород палеозоя и ильменит-амфибол-эпидотовую ассоциацию тяжелых минералов. Уральский покров был почти в два раза меньше по размерам ($46 \cdot 10^3$ км²), он прошел по палеодолине Оби, Северной Сосьве, заполнил долину р. Казым, надвинулся на Белогорский материк и остановился у Ханты-Мансийска. Между ними, занимая Надым-Пурское междуречье, заключен весьма скромный по размерам Срединный палеогляциорегион ($28 \cdot 10^3$ км²). Морены здесь местами содержат скопления обломков сидеритов, халцедоны, а в тяжелых фракциях преобладают рудные минералы. В эту часть Западной Сибири ледники могли продвигаться только с севера. Можно предположить, что "Карский щит" слагали самостоятельные Гыдано-Таймыро-Карский, Новоземельско-Карско-Ямальский, Уральский покровы с орографически возвышенными центрами. В целом эти ледники имели значение гляциального барьера - препятствия, которое направляло и отодвигало к югу ледниковые массы, стекавшие с Урала и Средней Сибири.

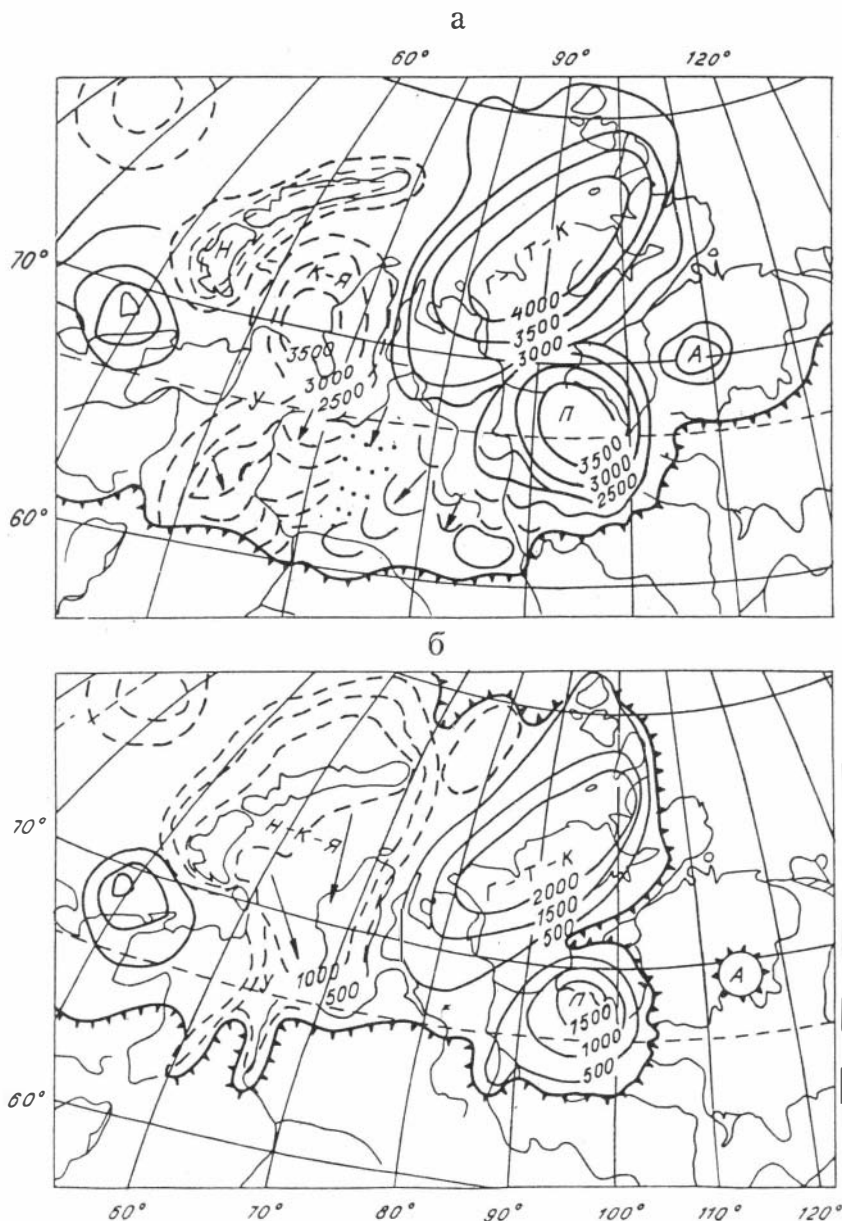


Рис.10. Структура ледниковых покровов и центры самаровского (а) и ранне-зырянского (б) оледенений Западной Сибири, по С.С. Сухоруковой [1991].

Покровы: Новоземельско-Карско-Ямальский (Н-К-Я), Уральский (У), Гыдано-Таймыро-Карский (Г-Т-К), Путоранский (П), Анабарский (А) с палеоизогипсами (1) ледниковых щитов и центров оледенений. **Границы:** 2 - общая максимального распространения льдов, 3 - растекания на низменности Среднесибирского покрова, 4 - Уральского, 5 - Таймыро-Гыданского.

Первичный ледниковый рельеф краевых зон, переработанный денудационными процессами, сложен напорными и дислоцированными самарскими и тазовскими моренами, а в ряде пунктов (Самарово, Большой Юган, Белогорская возвышенность и т.д.) - с гигантскими отторжениями

третичных и юрских пород. С дистальной стороны к конечным самаровским и тазовским моренам примыкают зандровые равнины, а в депрессионных низменностях ледниковые образования фациально замещаются подпрудно-озерными осадками.

На севере Западной Сибири бахтинское оледенение прерывалось в ширтинский межстадиальный (межледниковый) век морской трансгрессией. Поэтому самаровская и тазовская морены разделены морской салемальской (=санчуговской) свитой, а южнее - их континентальным аналогом - ширтинской аллювиально-озерной свитой [Гудина, 1976; Последнее оледенение..., 1977; Архипов, 1987]. Во внеледниковой области к бахтинскому надгоризонту относятся обычно отложения, слагающие IV террасу. Они залегают, как правило, поверх тобольского аллювия и расчленяются в ряде районов на три пачки аллювиально-серых и субаэральных осадков. К средней из них приурочена регионально распространенная ширтинская палеопочва, датированная в пределах Тобольского материка и Белогорской возвышенности ТЛ-методом в 180 ± 40 тыс. лет [Архипов, 1987]. В лессово-почвенном разрезе Новосибирско-Барнаульского Приобья надгоризонту соответствуют шибаевский (самаровский) и чулымский (тазовский) покровы лессовидных суглинков и супесей, разделенных чарышским педокомплексом [Волков, Зыкина, 1991].

Устанавливается несомненная преемственность в развитии растительности при переходе от тобольского межледниковья к самаровскому оледенению. Темнохвойная тайга позднетобольского времени замещается разреженной редкостной тайгой (в которой постепенно начинает доминировать береза), переходящей в самом начале самаровского века в березовые редколесья с участием травянисто-кустарниковых ассоциаций. Затем они сменяются березово-сосновой лесотундрой и, наконец, тундрой [Архипов, Матвеева, 1964].

Наиболее детально изменения растительности у края самаровского оледенения изучены Т.П. Левиной [История..., 1970a] в долине Енисея (Хахалевский, Завальный, Оплывной яры). В 90-метровом разрезе Хахалевского яра в подпрудно-озерных глинах, переслаивающихся с песками и ленточными глинами, установлено (снизу вверх) семь фаз растительности. Древнейшая - I фаза (тундра) - характеризуется спектрами с высоким содержанием пыльцы травянистых растений (разнотравья, злаков, полыней), кустарниковых видов, в том числе кустарничковой березки, и высоким процентом древесных пород, преимущественно пыльцы березы. По этим данным Т.П. Левина реконструирует безлесные пространства с зарослями кустарничковых березок, разнотравья, злаков, напоминающих современную тундру.

II фаза (березовые и еловые редколесья лесотундры) отличается увеличением пыльцы хвойных, особенно ели, березы и травянистых растений.

III фаза (тундра) вновь характеризуется спектрами, свидетельствующими о развитии открытых ландшафтов, близких к тундре, с зарослями кустарничковых березок.

IV фаза (березовые и еловые редколесья лесотундры) сходна со II фазой, однако в спектрах преобладает пыльца древесных пород, ели и бере-

зы, много пыльцы карликовой березы, а также пыльцы трав (особенно вересковых) и спор альпийского плауна и плаунок *Selaginella selaginoides*.

V фаза (тундра) выделяется резким увеличением количества пыльцы травянистых растений (злаки, полыни, разнотравье, маревые), а также ели (до 10-20 %). Показательно высокое содержание пыльцы ели (у границы ареала распространения содержание ели в рецентных пробах не превышает 10 %), что указывает на достаточно высокую влажность климата.

VI и VII фазы характеризуются развитием перигляциальных растительных ассоциаций типа тундростепей. В спорово-пыльцевых спектрах присутствует как пыльца ксерофитной травянистой растительности (полыни и маревые), так и представители тундры - кустарничковая березка и альпийские плауны при практическом отсутствии пыльцы ели и древесных пород, за исключением пыльцы березы.

Таким образом, холодный климатический ритм самаровского века (на это указывают тундровые, лесотундровые и тундро-степные ландшафты, существовавшие в районе Хахалевского яра, где в настоящее время произрастают среднетаежные леса) отчетливо распадается на два этапа: холодный влажный (фазы I-V) и холодный сухой (фазы VI-VII).

Между отмеченными этапами (конкретно между фазами V и VI) Т.П. Левина [История..., 1970a] обнаружила в разрезах Завального и Оплывного яров еще одну пропущенную фазу. Это фаза V/VI заболоченных березовых лесов с примесью сибирского кедра, сменившихся затем кедрово-еловыми лесами со степными участками. С нее начинается, по мнению Т.П. Левиной, холодно-сухой этап самаровского ледникового ритма. Очевидно, та же фаза была обнаружена А.И. Пермяковым при палинологическом изучении внутри самаровской пачки озерных осадков в скв. 8/3, пробуренной поблизости от Завального яра [Архипов, Матвеева, 1964].

В этом разрезе нижняя (25,0-129,0 м) и верхняя (14,0-19,0 м) морены (валунные суглинки) практически не содержат пыльцы и спор. Разделяющая их пачка озерных отложений (19,0-25,0 м) представлена торфом, перекрытым глинами и характеризующимся лесным типом спорово-пыльцевых спектров, отражающих развитие темнохвойных ассоциаций и соответствующих фазе IV/V. В спектрах вышележащих суглинистых осадков (19,0-20,0 м) наблюдаются некоторые изменения в составе лесной растительности: увеличивается количество березы, сосны, исчезает пихта, начинает преобладать пыльца полыни (40-50 %), лебедовых (5-10 %), злаков (10-13 %), разнотравья (27-30 %). Появляется пыльца кустарничковой березки. По-видимому, лесные ландшафты начали вытесняться лесотундровыми, с небольшим участием травянистых и споровых растений.

Аналогичная последовательность растительных фаз выявлена в процессе палинологических исследований самаровских отложений на Аганской возвышенности, расположенной на правом берегу Сургутской Оби, в междуречье (притоков Оби) Агана и Коликъегана. Самаровская ледниковая толща залегает с размывом на аналога семейкинской свиты (рис.11) и в сводном разрезе по трем скв. 120, 28 и 26 состоит из двух морен (валунных суглинков), разделенных пачкой озерно-ледниковых песков, алевроитов и ленточных глин, датированной у кровли ТЛ-методом в

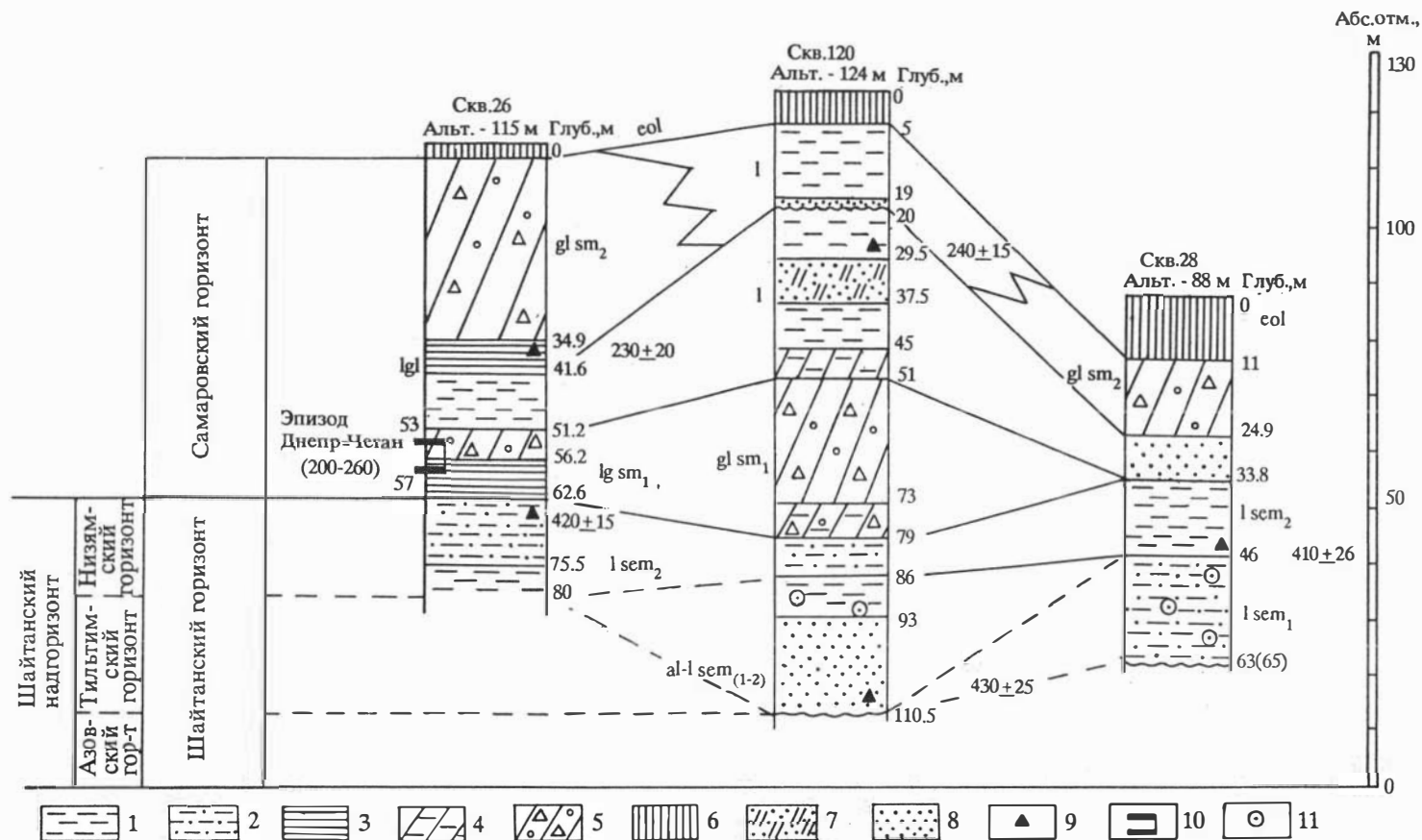


Рис.11. Стратиграфическое расчленение и корреляция четвертичных отложений Аганской возвышенности:

1 - глины; 2 - алевроиты (супеси); 3 - ленточные глины; 4 - суглинки с прослоями глин; 5 - суглинки и супеси с гравием и галькой; 6 - лессовидные суглинки; 7 - пески глинистые (супеси); 8 - пески; 9 - ТЛ-датировки, тыс. лет; 10 - палеомагнитный эпизод Чеган-Днепр; 11 - сидеритовые конкреции: sem_1 - нижняя, sem_2 - средняя, sem_3 - верхняя семейкинские пачки, sm_1 - нижняя и средняя, sm_2 - верхняя самаровские морены. Генетические типы: ледниковые морены (gl) и озерно-ледниковые (lg); озерный (l), аллювиальный (al); эоловый (eol).

240(230) $\pm$ 15(20) тыс. лет; к нижнему моренному слою приурочен палеомагнитный эпизод Днепр = Чеган (устное сообщение З.Н. Гнибиденко).

В разрезе скв. 120 самаровская толща (5-79 м) охарактеризована, по данным В.С. Волковой, семью растительными фазами (см. рис. 6). Первые четыре (снизу вверх), отнесенные к морене и низам перекрывающей озерной пачки (79-29,5 м), отражают последовательную смену растительности, начиная от сосново-березовых редколесий и затем к разреженным заболоченным березовым лесам с кустарничковой березкой, - к березовым лесам с примесью сосны и, наконец, - к разреженным березовым лесам со сфагновыми болотами. Эти тундрово-лесотундровые ландшафты явно соответствуют I-V фазам Хахалевского яра и холодно-влажному периоду самаровского оледенения. Далее по разрезу скв. 120 в средней части озерно-ледниковой пачки (29,5-19 м), датированной ТЛ-методом в 240 $\pm$ 15 тыс. лет, фиксирована фаза березовых лесов с кедром и сосной как очевидный аналог фазы V/VI (см. выше). Следующие две фазы, привязанные к верхним слоям озерно-ледниковой пачки (19-5 м), свидетельствуют сначала о господстве безлесных ассоциаций с ксерофитными (полыни, маревые) и тундровыми (кустарничковая березка) группировками, а затем о доминировании в спектрах древесной пылицы и широком расселении сосново-березовых лесов и сфагновых болот. Эта фаза прослеживается в разрезах скв. 28 и 26, где она привязана к осадкам верхнего моренного слоя, что иллюстрирует независимость спектров от литогенетического, фациального состава. По спектрам из скв. 28 В.С. Волкова реконструирует березовые леса (при доминировании пылицы древесных пород), а по скв. 26 в спектрах преобладает пылица древесных (38-48 %) при содержании пылицы трав в пределах 11-20 % и спор от 37 до 42 %, что позволяет говорить о лесотундровых ассоциациях (см. рис. 6).

Таким образом, если первая из отмеченных фаз отвечает второй холодно-сухой половине самаровского оледенения, то вторая, вполне возможно, - времени дегляциации, видимо, потеплению и увлажнению климата.

В ледниковой области, покрывавшейся самаровским ледниковым щитом, последовательность растительных фаз не установлена. Обычно фиксируются лишь ее отдельные фрагменты. Вместе с тем, для ледниковой зоны иногда выделяется фаза "арктических пустынь" (см. например, [Гуртовая, 1975; и др.]), неизвестная для приледниковых районов. Она проявляется по сильно обедненным спорово-пыльцевым спектрам, в которых отмечается лишь пылица кустарничковой березки, не считая переотложенных микрофоссилий. К сожалению, хронологическое положение фазы "арктических пустынь" в ледниковом ритме остается невыясненным.

В ширтинский век северные районы Западной Сибири заливались салемальским (=санчуговским) морем (см. рис. 4). Южнее в долинах рек шло накопление аллювия, а на междуречьях (в степных и лесостепных областях) - почвообразование черноземного и подзолистого лесного типов.

Салемальский (санчуговский) бассейн был мелководнее обского (туруханского), хотя имел близкие к нему размеры и положение южной границы, и также сильно опреснен. На это указывает спорадическая, мозаичная встречаемость в осадках фораминифер и немногочисленность стеногали-

новых форм, представленных недоразвитыми формами. В то же время следует заметить, что обедненность салемальского (санчуговского) комплекса фораминифер (очень низкое число особей каждого вида, от 1-3 до 20, редко до 50 экземпляров на 100 г породы, недоразвитые карликовые формы) можно объяснить очень большой скоростью осадконакопления и сильной замутненностью воды. В свою очередь, это было, очевидно, связано с сильной ледовитостью морского бассейна и гляциально-морскими условиями седиментации, что подтверждается и общим бореально-арктическим обликом салемальского и санчуговского комплексов фораминифер, в которых основную массу видов составляют холодноводные формы, существующие при отрицательных температурах (ниже 0 °С) придонных вод [Гудина, 1976].

Вдоль побережий морского бассейна существовали периодически лесотундровые и северотаежные ландшафты. Так, по данным М.Р. Вотах, предтазовские аллювиальные осадки в скв. 3 (район Салехарда) содержат спорово-пыльцевые спектры, в которых отмечаются пыльца березы (до 75 %), сосны, ольхи, реже ели и кедра, а среди травянистых растений - пыльца злаков, разнотравья, маревых и т.д., среди споровых отмечены папоротники и сфагновые мхи [Последнее оледенение..., 1977].

Для Мужинского Урала (скв. 1АМ и 3МТ) Е.Е. Гуртовая [1975] выделила две фазы растительности по разрезу морских салемальских пород. Ранняя (фаза VI), следующая в разрезе за фазой V "арктических пустынь", очевидно, самаровского ледниковья, отвечает началу салемальской трансгрессии и позволяет реконструировать лесотундру с ксерофитными группировками (обилие пыльцы полыни и маревых, а также пыльцы кустарничковой березки). По мнению Е.Е. Гуртовой, такие растительные ассоциации связаны с последними стадиями дегляциации. Поздняя (фаза VII), характеризующая основную часть разреза салемальских слоев, выделяется по спектрам, в которых господствует пыльца древесно-кустарничковых растений (60 %), среди них преобладает пыльца березы, отмечается пыльца кедра (15 %), елей (10 %), единично - пихты. В составе трав преобладают злаки и разнотравье, среди споровых - зеленые мхи, сфагнумы и папоротники. Такие спектры Е.Е. Гуртовая считает показательными для северной тайги.

Южнее, в районе Белогорья, согласно исследованиям М.Р. Вотах, в течение ширтинского века произошла также двукратная смена растительности. Однако в раннюю фазу здесь произрастала северная тайга (на Мужинском Урале - лесотундра), а в позднюю - среднетаежные смешанные хвойно-березовые леса [Архипов, Вотах, 1982].

В приенисейской части Западно-Сибирской равнины ширтинский аллювий ("мессовско-ширтинские слои") изучен в скв. 7, пройденной в д. Нижний Имбак на правом берегу Енисея. В разрезе устанавливается постепенный литологический переход от позднесамаровских озерных ленточных глин сначала к ширтинским суглинистым озерным отложениям с прослоями торфа, а затем к супесчаным и песчаным аллювиальным осадкам. Палеофлористические материалы показывают, что накопление позднесамаровских (варламовских) глин происходило в холодном водоеме, образованном, по-видимому, талыми водами ледника. В основном

проеобладали открытые ландшафты типа березового редколесья [Архипов, Матвеева, 1964]. По мере зарастания и заболачивания водоема характер растительности менялся. В ширтинское время широко распространились березовые леса с примесью ели и пихты, которые в сочетании с вересковыми, папоротниками и лесными видами плаунов были приурочены к долинам рек. Холодолюбивые растения: кустарничковая березка, эфедра, арктические виды плаунов, полыни, лебедовые играли незначительную роль. Доминирование березы существенно отличает ширтинские леса от тобольских, возникшие из лесотундровых растительных ассоциаций, они не достигли развития темнохвойной (средней, южной) тайги. Климат был относительно теплым, близким к современному.

Палинологическая информация для тазовского горизонта достаточно обширная, но, как правило, неудовлетворительно привязана к геологической основе. Это объясняется тем, что стратиграфическая позиция тазовских морен на севере Западной Сибири долгое время оставалась недоказанной. В палинологических работах Л.В. Голубевой, З.П. Губониной, Н.С. Соколовой достаточно условно к тазовскому веку относились спорово-пыльцевые спектры, полученные из верхних частей салемальской свиты, а Е.В. Коренева, О.В. Матвеева, В.В. Зауер и другие исследовали спектры либо из объединенных санчуговско-тазовских, мессовско-санчуговских и т.п. толщ, либо вообще не изучали собственно тазовские отложения [Основные этапы..., 1968]. Тем не менее, установлено, что в позднесалемальское (тазовское?) время в низовьях Оби существовали безлесные тундровые ландшафты с участием карликовой березки, полыней и лебедовых. Сходные растительные ассоциации выявлены и для тазовско-санчуговских отложений на Енисейском севере.

В середине 70-х годов выяснилось, наконец, стратиграфическое положение тазовского горизонта. В скв.3 около Салехарда тазовские отложения установлены поверх салемальских и под казанцевскими морскими слоями [Последнее оледенение..., 1977]. Спорово-пыльцевые спектры, изученные М.Р. Вотах из нижних слоев тазовской толщи, позволяют восстановить растительность лесотундры южного типа. В них отсутствует пыльца карликовой березки, а споры представлены в основном лесными формами плаунов и папоротников. Выше по разрезу появляется пыльца кустарничковой березки, сфагнумов, зеленых мхов, что свидетельствует о лесотундровых условиях. Хронологическое сопоставление фазы тундры из тазовских отложений и лесотундры из верхов салемальской свиты весьма затруднительно, как неясно и то, относятся ли они к началу или к концу оледенения.

Палеогеографическая обстановка бахтинской эпохи определялась двухразовым разрастанием грандиозных ледниковых покровов (см. рис. 4) радиально изменивших всю природу центральной и южной частей (к югу от 59-60° с.ш.) Западной Сибири, которая оставалась за их пределами. Внутренние низменные районы становились ареной подпрудно-озерной, а периферийные южные приподнятые равнины - субэральной аккумуляции в условиях глубоко нивального климата. Происходила драматичная перегруппировка растительного мира: погибали таежные леса; тундровые,

арктические и субарктические растения мигрировали на 1000 км к югу в нынешние лесостепи и степи, облик которых, в свою очередь, совершенно преобразался. В целом это были либо перигляциальные, сильно заболоченные тундры и лесотундры, либо тундростепи, не имеющие современных аналогов. Не исключено, что в пессимумы оледенений могли появляться и арктические пустыни, а среднегодовые температуры снижаться на 7-8 °С относительно современных [Волкова, 1977; Антропоген..., 1984].

Существенное смягчение климата следует предполагать в короткий (10-20 тыс. лет) ширтинский век и, как следствие, частичное восстановление речной сети. Ширтинский аллювий локализуется гипсометрически выше тобольского, распространен более фрагментарно и имеет значительно меньшую мощность. Базис эрозии был на несколько десятков метров выше, что связано с обширной салемадьско-санчуговской трансгрессией, заливавшей современные тундровую и лесотундровую зоны. Видимо, в ширтинский век восстанавливались леса северотаежного облика, в современных степных и лесостепных районах шло почвообразование подзольного, лесного типа.

Особо следует отметить еще два потепления: внутри самаровского ледниковья и во время дегляциации. Первое было, несомненно, кратковременным, но очень резким. Судя по палинологическим данным, на широте устья Подкаменной Тунгуски существовала темнохвойная тайга с кедрово-еловыми лесами, а в Сургутском Приобье - березовые леса с кедрами и сосной, свидетельствующие о существенном потеплении. В настоящее время названные районы располагаются соответственно у северной границы средней или уже в зоне северной тайги. Потепление в период распада ледникового щита характеризуется лесотундровыми условиями.

Поздний плейстоцен (верхнеплейстоценовое звено)

В позднем плейстоцене выделяется четыре горизонта. Радиометрический возраст звена устанавливается в интервале от 130 до 10 тыс. лет.

Казанцевский межледниковый горизонт. В региональную схему введен решением МСК СССР в 1960 г. [Решения и труды..., 1961]. Соответствует "горизонту с *Cyprina islandica*" В.Н. Сакса [Сакс, Антонов, 1945], который позже получил название казанцевского по р. Казанцева, в низовьях Енисея. Там же описан типовой разрез прибрежно-морских осадков, мощностью от 10 до 30-40(80?) м [Стратиграфический словарь..., 1982]. Глубоководные отложения максимума (по фораминиферам) казанцевской трансгрессии на р. Пур, в бассейне Пясины [Левчук, 1984] датированы методом ЭПР в 134,8 тыс.лет. На Енисее, на Каргинском мысу, казанцевские пески с *Cyprina islandica* получили ЭПР-возраст в 121,9 тыс. лет [Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986]. По C^{14} они же датированы от 42-46 до более, чем 50 тыс. лет [Кинд, 1974]. Континентальные аналоги - ялбыньинская аллювиально-озерная свита [Захаров, 1970] и ее стратиграфические эквиваленты имеют ТЛ-

возраст в интервале $130 \pm 25(31) - 100(110) \pm 17(27)$ тыс. лет. К ним приурочен палеомагнитный эпизод Блейк. Судя по этим данным и сопоставлению казанцевских морских слоев (свит) с эзом [Гудина, 1976], казанцевский горизонт можно отождествлять с подстадией 5^c изотопно-кислородной шкалы.

Ермаковский ледниковый горизонт введен в региональную схему Межведомственным стратиграфическим совещанием 1967 г. [Решения и труды..., 1970] вместо ранее выделявшегося зырянского горизонта [Решения и труды..., 1961]. Стратотипический разрез расположен на левом берегу Енисея у д. Ермаково (севернее г. Туруханска). Ермаковские слои сложены валунными суглинками (морена) и ленточными глинами мощностью до 25-30 м. Залегают на казанцевских отложениях и перекрываются с перерывом (на который приходится каргинский век) ледниковыми образованиями ньяпанской стадии сартанского оледенения [Архипов, 1969]. Ранее С.П. Альтер обе ледниковые толщи объединял в "отложения ермаковской стадии", которую он отождествлял с ньяпанской и, согласно первоначальным представлениям В.Н. Сакса [1953], включал в зырянское оледенение. Расчленение разреза на две разновозрастные ледниковые толщи в Ермаковском разрезе и выделение одноименных слоев стало очевидным после того, как С.Л. Троицкий [1967] доказал, что ньяпанская морена залегает поверх каргинского горизонта. Объем ермаковского горизонта по последним радиометрическим данным устанавливается примерно от 100(115) до 50(55) тыс. лет.

На нижней Оби горизонт подразделяется на кормужиханские ($100(110) \pm 15(27) - 80 \pm 11$), богдашкинские ($80 \pm 11 - 65 \pm 8$) и хашгортские ($65 \pm 8 - 50(55)$ тыс. лет) слои. Соответственно первые и вторые могут коррелироваться с 5^d и 5^{c,b,a} подстадиями изотопно-кислородной шкалы, а хашгортская морена отождествляется с четвертой стадией.

Каргинский межстадиальный (мследниковый?) горизонт не имеет в настоящее время стратотипа. Ранее им считался разрез на мысе Каргинском в низовьях Енисея, описанный В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945; Стратиграфический словарь..., 1982]. Морские отложения оказались здесь казанцевскими (ЭПР - 121,9 тыс. лет, см. выше). Практически в южных и центральных районах Западно-Сибирской равнины к каргинскому горизонту относятся аллювиальные и озерные отложения, имеющие радиоуглеродный возраст от 50(55) до 23 тыс. лет (третья изотопно-кислородная стадия) и пользующиеся повсеместным распространением в долинах западно-сибирских рек. На севере равнины, на Нижней Оби, горизонт подразделен на три подгоризонта: харсоимский (нижекаргинский), лохподгортский и верхнекаргинский. К первому относятся осадки харсоимской трансгрессии и синхронные аллювиальные и озерные золотомыские слои, со вторым связаны ледниковые образования небольшой ледниковой подвижки и, наконец, последний подгоризонт слагают аллювиальные отложения, традиционно считавшиеся каргинскими.

Сартанский ледниковый горизонт потерял свой первоначальный стратотип на р. Сартан (исток р. Яна), в Верхоянском хребте [Стратиграфический словарь..., 1982], а его стратиграфический объем

существенно расширен. Ранее к нему относили только ледниковые образования (конечные морены) в долинах горных районов Сибири: Полярного Урала, Бырранга, Путорана и т.д. - считая их заключительной стадией зырянского (послекаргинского) оледенения. Со второй половины 60-х годов [Троицкий, 1967] в сартанский горизонт включали, помимо собственно сартанских (норильских, полярно-уральских), также образования гыданской (караульской) и ньяпанской стадий зырянского оледенения. В таком расширенном варианте стратотип горизонта может быть только ареальным, включающим совокупность стратотипов всех стадий зырянского (послекаргинского) оледенения. Радиометрический возраст горизонта в пределах 22(23)-10 тыс.лет, что соответствует второй стадии изотопно-кислородной шкалы.

В связи с пересмотром возраста стадий последнего оледенения и их стратиграфической позиции изменился и статус зырянского горизонта в его первоначальном понимании [Сакс, Антонов, 1945]. Он переведен в ранг надгоризонта решением МСК СССР [Решения и труды..., 1970].

Зырянский надгоризонт объединяет "все отложения, залегающие стратиграфически выше казанцевского горизонта" [Указания..., 1984] и подразделяется на ермаковский, или нижнезырянский (бывший зырянский), каргинский (среднезырянский) и сартанский (верхнезырянский) горизонты [Решения и труды..., 1970; Региональные схемы..., 1981].

Казанцевское межледниковье выделяется как самое теплое и короткое ($130 \pm 25(31)$ - $100(110) \pm 17(27)$ тыс. лет) время бореальной трансгрессии и оформления современной речной сети. Морем были затоплены северные приморские низменности примерно до широты полярного круга. Южнее, в речных долинах, шла аккумуляция аллювиальных и озерных осадков. В покровном комплексе на южных междуречных равнинах в казанцевский век сформировался бердский педокомплекс в составе двух ископаемых черноземных почв, а севернее, в переувлажненной области, - погребенные торфяники.

Казанцевский морской бассейн был тепловоднее и менее ледовитым по сравнению с современным Карским морем. В пользу этого, безусловно, свидетельствуют казанцевские комплексы фораминифер и малакофауны [Гудина, 1976; Троицкий, 1966; Левчук, 1984] бореального и арктобореального типа, с присутствием лузитанских видов. Существенно добавить, что теплолюбивые формы доминируют как в глубоководных, так и в мелководных ассоциациях в начальную, максимальную и заключительную стадии трансгрессии. Температура придонных вод неизменно оставалась низкоположительной в пределах 3-4 °С.

В морских слоях встречены панцири диатомовых водорослей. Упоминания о них имеются в работах А.М. Белевич [1963, 1965], описавшей диатомовую флору в разрезах по р. Соленая. В ее составе доминируют арктобореальные виды, присутствуют арктические, бореальные и южно-бореальные формы, что и послужило основанием для определения казанцевского возраста. Диатомеи из казанцевских морских осадков, распространенных на Тазовском полуострове, представлены арктобореальными морскими и умеренно тепловодными пресноводными видами [Мотылинская, 1965]. Наиболее богатая флора обнаружена на р. Аган. В ее

составе Н.А. Скабичевская [1984] выделила четыре подкомплекса. Во II-IV доминируют бореальные и арктобореальные группы, с заметным участием южно-бореальных видов. Присутствие океанических и южно-бореальных видов с высокими оценками встречаемости совместно с умеренно тепловодными моллюсками позволяет относить их к максимуму казанцевской трансгрессии при летних температурах поверхностных вод выше 0 °С и зимних - около 0 °С, что согласуется с оценками по фораминиферам температурного режима придонных вод.

Наиболее тепловодные пресноводные диатомеи казанцевского возраста обнаружены в скв. 9 на р. Турухан, притоке Нижнего Енисея [Алешинская, 1961]. Осадки, содержащие панцири диатомей, сложены суглинками местами с растительными остатками, с прослоями песка. Ведущее место занимают северно- и южно-бореальные умеренно теплолюбивые виды.

На Нижней Оби диатомовая флора встречена в ялбыньинской свите (Карымкарский разрез), залегающей на дислоцированной ледниковой толще карымкарской (самаровской) морены. Флора состоит из североальпийских и широко распространенных видов. Настоящих теплолюбов не отмечено.

Первые палинологические исследования морских казанцевских отложений, предпринятые М.В. Барковой [1961], показали, что по берегам морского бассейна произрастали хвойно-лиственничные леса с елью, сосной, пихтой, березой, ольхой и т.п.

В работе В.А. Зубакова и Г.М. Левковской [1969]*, относящейся ко времени становления современных стратиграфических представлений, к казанцевским были отнесены осадки с салемальским комплексом фораминифер в разрезе скв. 3 Ярсалинского профиля [Гудина, 1966]. По данным названных авторов, верхняя часть салемальского морского разреза (глубины 74-100 м) охарактеризована палинологической зоной III, в которой происходит смена растительности от кедрово-лиственничного редколесья к березово-ольховым лесам и в конце интервала - к лесотундрам и кедрово-еловому редколесью.

Южнее, в аллювиальных осадках Енисея, Е.В. Кореневой и О.В. Матвеевой обнаружены спектры, указывавшие на существование темнохвойных елово-пихтовых лесов с примесью кедра, березы с обилием плаунов и папоротников и на климат теплый и влажный [Архипов, Матвеева, 1964]. Позднее М.В. Никольская высказала предположение, что аналогичные лесные ценозы могут свидетельствовать о казанцевском климатическом оптимуме.

В 1977 г. М.Р. Вотах опубликовала палинологическую характеристику казанцевских морских слоев, впервые обнаруженных поверх тазовской морены в скв. 3, пробуренной в районе г. Салехарда [Последнее оледенение..., 1977]. Казанцевский горизонт в этом разрезе начинается пачкой (прибрежных?) песков, перекрытых суглинистыми осадками с типично казанцевским комплексом фораминифер. Поэтому, вполне возможно, что последние отвечают началу трансгрессий. Спорово-пыльцевые спектры,

*Отложения, казанцевский возраст которых не имеет биостратиграфического (моллюски, фораминиферы) подтверждения, относятся, как правило, к иным литостратиграфическим подразделениям (Последнее оледенение..., 1977).

извлеченные из них, - лесотундрового типа (рис.12). Среди древесной пыльцы отмечается береза (до 20 %), в составе кустарниковых растений - пыльца кустарничковой березки и ольховников, среди трав - злаковые и разнотравье, включая ксерофиты (маревые и полыни), а также споры лесных видов плаунов, папоротников и сфагнома. Спектры достаточно сходные с теми, что устанавливаются для конца оледенений.

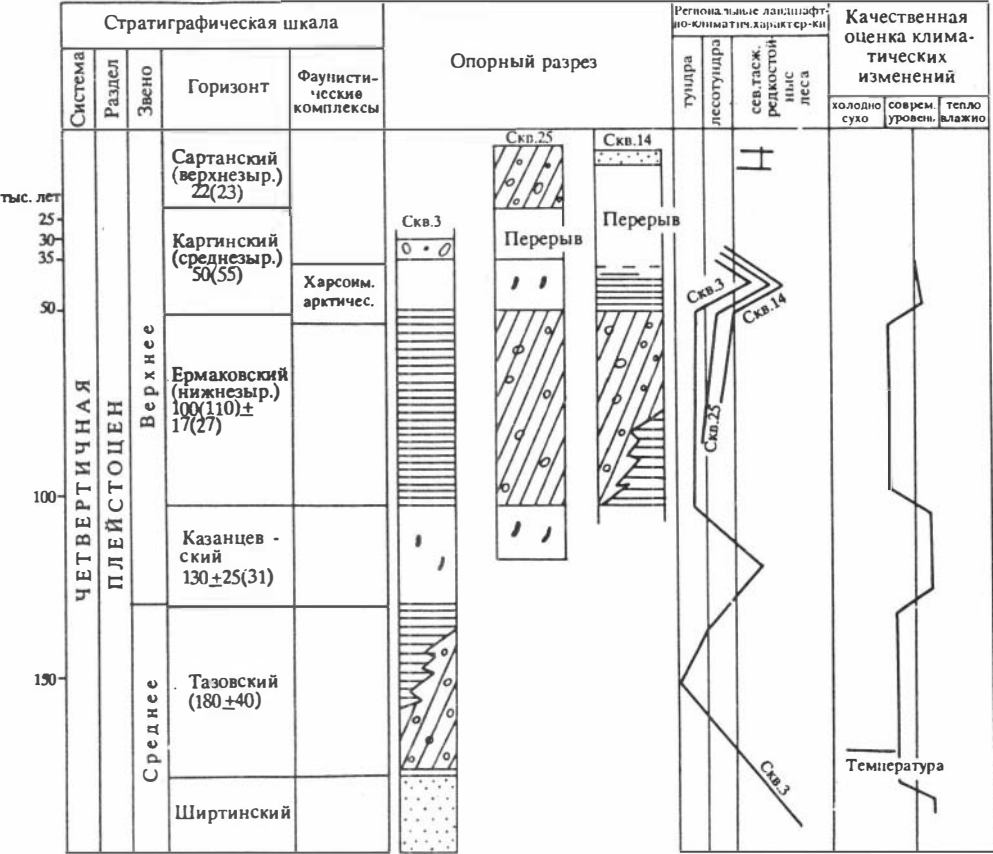


Рис.12. Ландшафтно-климатическая кривая, составленная для Салехардского опорного разреза по скв. 3, 25 и 14. Усл. обозн. см. на рис. 5.

С наибольшей детальностью последовательность растительных фаз установлена Е.Е. Гуртовой [1975] для достаточно полных разрезов морских казанцевских отложений, расположенных в современной тундре на западном побережье п-ва Ямал, у Марре-Сале и на восточном берегу Енисейского залива, у Луковой протоки.

В Марре-Салинском разрезе подстилающие салехардские (тазовские?) отложения характеризуются фазой тундры. Изменения растительности в казанцевский век начинаются с фазы I - незаболоченных северных редколесий с господством в спорово-пыльцевых спектрах кедра, сосны, березы и ели. Последующие фазы представлены: II - заболоченные северные редколесья с господством темнохвойных пород, ели и кедра; III - северотаежные редколесья с большим участием ели. Очевидно, эти фазы

отражают восходящую ветвь палеоклиматической кривой казанцевского межледниковья, а фаза III - наиболее благоприятные условия (оптимум), когда по берегам Казанцевского моря (69-70° с.ш.) на месте современной субарктической тундры, произрастала темнохвойная, хотя и разреженная, лесная растительность. Следующие три фазы соответствуют, вероятно, второй половине межледниковья: IV - тундра, V - северные редколесья с господством березы и VI - лесотундра, выявляя постепенные колебательные изменения на фоне похолодания климата (рис. 13).

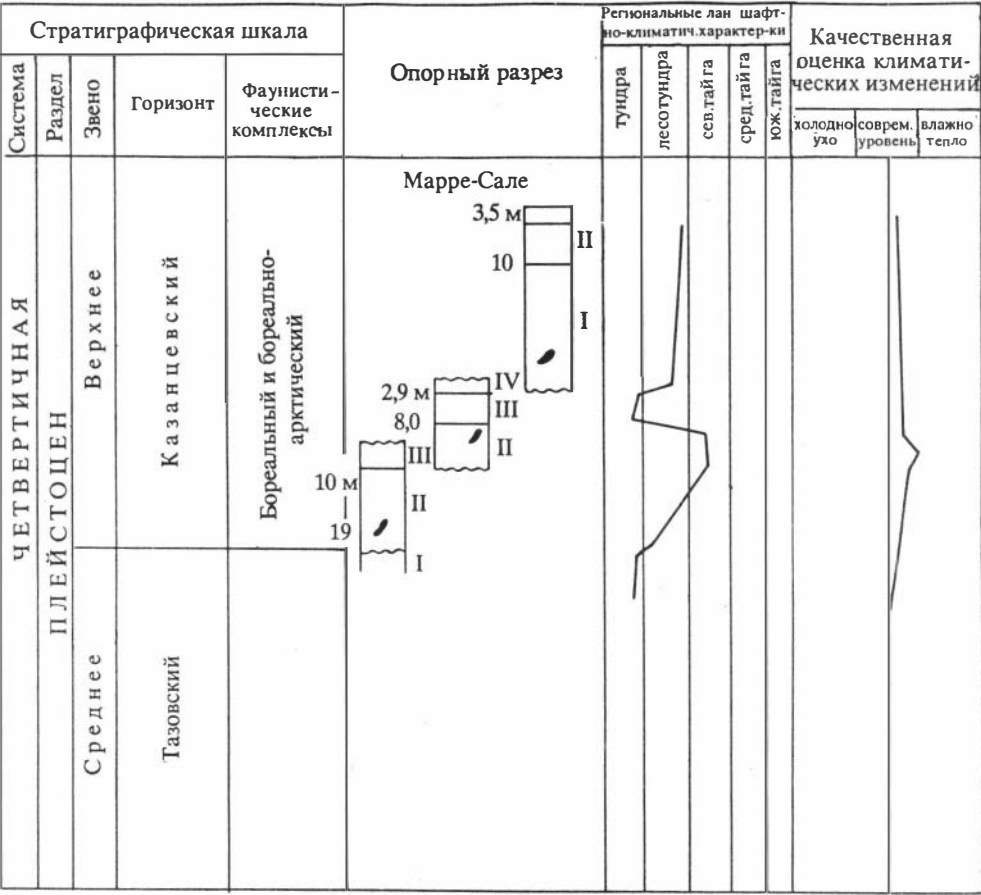


Рис.13. Ландшафтно-климатическая кривая для казанцевского межледниковья. Юго-западное побережье Ямала. Марре-Сале. Усл. обозн. см. на рис.5. I-IV - номера пачек см. в тексте.

В низовьях Енисея, в разрезе Луковой протоки (около 70° с.ш.), палинологическая информация касается морских и прибрежно-морских регрессивных фаций Казанцевского моря [Волкова, Гуртова, Левчук, 1988]. Выявленная последовательность растительных изменений начинается с фазы березовых редколесий (рис. 14). В спектрах преобладает пыльца березы при малом содержании пыльцы ели, кедра, сосны, а среди спор - лесные формы. Следующие две фазы соответствуют северной тайге, но первая из них ближе к лесотундре. В составе флоры возрастает роль древесных пород

(45-60 %) - береза, ель, сосна, ольха, нихта (до 5 %), присутствует кустарничковая березка, среди трав - злаки и разнотравье. Споровые растения представлены папоротниками и сфагновыми мхами, а также плаунами, произрастающими в бореально-таежной зоне. В заключительную, четвертичную фазу, принадлежащую регрессивным прибрежным мелководным осадкам, происходит обеднение флоры до лесотундровых ассоциаций. Таким образом, климатический оптимум, так же как и на Ямале, характеризуется распространением лесной северотаежной растительности вдоль береговой линии Казанцевского моря. Следовательно, в оптимум на севере Западной Сибири исчезали тундра и лесотундра. Климат был значительно теплее и влажнее современного, при средних температурах июля +15-16 °С, января -22 °С и среднегодовых -7 °С. Среднегодовое количество осадков могло достигать 450 мм [Волкова и др., 1988].

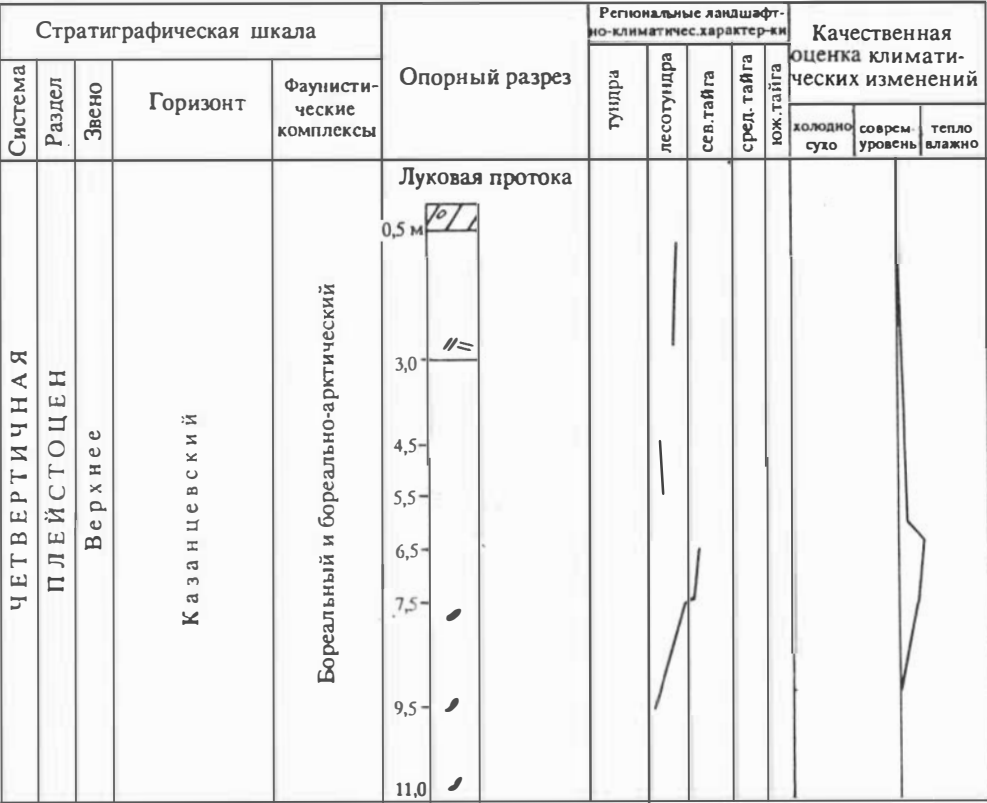


Рис.14. Ландшафтно-климатическая кривая для казанцевского межледникового. Луковая протока. Енисейский залив. Усл. обозн. см. на рис. 5.

Южнее полярного круга распространены аллювиальные и озерные осадки. На Белогорье, в Кормужиханском яру (см. рис. 8), к ним относится верхняя межморенная пачка, в разрезе которой М.Р. Вотах выделила два этапа в развитии растительности: фазу редкостойных северотаежных лесов с примесью хвойных и фазу среднетаежных лесов [Архипов, Вотах, 1982]. Первая отличалась от последующей количественным участием в древостое

отдельных родов древесных растений. В эту фазу значительно большее участие в растительном покрове принимали кустарниковая форма березы, ольха, ольховник и ива. Травянистый покров также отличался большим разнообразием, преобладали разнотравно-злаковые ассоциации, тогда как в последующую фазу среднетасжных лесов значительно больше стало попоныей, сократился видовой состав разнотравья и водолюбков.

В другом Белогорском обнажении, ниже устья Карымкарского сора, казанцевская (ялбыньинская) свита представлена песчано-глинистыми аллювиальными осадками с крупной линзой торфа [Ледниковая геология..., 1978]. Прослой суглинистого материала в торфяной линзе датирован ТЛ-методом в 130 ± 31 тыс. лет. По данным Т.П. Левиной [Там же], снизу вверх по разрезу выделяется несколько этапов в развитии растительности. Зона I - березы и знаки (березовое редколесье). В спектрах преобладает пыльца древесных пород и трав. Доминирует пыльца то древесных пород (береза), то трав, среди которых господствуют злаки и разнотравье. Споры принадлежат папоротникам, сфагновым мхам, встречаются споры плаунов (рис.15).

Зона II - злаки (безлесная перигляциальная растительность), - в спектрах которой преобладает пыльца недревесных растений, присутствует пыльца кустарничковых березок и вересковых. Пыльца трав принадлежит злакам и разнотравью, встречаются эфедры.

Зона III - ели, сосны, лиственницы и березы (елово-сосново-лиственничные и березовые редколесья) - относится к линзе торфа. В спектрах преобладает пыльца древесных пород и спор. Пыльца древесных принадлежит ели, сосне и березе, реже - лиственнице. Постоянно присутствует пыльца водных растений. Среди споровых господствуют папоротники.

Зона IV - ели и березы (березовые и еловые леса) - установлена для верхних (над торфом) слоев свиты. Пыльцы трав и спор очень мало, господствует пыльца древесных пород, в основном березы и ели.

Зона V - злаки и разнотравье (безлесная перигляциальная растительность) - характеризует покровные сартанские осадки.

Оптимальные условия фиксируются третьей палинозоной, приходящейся в разрезе на слой торфа. По мнению Т.П. Левиной, появление еловых лесов в районе Карымкарского сора произошло под влиянием относительно теплого и влажного, но несколько более прохладного, чем современный климата.

Палеокарпологические исследования, неоднократно проводившиеся В.П. Никитиным [1970], показали, что в торфе и вмещающих породах содержатся остатки растений исключительно современных сибирских видов. Наиболее бедная флора извлечена из осадков под торфом. Она включает в себя остатки типично таежных (лиственница, ель, береза) деревьев и бореальных кустарников (можжевельник, боярышник, малина), что позволяет реставрировать елово-лиственничную тайгу с участием белоствольной березы и таежных трав с климатом для Белогорья, близким к современному. Из торфа и покрывающих алевритов (супесей) происходит самая богатая флора, содержащая некоторое количество сравнительно теплолюбивых форм, произрастающих сейчас в Западной Сибири, как

правило, несколько южнес. Это *Isoetes echinospora* Dur., *Potamogeton obtusifolius* Mart. et Koch, *Najas marina* R, *Hydrocharis morsus ranae* L, *Nymphaea candida* Presl., *Fragaria viridis* Duch. и некоторые другие. В.П. Никитин отмечает, что современный ареал распространения этих видов ограничен 58-59° с.ш. Следовательно, судя по ископаемой флоре, можно говорить о смещении к северу современных ландшафтных зон на 3-4° и климате чуть более мягком, чем современный.

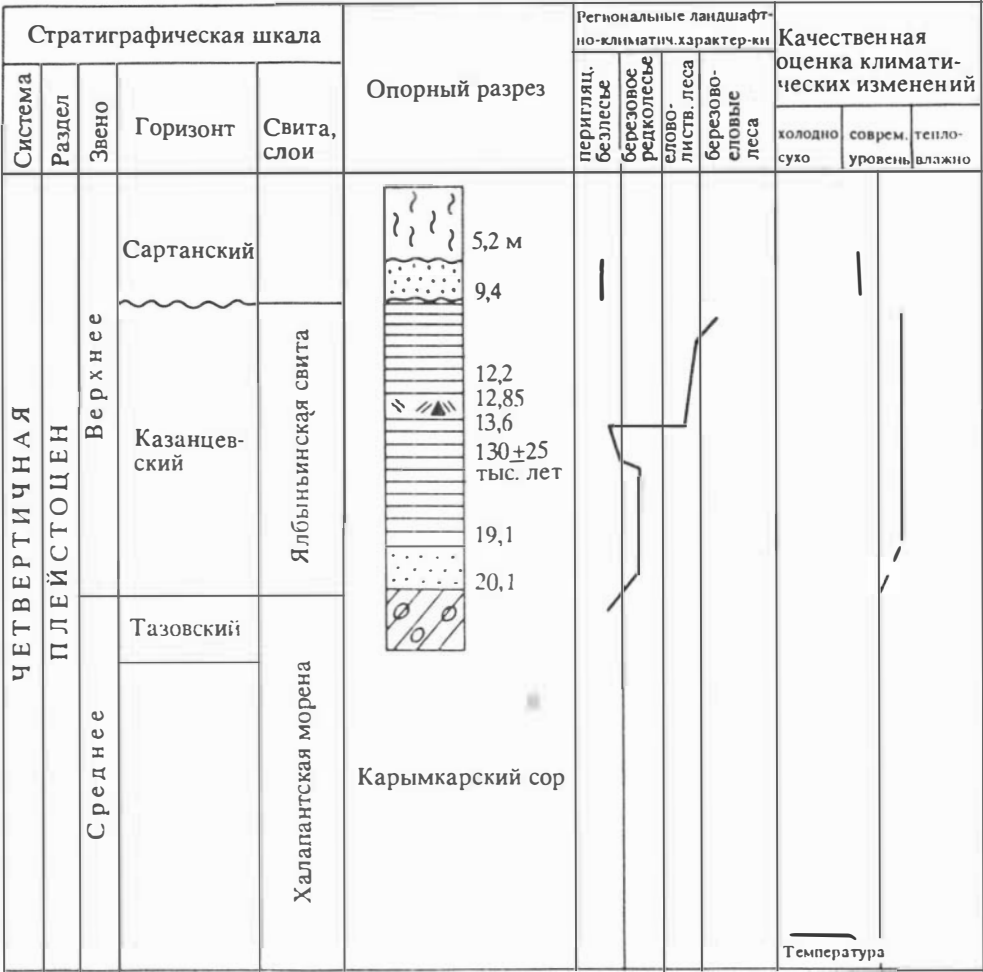


Рис.15. Ландшафтно-климатическая кривая для казанцевского мсжледни-КОВЬЯ. Карымкарский сор. Нижняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5.

На Нижнем Иртыше казанцевские слои, залегающие в основании покровных субаэральных суглинков и на подстилающих тазовских, иногда ширтинских осадках, представлены почвенно-торфяным комплексом [Архипов и др., 1987; Волкова и др., 1988; Гуртова, Кривоногов, 1988; Дергачева, Зыкина, 1988]. Так, в г. Ханты-Мансийск (61° с.ш.) в песчаном карьере у горболюбницы к ним относятся залегающие под покровными суглинками две слабогумусированные гидроморфные палеопочвы (0,3 и 0,5 м), разде-

ленные прослоем лессовидных супесей и глинистых песков (0,5 м). Нижняя палеопочва в кровле содержит линзы спрессованного коричневого осоково-го торфа (0,1-0,2 м) и подстилается серыми алевроитами с линзочками торфа и растительного детрита. Комплекс по своему строению напоминает бердскую сдвоенную палеопочву Приобского плато и залегает с перерывом на лессовидных суглинках, в подошве которых лежит, очевидно, ширтинская палеопочва [Архипов и др., 1987; Волкова и др., 1988]. По радиоуглероду торф получил запредельную датировку (> 50 тыс. лет). Алевроиты датированы ТЛ-методом в 130 ± 25 тыс. лет (определение О.А. Куликова). К ним же приурочен палеомагнитный эпизод Блейк (устное сообщение Л.С. Куликовой). По данным В.А. Бахарева [Волкова и др., 1988], алевроиты и нижняя палеопочва характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на развитие ольхово-березовых лесов с примесью хвойных. В спектрах из торфяника доминирует пыльца древесных пород (до 85 %), среди которых преобладает пыльца березы, отмечается пыльца сосны, а также липы и вяза. Они отражают развитие, вероятно, южно-таежных лесов и относятся к климатическому оптимуму. К сожалению, верхняя погребенная почва и подстилающие ее супеси практически содержат мало пыльцы.

Аналогичное строение (палеопочва и нижележащий торф) и условия залегания (на тазовских осадках и в основании покровного комплекса) имеют казанцевские слои в обнажении на правом берегу Иртыша у д. Горная Суббота [Гуртовая, Кривоногов, 1988]. ТЛ-дата в 130 ± 27 тыс. лет получена здесь по супесям, залегающим поверх торфа. На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной Е.Е. Гуртовой, для торфа выделяется четыре фазы. Две нижние - южно-таежных лесов с ограниченным участием в них широколиственных пород и те же леса с участием липы, дуба, вяза - относятся к климатическому оптимуму. Две последующие - среднетаежные леса без широколиственных пород и разреженных северотаежных лесов - ко второй половине казанцевского межледниковья.

Палеокарпологические исследования В.П. Никитина [История..., 1970a] и С.К. Кривоногова [1989] также подтверждают казанцевский возраст "горносубботинского" торфяника и климатические условия теплее современных.

Из всего сказанного следует, что в оптимум казанцевского межледниковья темнохвойная растительность среднеюжной тайги далеко продвинулась на север, заняв современную территорию лесотундры. Арктической растительности, характерной для современной тундровой зоны, не существовало. Граница моря фактически совпадала с границей леса. В южной половине Западно-Сибирской равнины господствовали лесостепные ландшафты, северная граница которых по сравнению с современной значительно смещалась на север, а южная - расширялась за счет редукции степной зоны. В оптимум казанцевского века температура июля была выше современной на $5-6^{\circ}\text{C}$, а января, соответственно, на 7°C [Волкова, 1991].

Зырянская ледниковая эпоха до недавнего времени ограничивалась небольшими размерами ледников и характеризовалась их малой мощностью и активностью. Краевые ледниковые образования трассировались в виде меридионально ориентированных поясов, замыкавшихся как на центры оледенений на Северный Урал, так и на горы Путорана и

Бырранга. Широкое применение информации, полученной по космоснимкам, в сочетании с геологическими исследованиями и радиоуглеродным датированием позволило установить существование широтно-ориентированных поясов конечно-ледниковых образований [Астахов, 1976, 1977]. Сплошное оледенение севера Западной Сибири, подтверждающееся существованием обширных подпрудных озер во внутренних районах равнины, свидетельствует о растекании льдов не только из традиционных центров, но и с севера, со стороны Карского шельфа [Волков, Архипов, 1978; Палеогеография..., 1980].

Ермаковское (раннезырянское) оледенение протекало в две стадии. Об этом свидетельствуют две морены - кормужиханская и хашгортская, разделенные межстадиальными богдашкинскими слоями, установленными на Обском севере [Архипов, 1987; Архипов, Панычев, Шелкопляс, 1987].

Ледниковые потоки кормужиханского времени оставили так называемый надымский широтный пояс краевых образований, располагающийся севернее Сибирских Увалов (около 65° с.ш.) и протягивающийся через бассейны Надыма и Хетты по междуречьям Пура и Таза [Астахов, 1977; Палеогеография..., 1980]. По долинам Оби и Енисея вырисовываются крупные лопасти выводных ледников, проникавших в тазовскую краевую зону до $62-61^{\circ}30'$ с.ш. (см. рис. 4). Пояс трассируется в центральной части равнины по ансамблям и отдельным фестоном параллельных моренных гряд, свежему холмистому рельефу и кормужиханской морене, по северо-западной окраине Белогорской возвышенности в Приобье и по конечно-моренным валам и напорно-насыпным грядам в Енисейской депрессии [Четвертные оледенения..., 1987].

Недавно полученная петрографическая информация по моренам Гыдана, Ямала, Надыма выявила, помимо традиционных, два новых палеогляциорегиона: Таймыро-Карско-Гыданский и Новая Земля-Карско-Ямало-Надымский, разделенных по линии Обской губы. На широте полярного круга к ним примыкали Урало-Обский (на западе) и Путорано-Енисейский (на востоке) покровы. Расположение их границ свидетельствует о том, что Путоран и Полярный Урал как традиционные центры оледенений продуцировали ледниковые потоки, меньшие по высоте и размерам, чем среднеплейстоценовые, но динамически весьма активные. Карские покровы были относительно пассивными и не продвигались далеко в глубь приморских равнин на севере Западной Сибири [Сухорукова и др., 1990]. Таким образом, в среднем и позднем плейстоцене обозначается четко дифференцированная структура ледниковых покровов как на Западно-Сибирской равнине, так и в пределах Карского шельфа. Петрографические исследования свидетельствуют о ведущей роли орографических возвышенностей в возникновении их ледниковых покровов (см. рис.10).

Соотношения палеогляциорегионов пропорциональны масштабам и активности горных центров оледенений, а их конфигурация, реконструированная по вещественному составу, а не по геоморфологическим признакам, показывает, что на Западно-Сибирской равнине не было идеального радиально-концентрического растекания льдов. Преобладали неправильной формы асимметричные лопасти, растекавшиеся к югу.

Последовательная смена растительных фаз в ермаковский век выявлена не достаточно детально. Начальные моменты оледенения (кормужиханская стадия), вероятно, отражены в спорово-пыльцевых спектрах, полученных из озерно-ледниковых и ледниковых осадков, вскрытых скв. 3, 25 и 14 в районе Салехарда (см. рис. 13) и в обнажении в устье р. Тугиян-Юган у северо-западной окраины Белогорской возвышенности. Во всех этих разрезах ермаковские осадки залегают поверх казанцевских, а в последнем их подошва датирована ТЛ-методом в 110+14 тыс. лет (рис. 16). В спектрах преобладает пыльца древесных

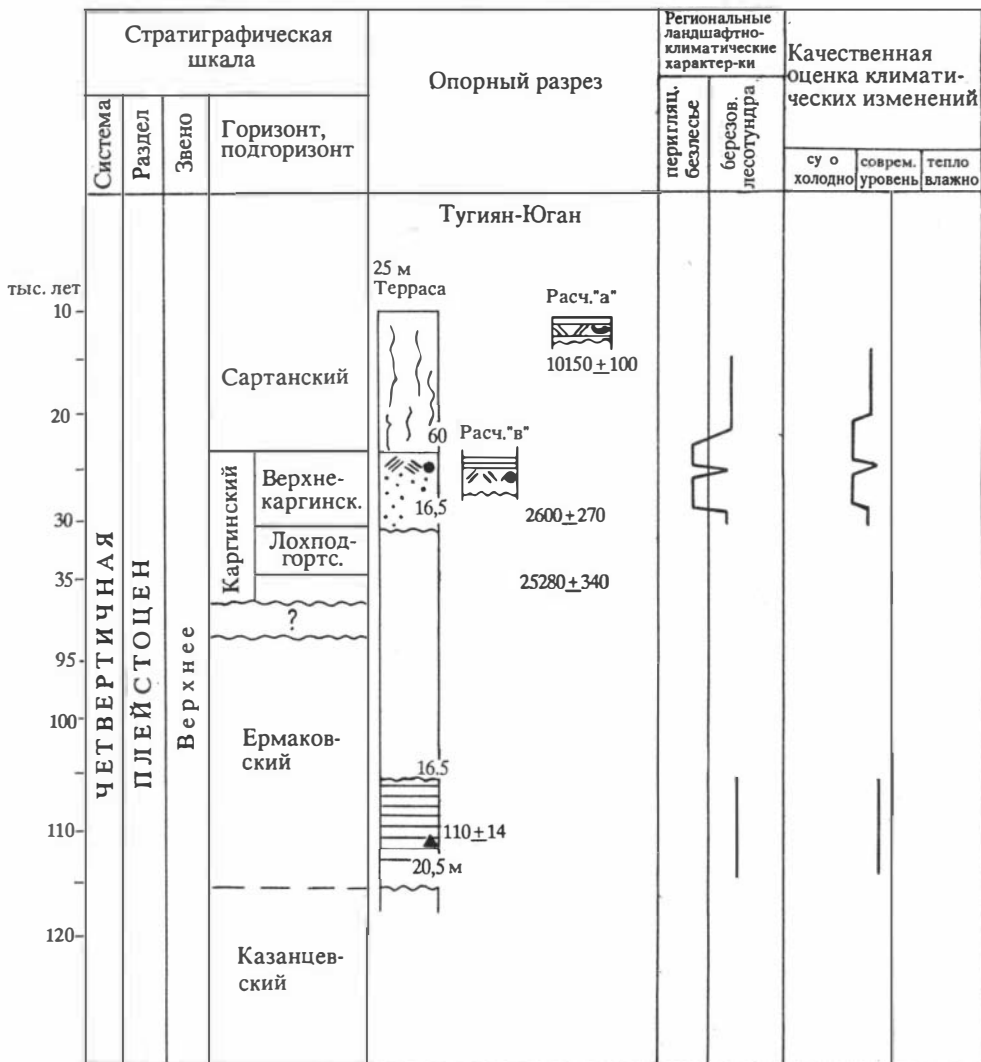


Рис.16. Ландшафтно-климатическая кривая для ермаковско-казанцевского века. Тугиян-Юган. Нижняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5.

растений, в основном березы, над пылью недревесных растений (разнотравья, злаки, полыни, встречаются вересковые и кустарничковые

березки). По мнению Т.П. Левиной [1979], можно реконструировать березовое редколесье. В скв. 14 (см. рис. 12), по данным М.Р. Вотах [Последнее оледенение..., 1977], в общем составе пыльцы и спор из казанцевско(?) - ермаковских отложений преобладает пыльца древесных пород (до 51 %) и споры (в среднем 40 %). Древесная часть спектров характеризуется присутствием до 3,5 % пыльцы ели, а также пихты. Пыльца карликовой березы имеет четко выраженный максимум. Среди споровых преобладают зеленые мхи (более 50 %) и папоротники (до 34 %). Споры сфагновых мхов равномерно распределены по всему интервалу и только в нижней части достигают максимума (17,0 %). Единично встречаются споры плаунов. Пыльца трав представлена разнотравьем, злаками, вересковыми. Возможно, что следующая фаза - тундры - установлена в разрезе скв. 3. В спектрах количество пыльцы древесных и травянистых растений примерно одинаковое, спор несколько меньше. Среди древесных преобладает пыльца древовидной березы (52-70 %), есть пыльца ольхи (11-20 %). Пыльца хвойных пород либо исчезает, либо ее мало. Значительно возрастает количество пыльцы кустарниковых форм березы, а также ольховника и ивы. Пыльца полыней и маревых доминирует в составе недревесных растений. Достаточно разнообразно представлено разнотравье, много пыльцы злаковых, осоковых и вересковых. Совместное нахождение и обилие пыльцы валериановых, василистника и других лютиковых, розоцветных, кустарниковой березы, ольховника и ивы характерно для современных осадков более северных районов, что говорит о достаточно суровых климатических условиях.

Конец кормужиханского и богдашкинского время отражены в спектрах, полученных по разрезу Богдашкиных гор на Белогорье. Нижняя часть обнажения сложена кормужиханскими озерными глинами, а перекрывающие богдашкинские слои представлены "нижним" и "верхним" торфом, которые разделены маломощной пачкой суглинков. Накопление глин под нижним торфом соответствовало сначала господству сосново-елово-березовых, а затем распространению смешанных хвойных и березовых лесов, в которых, однако, большое участие принимает сосна, присутствует кедр, встречается пихта. Состав трав был довольно разнообразным. Помимо разнотравья, злаковых, крестоцветных, сложноцветных и других, была широко представлена группа водных растений - рогозовые, ежеголовниковые, кувшинковые. Среди споровых, наряду с папоротниками, сфагновыми, зелеными мхами, произрастали лесные виды плаунов.

Для следующего этапа, привязанного к нижнему торфу, характерны елово-березово-сосновые леса, но с большим участием кедра в древостое, появляется ольха и ее кустарниковые формы и кустарничковая березка. Состав травянистых стал разнообразнее, хотя в целом участие трав в растительном покрове сократилось. Широко развиты сфагновые мхи (в отдельных слоях торфа содержится до 75 % спор сфагновых мхов), по-прежнему много папоротников, в том числе *Dryopteris thelypteris* (L.) A.Gray, вид американско-евразийский, гигрофильный, преимущественно лесной. Он растет на эвтрофных болотах лесной и других зон, на торфянистых и торфяно-иловатых почвах, по берегам водоемов; образует формации болотных ассоциаций и входит в ряд ассоциаций, которые группируются в

древесные и кустарниковые ассоциации с доминантами *Betula pubescens* Ehrh., *Alnus glutinosa* (L.) Gaerth., *Salix* sp и злаковых, в настоящее время широко распространенных на территории России [Гричук, Моносон, 1971], в частности в Среднем и Южном Приобье. Максимальное распространение *Dryopteris thelypteris* (L.) A.Gray имел в начале второго этапа. Позже появились хвощи, тоже требующие достаточной увлажненности.

Определенная Е.А. Пономаревой ископаемая флора (орешки и шишки *Picea obovata* Ldb., *Pinus* sp., *Betula* sp., высокоствольная, *Betula nana* L., *Selaginella* sp., *Ranunculus flamula* L.) также позволяет восстанавливать климатические условия, близкие современной среднетаежной зоне.

В прослое суглинков, разделяющих нижний пласт торфа от верхнего, содержатся обломки спикул губок и переотложенные панцири палеоген-неогеновых диатомей, два зерна пыльцы березы, одно из них принадлежит кустарничковой форме, три зерна спор папоротников и переотложенные споры плаунов. По-видимому, формирование суглинков происходило в водной среде, а по мнению Н.А. Скабичевской (устное сообщение), также изучавшей этот материал, даже в водно-ледниковой обстановке.

В заключительный этап, относимый в основном ко времени накопления верхнего торфа, произрастали леса, которые были преимущественно елово-березовыми. Широко были развиты травянистые растения. В их составе появляются розоцветные, зонтичные, гречишные, гвоздичные, кипрейные, лютиковые, в том числе василистник, камнеломковые, вересковые и др. Споровые же, напротив, представлены единичными формами (особенно во вторую половину этапа), среди которых, наряду с лесными формами встречены *Lycopodium pungens* La Pyl., *L. alpinum* и *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

Таким образом, богданшинское время объединяет два межстадиала, один из которых был около 80 ± 11 тыс. лет, а другой - 65 ± 8 тыс. лет. Предположительно они могут сопоставляться с аммерсфортом (фана) и оддерраде (бреруп).

Хашгортский стадиал охарактеризован в разрезах Золотой мыс и Шурышкарский сор (рис. 17, 18) на Нижней Оби. По данным М.Р. Вотых [Последнее оледенение..., 1977], в общем составе пыльцы и спор из хашгортской морены и ленточных глин, обнажающихся на правом берегу Оби у Золотого мыса количество пыльцы древесных пород колеблется от 44 до 54 %, пыльцы и трав - от 30 в нижней до 20 % в верхней части слоя, споры соответственно присутствуют от 24 до 25 %. Основная часть пыльцы древесных пород принадлежит березе и ольхе. Для группы травянистых растений характерна пыльца разнотравья, злаковых, сложноцветных (в том числе польней), крестоцветных, зонтичных, валериановых и др. Среди спор преобладают споры сфагнумов, меньше - папоротников, зеленых мхов. Из плаунов определены *Lycopodium selago* L., *L. annotinum* L. Формировались эти отложения в период развития заболоченных березовых редколесий.

Из многочисленных мелких глинистых линз, заключенных в морене, извлечены довольно обильные диатомовые водоросли, всего около 29 форм. Это преимущественно холодолюбивые виды из рода *Eunotia* Ehrh. и формы *Comphonema* Ag., *Cymbella* Ag., планктонный вид *Stephanodiscus astrara* var.

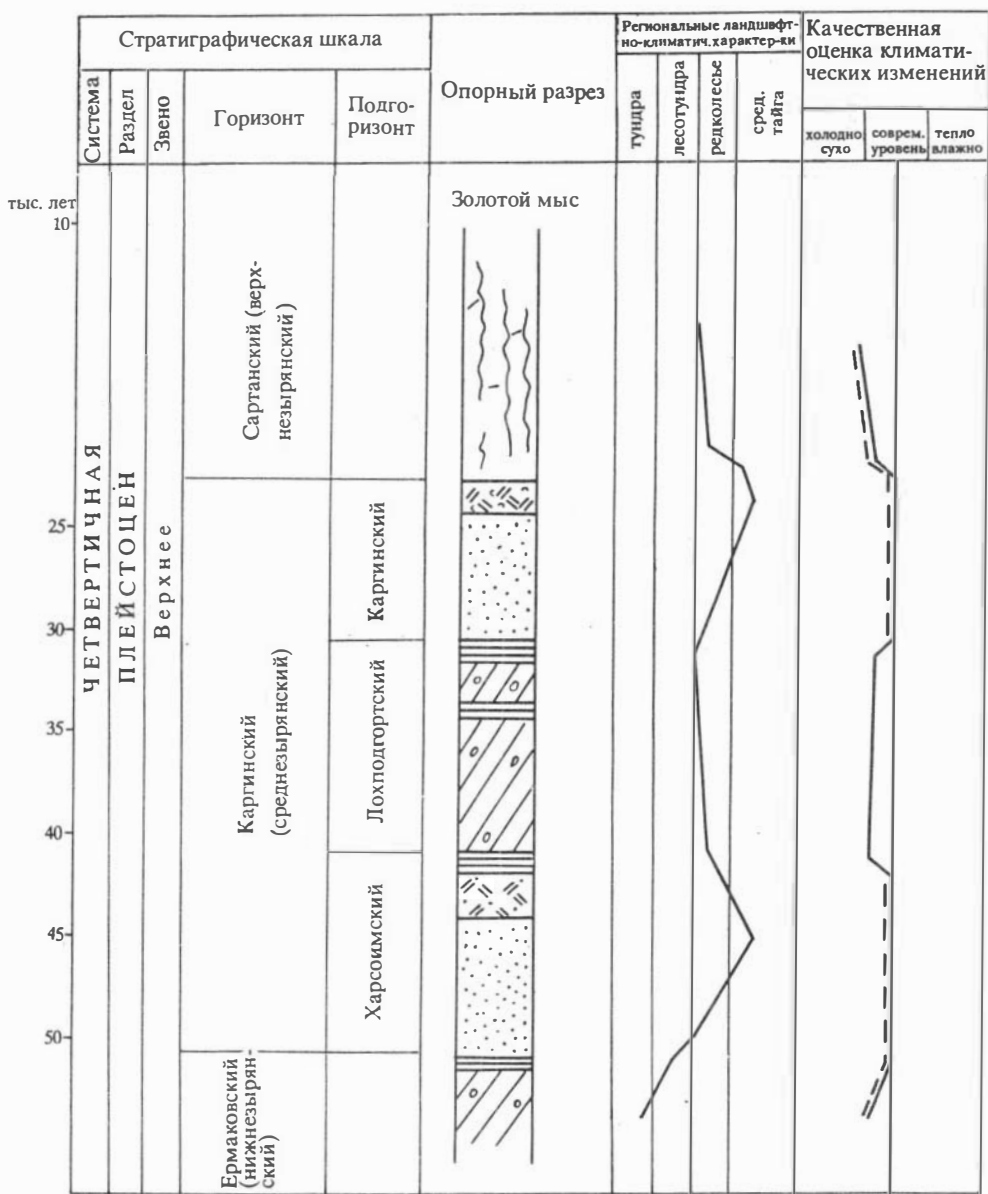


Рис.17. Ландшафтно-климатическая кривая для каргинского мегаинтерстадиала. Золотой мыс. Нижняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5.

intermedius Fricke, но по единичным экземплярам едва ли можно судить о значительном обводнении. В большом видовом разнообразии находятся переотложенные палеогеновые и меловые формы: *Melosira sulcata* var. *sibirica* Grun., *M. sulcata* var. *crenulata* Grun., *Pterotheca aculeifera* Grun., *Stephanopyxis lavrenkoi* Jouse. Все формы встречаются в виде единичных экземпляров или с оценкой "редко". Судя по условиям захоронения, диатомовая флора обитала в холодном водоеме, существовавшем на леднике или внутри него.

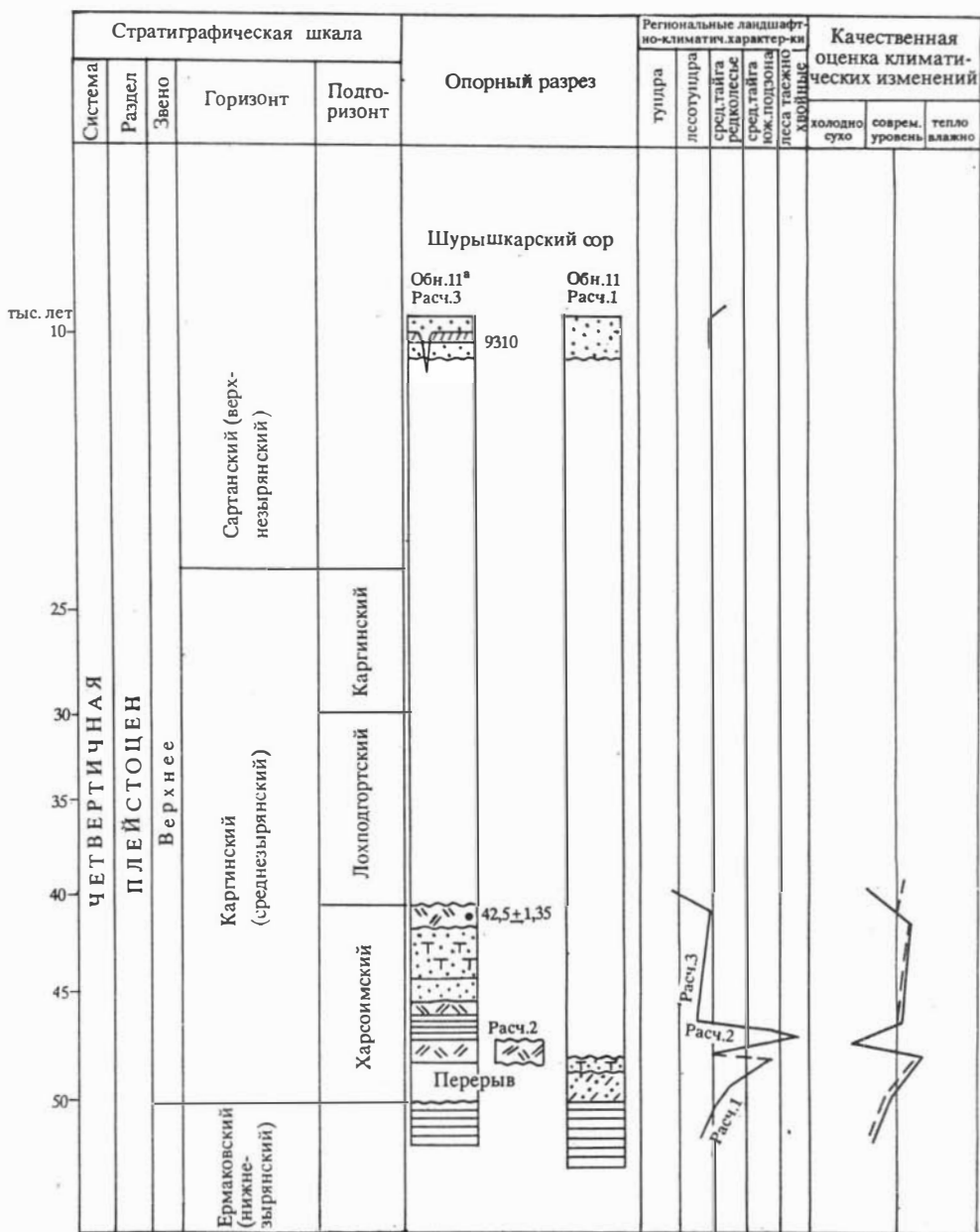


Рис.18. Ландшафтно-климатическая кривая для раннекаргинского времени. Шурышкарский сор. Нижняя Обь. Усл. обозн. см. на рис.5.

Сейчас все названные виды встречаются в арктических водоемах [Последнее оледенение..., 1977].

В Шурышкарском разрезе ленточные глины относятся к заключительному этапу хашгортского стадиала. На спорово-пыльцевой диаграмме в общем составе пыльцы и спор из ленточных глин количество пыльцы древесных пород колеблется от 32 до 45 %, пыльцы трав от 15 % в нижней

части слоя до 39 % - в верхней, количество спор соответственно изменяется от 40 до 23 %. Основная часть пыльцы древесных пород принадлежит березе и ольхе. Пыльца кустарничковой березки содержится по всему слою. Максимальное ее количество приурочено к верхней половине слоя и превышает 16 %. Содержание пыльцы ольховника также увеличивается как и пыльцы разнотравья, полыней, лебедовых, злаковых, вересковых и др. Среди спор преобладают сфагнумы (в среднем 56 %) и папоротники. По мнению М.Р. Вотах, состав спорово-пыльцевых спектров из ленточных глин указывает на заболоченность и незначительную облесенность территории. Широко распространены травянистые группировки с господством разнотравья, в том числе сложноцветных, василистника, крестоцветных, зонтичных, розоцветных, гречишных, вересковых, злаковых и ксерофитов - полыней и лебедовых. Здесь же отмечается пыльца эфедры. Совместное нахождение пыльцы древесных форм, ксерофитов, довольно богатого разнотравья и спор сфагнумовых мхов свидетельствует о разнородной по составу растительности, которая могла существовать в условиях еще холодного, но сухого климата при достаточно расчлененном рельефе и развитии вечной мерзлоты [Последнее оледенение..., 1977].

В каргинский мегамежстадиальный век (50(55)±23 тыс. лет) Западная Сибирь имела облик невысокой аккумулятивно-денудационной равнины с разветвленной речной сетью, мало отличавшейся от современной. Об этом красноречиво свидетельствуют аллювиальные осадки, распространенные практически повсеместно, во всех долинах как крупных, так и мелких местных рек. Нижнекаргинский (золотомысский) аллювий фациально замещается в устье Оби морскими харсоимскими слоями, сформировавшимися во время небольшой трансгрессии, следы которой устанавливаются на арктических побережьях, вдоль Обской губы и Енисейского залива. В лохподгортское время (примерно 30-35 тыс. лет назад) в низовьях Оби фиксируется небольшая местная ледниковая подвижка, а в долинах Нижней и Средней Оби, Енисея, а также Нижнего Иртыша - накопление регионально распространенных озерных слоев с крупными псевдоморфозами по ледяным клиньям. Верхнекаргинская генерация аллювия сохранилась более фрагментарно, а в ледниковой зоне нередко полностью эродирована в сартанское время. Таким образом, в развитии гидросети фиксируется три этапа. К ранне- и позднекаргинскому времени относятся две разновозрастные генерации аллювия с местными названиями, вложенные друг в друга и разделенные либо этапом озерной седиментации, либо местным перерывом. Они образуют, залегая на различных гипсометрических уровнях, две разновысокие погребенные каргинские террасы. Последние перекрыты раннесартанскими озерными осадками и экспонированы в современном рельефе в форме двухступенчатой II надпойменной террасы высотой в 20-30 и 18-20 м [Палеогеография..., 1980; Кривоногов, 1988].

Каргинская бореальная трансгрессия [Гудина, 1976; Левчук, 1984] вторгалась небольшими заливами в прибрежные приморские низменности и проникла в приустьевые участки рек (см. рис. 4). Ее бореальный характер обусловил трехкратную смену палеоклиматических условий.

В раннекаргинское (харсоимское) время морские заливы в дельте Оби, на Ямале и Гыдане (бассейн р. Мессояха), на Таймыре были мелко-

водными и еще относительно холодными. В них обитали преимущественно холодноводные виды фораминифер, свидетельствующие о температурах придонных вод около 0°C летом и отрицательных зимой. Палинологические исследования харсоимских осадков, обнажающихся вдоль правого берега Надымской Оби между Салехардом и устьем р. Вануйто в зоне современной лесотундры, по данным Л.В. Голубевой [1960], выявили две фазы в развитии растительности - безлесные ландшафты и сосново-березовые редколесья с примесью кедра. Последняя фаза выявлена М.Р. Вотях по скв. 3, 14 и 25, пробуренным в районе Салехарда [Последнее оледенение..., 1977].

В максимум трансгрессии, которому, скорее всего, отвечает шурышкарское (малохетское) потепление, море проникало в низовья Оби и Енисея, расширяло свои границы на Таймыре, Гыдане, Ямале. В составе малохетской и щучьинской ассоциаций фораминифер присутствуют не только бореальные, арктобореальные, но и бореально-лузитанские и лузитанские виды, обитающие в настоящее время западнее Кольского полуострова в зоне влияния Гольфстрима. Это позволяет говорить о положительных придонных температурах и малой ледовитости моря [Гудина, 1966].

Таким образом, первая половина каргинской трансгрессии приходится на харсоимский век. Поэтому существенно отметить, что в осадках лохподгортского (жиганского) интервала (подгоризонта) фораминиферы не обнаружены. Не исключено, что именно в это время началась регрессия, хотя разворачивалась она позднее, в позднекаргинский (липовско-новоселовский) век. Море становилось холоднее, в ассоциации фораминифер происходила перегруппировка видов с преобладанием холодноводных форм, что указывает на понижение температур придонных вод до 0°C или даже до отрицательных значений [Левчук, 1984].

На суше растительность начала каргинского века изучена в Шурышкарском обнажении, где наблюдается почти непрерывный разрез озерных осадков от ленточных хашгортских глин к раннекаргинской (харсоимский подгоризонт) пачке переслаивающихся глин, алевроитов (супесей) и песков с линзами торфа. Эта пачка - шурышкарские слои - относится к нижней части харсоимского подгоризонта с верхним хронологическим рубежом, который контролируется радиоуглеродной датой в $42\,500 \pm 1200$ (СОАН-646) лет, а нижний предполагается около 50-55 тыс. лет. Если ленточные глины накапливались в лесотундре (см. выше), то непрерывающие алевроиты супеси содержат спектры, в которых пыльца древесных и травянистых растений присутствует примерно в одинаковом количестве. Древесные породы представлены пылью березы и сосны; постоянно присутствует пыльца ели, кедра и ольхи. Пыльцы кустарниковых берез и ольхи становится меньше, но она встречается по всему слою. В группе трав резко возрастает роль пыльцы осок, больше становится злаковых. Появляются семейства, не встречавшиеся в подстилающих ленточных глинах: лютиковые, розоцветные, кипрейные, колокольчиковые, валериановые и др. Начинают преобладать споры папоротников и зеленых мхов. Можно предположить, что при формировании этих отложений здесь

произрастали леса северотаежного типа с развитым травянистым покровом (см. рис. 18).

Выше по разрезу в озерных песках с прослоями торфа сильно увеличивается количество пыльцы древесных пород (до 75 %) с преобладанием пыльцы сосны (более 50 %). Содержание пыльцы травянистых растений меняется от 39 в нижней до 11 % - в верхней части слоя. В том же направлении уменьшается количество спор. Описанные спорово-пыльцевые спектры приближаются по своему составу к субрецентным спектрам из южной части подзоны северотаежных лесов. Для сравнения отметим, что сейчас вокруг Шурышкарского сора растут северотаежные лиственнично-елово-кедровые леса, местами переходящие в лиственничные северотаежные редкостойные леса с участием ели и сосны.

Таким образом, за время формирования супесей и песков с торфом произошла трехразовая смена растительности: от лесотундр к редкостойным северотаежным лесам и к северотаежным лесам южной ее части. Эта последовательность наращивается, суглинистым слоем с линзой торфа. На спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 19), повторив две последние фазы, далее следует фаза темнохвойных лесов с примесью сосны и березы.

Последние две фазы - редкостойных темнохвойных лесов и лесотундры - характеризуются уменьшением в спектрах содержания пыльцы древесных пород и возрастанием пыльцы трав и спор, постепенным сокращением пыльцы ели и увеличением - березы, сосны, кедра, появлением пыльцы кустарниковой березы, ивы, ольховников и т.д. Наконец, две заключительные растительные фазы выделены М.Р. Вотах по спектрам, изученным из верхней части озерной толщи. Сначала в спектрах доминирует пыльца травянистых растений и кустарничков (до 60 %). Пыльца первых представлена злаковыми, осоками, вересковыми, меньше - полынями, гвоздичными, сложноцветными, разнотравными. Среди спор преобладают споры папоротников и сфагновых мхов. Формирование отложений происходило в условиях открытых тундровых пространств, достаточно влажного и холодного климата. Затем начинает преобладать пыльца древесных (50 %), наряду с пылью березы, кустарниковой березки и ольхи появляется пыльца хвойных (ели, сосны) и отмечается максимум пыльцы кедра. В составе пыльцы трав, кроме отмеченных, появляется пыльца гречишных, крестоцветных, розоцветных, синюховых, из водных - рогозовых, кувшинковых, рдестовых, отмечается максимум спор чистотела - растения торфяных и лесных болот. Вероятно, спорово-пыльцевые спектры отражают распространение лесотундровых, редкостойных смешанных лесов, существовавших, судя по радиоуглеродной дате из линзы торфа $42\,000 \pm 1250$ (СОАН-646) лет назад. Этот же торф подвергался палеокарпологическому изучению.

Как отмечает В.П. Никитин [1970], ископаемая флора, на первый взгляд, напоминает флору "диагональных песков" (*Azolla interglacialica*, *Oxyria digyna*, *Juncus arcticus* и др.). Тем не менее, отнесение ее к тобольскому межледниковью было бы ошибочным: для "диагональных песков" характерны более глубокая степень фоссилизации фитодетрита; обилие видов *Potamogeton*, представленных многочисленными плодиками; наличие фриго-рифиллов вместе с отсутствующими в нашей флоре локальными термо-

филами, в частности, нимфейными и наядами; большее участие лугово-степных трав и некоторые другие признаки. По всей вероятности, заключает В.П. Никитин, флора имеет позднелептостеновый возраст; она формировалась в пойменном болоте, периодически затоплявшемся полыми водами, в подзоне северной тайги в климатической обстановке, вполне близкой к современной или, быть может, чуть более мягкой. Таким образом, присутствие во флоре мегаспор *Azolla interglacialica* следует объяснить переотложением; она, безусловно, не могла существовать вблизи северной окраины таежной зоны.

Наращивание разреза с частичным перекрытием наблюдается в обнажении Золотой мыс на Нижней Оби (см. рис. 17). Харсоимский подгоризонт представлен в нем золотомыскими аллювиальными слоями, с размывом залегающими на хашгортской морене. В спектрах повторяется фаза лесотундры и добавляется еще две: северотаежных лесов и вновь лесотундры. Последняя датирована по радиоуглероду в 39-40 тыс. лет, что подтверждает ее хронологическое положение вблизи границы харсоимского с лохподгортским подгоризонтами.

Сравнение спорово-пыльцевых диаграмм, составленных по трем расчисткам на северном берегу Шурышкарского сора и по обнажению у Золотого мыса на Оби, свидетельствует о неоднократных изменениях растительного покрова в течение харсоимского (подгоризонта) времени. Выявлено десять последовательно сменявшихся фаз. Первая и последняя характеризуется лесотундровой растительностью. Они фиксируют соответственно окончание раннезырянского оледенения (сухой и холодный климат) и начало лохподгортского стадия с его более влажными, но суровыми условиями. Фазы 3 и 9 указывают на теплые для этих районов климатические условия. Во время третьей (шурышкарской) произрастали северотаежные леса южной подзоны, а во время девятой (золотомысской) - леса типа северной тайги (примерно 38-40 тыс. лет назад), между ними выделяется этап, включающий фазы лесотундры и тундры. Это было относительно влажное и холодное время (около 42-44 тыс. лет назад).

Спорово-пыльцевые спектры лохподгортского подгоризонта (морена с прослоями ленточных глин, залегающих поверх золотомысского аллювия) указывают на похолодание климата. В их общем составе уменьшается содержание пыльцы древесных пород, среди которой доминирует пыльца березы, в том числе карликовой, и ольхи (см. рис. 17). В группе травянистых растений много пыльцы разнотравья, полыней, злаковых, присутствуют споры сфагновых, зеленых мхов, папоротников, плаунов, в том числе *Lycopodium selago* L., *L. annotinum* L. Спектры сходны с описанными для нижнезырянских отложений. По ним можно воспроизвести ландшафты елово-сосновых и березовых редколесий и зарослей кустарничковой березки и ольхи. Общая степень заболоченности была высокой. Тип растительности существенно отличался от типа растительности золотомысского времени, когда в низовьях Оби произрастали северотаежные леса. В лохподгортский век они деградировали и отступили к югу.

Лохподгортские водно-ледниковые и ледниковые осадки замещаются пачкой озерных казымских глин в долине Нижней Оби южнее Золотого мыса и далее вверх по долине среднеобскими слоями [Архипов и др., 1973;

Последнее оледенение..., 1977; Палеогеография..., 1980]. По данным палинологических исследований Л.В. Голубевой [1960], смена растительности в казымское время последовательно происходила от северотаежных лесов к лесотундрам и тундрам и снова к северотаежным лесам. Ранний этап, очевидно, относится к интервалу, переходному от золотомысского к казымскому, а поздний - от казымского к каргинскому векам. Следовательно, в собственно лохподгортское время (подгоризонт) на Нижней Оби в современной зоне северной и частично средней тайги существовали лесотундра и тундра, а климатические условия были достаточно суровыми и влажными. С этим хорошо согласуются криногенные текстуры в казымских и среднеобских озерных толщах, образующих систему псевдоморфоз по ледяным клиньям [Палеогеография..., 1980].

В начале позднекаргинского века, судя по спорово-пыльцевой диаграмме обнажения Золотой мыс (см. рис. 17), началось продвижение лесов к северу. Уже в слое глин, перекрывающих лохподгортскую морену и связанных с ней постепенными переходами и близостью генезиса, в спектрах увеличивается содержание пыльцы хвойных: ели до 17, сосны до 30, сибирского кедра до 15 %; встречается пыльца пихты. Очевидно, климат стал несколько теплее. Из песчаных аллювиальных осадков, залегающих на лохподгортских глинах с размывом, наблюдается увеличение количества пыльцы древесных пород (до 60 %) и спор (до 32 %). Облесенность территории увеличилась. Появились елово-кедрово-сосновые и березовые леса, по долинам - ольшаники. Об этом изменении в составе лесов свидетельствует и большое количество спор папоротника. Основная часть аллювия, представленная озерно-старичными глинами с торфом, датированным по радиоуглероду в $29\,500 \pm 520$ (СОАН-974) лет, формировалась в условиях существования лесной растительности типа северотаежных лесов, близких по составу к произраставшим в золотомысское время. В общем составе пыльцы и спор доминируют древесные породы (46-52 %); пыльцы трав не более 20, а спор - 28 %. Отмечается большой процент пыльцы хвойных пород (сосна 43, ель 18 %), из пыльцы лиственных пород - береза (до 33 %). Среди травянистых растений первое место принадлежит полыням (30 %), затем злакам и разнотравью. В составе спор преобладают *Lycopodium selago* L. (20-18 %).

Менее благоприятными были климатические условия в конце позднекаргинского века $26\,900 \pm 270$ (СОАН-965) - $25\,280 \pm 340$ (СОАН-964) лет назад. Этот возраст имеют аллювиальные слои (пески с прослоями алевроитов и торфа), обнажающиеся на правом берегу Оби, около устья р. Тугиян-Юган. Они залегают с размывом (длительным перерывом в лохподгортское и, вероятно, в начале позднекаргинского времени) на кормужиханских озерных глинах (ТЛ-110 ± 14 тыс. лет назад) и перекрываются сартанскими озерными осадками, уртамскими слоями, имеющими радиоуглеродный возраст от 22(21) до 16(15) тыс. лет назад [Палеогеография..., 1980]. Исследованиями Т.П. Левиной [1979] выявлены четыре фазы: березового редколесья - безлесной перигляциальной - березового редколесья - и вновь безлесной перигляциальной растительности. Вторая и четвертая характеризуются господством в спектрах пыльцы недревесных пород главным образом злаков, в меньшей степени разнотравья, присутствием пыльцы эфедры,

кустарничковой березки, ивы, спор сфагновых мхов и арктических плаунов. Фаза березового редколесья выделяется увеличением пыльцы древесных, среди которых преобладает пыльца березы, а среди трав - злаки и разнотравье. Приведенные данные свидетельствуют о том, что похолодание, кульминировавшее в сартанский пессимум 20-18 тыс. лет назад, началось во второй половине позднекаргинского века около 26-25 тыс. лет назад.

Итак, для каргинского века (горизонта) фиксируется неоднократная смена растительности от безлесных ландшафтов к лесотундрам, редколесьям и северотаежным лесам, которые, по крайней мере, однажды сменились лесами южной подзоны северотаежной зоны [Последнее оледенение..., 1977]. Построенная В.С. Волковой [1991] по этим данным палеоклиматическая кривая (см. рис. 21) свидетельствует о колебаниях климата от холодного арктического к субарктическому и близкому к современному - умеренно холодному, с весьма вероятным отклонением до положения "теплее современного". Выделяется три теплых и два холодных интервала. Позднекаргинское потепление, вероятно, отличалось ровным умеренно холодным климатом, сходным с современным. Два первых - шурышкарское и золотомысское - были кратковременными, очевидно, не более двух-трех тысячелетий. Они разделены похолоданием на рубеже около 44-45 тыс. лет. Поэтому золотомысский теплый этап попадает в интервал от 40(38) до 44 тыс. лет, а шурышкарский, видимо, был в промежутке от 45 до 50 тыс. лет. Шурышкарский интервал характеризовался развитием в районе Салехарда северотаежных лесов южной подзоны, что и позволяет предполагать в это время климат несколько теплее современного для субарктических районов Западной Сибири. Лохподгортское похолодание продолжалось, видимо, около 7-10 тыс. лет, хотя его пессимум с арктическим (или близким к нему) климатом попадает, скорее всего, в интервал 30-33 тыс. лет.

Таким образом, в течение каргинского века господствовал умеренный климат, в целом близкий к современному: то несколько холоднее, то теплее, чем в настоящее время. На этом малоконтрастном фоне выделяются два климатических пика: один с арктическим (лохподгортская стадия), а другой (шурышкарское потепление) с умеренно холодным климатом теплее современного.

С позднезырянским, сартанским оледенением связаны самые северные краевые постройки с прекрасной сохранностью ледниковых форм рельефа. Выделяется три краевых пояса. Первый - самый южный - оставленный максимальной стадией, прослеживается между $66^{\circ}30'$ - $67^{\circ}30'$ с.ш. и два рецессионных: танамский и ямало-гыданский - севернее, между 67° и 71° с.ш. К первому (максимальному) относятся предгорные морены Собского амфитеатра (Северное Зауралье), насыпные и напорные образования Салехардских Увалов, напорные Хадуттейские гряды на юге Тазовского полуострова и далее - Ольховый "хребет" и Большехетская гряда; конечно-моренные гряды вокруг озер Налимье и Маковское, и на Енисее у деревень Денежкино и Ангутиха. Возраст ледниковых образований максимальной стадии (гыданские=салехардоувальские слои) оценивается в 18-23 тыс. лет назад.

Танамский пояс начинается около Полярного Урала системой гряд Сопкей, Глиняным и Песчаным "поясами" Ямала и продолжается

напорными грядами на реках Танам, Гыдан, ньяпанскими грядами на Енисейском севере; сопкейские и ньяпанские слои не древнее 15-16 тыс. лет. Следующая ямало-гыданская краевая зона, протягивающаяся с Ямала через Гыданскую гряду к отрогам Западного Бырранга, хронологически соответствует, вероятно, полярноуральским и норильским слоям (10,7-11,4 тыс. лет) [Кинд, 1974; Последнее оледенение..., 1977; Палеогеография..., 1980].

Важным компонентом природной обстановки зырянской эпохи были подпрудно-озерные внутриконтинентальные бассейны: Енисейский, Пуровский (севернее Сибирских Увалов) и Мансийский в центральных районах Западно-Сибирской равнины. Все они дренировались по ложбинам юго-западного простираения через Тургайский прогиб к сторону Арало-Каспия [Волков и др., 1978]. Следы бассейнов остались не только озерные осадки [Палеогеография..., 1980], как для других оледенений, но также террасы и береговые линии на абс. отм. 70-75(80), 105-110 и 127-130 м [Волкова, Волков, 1965]. Низкая подпрудно-озерная терраса, липовская на Иртыше и уртамская на Оби, соответствует II надпойменной ступени в долинах рек. Ее озерные осадки, датированные по C^{14} максимальной стадией сартанского оледенения, залегают поверх каргинского аллювия, погребая каргинские палеодолины и распространяясь на смежные междуречья до абс. отм. не выше 85-90 м. В целом раннесартанская озерная трансгрессия локализована, очевидно, пределами внутриконтинентальных низменностей.

Средняя и высокая подпрудно-озерная террасы распространены по склонам возвышенностей, сохранились плохо и слабо изучены. Небольшие останцы 100-метровой (над уровнем моря) террасы имеются в долине Енисея между Подкаменной и Нижней Тунгуской. В районе д. Черноостровской терраса, вероятно, сочленяется с полем холмисто-ледникового раннезырянского рельефа, занимающего все междуречье Сухой и Нижней Тунгуски. На Оби, в пределах Белогорья, осадки 100-метровой террасы (5 км выше Мал. Атлыма) датированы по ТЛ-методу в 70 ± 11 тыс. лет [Ледниковая геология..., 1978; Архипов и др., 1987; Архипов, 1987]. Южнее, в центральных районах Западной Сибири синхронные отложения приурочены обычно к III террасе, залегая нередко поверх казанцевского аллювия. Последняя, ниже 85-90-метровых отметок, частично заливалась подпрудными водами раннесартанской озерной трансгрессии.

Подпрудные зырянские бассейны (как, очевидно, и более древние) катастрофически быстро, в течение всего нескольких тысячелетий, разливались и затем дренировались. Абразия не успевала переработать залитые доледниковые долины. Казанцевские и тем более каргинские террасы достаточно хорошо сохранились и экспонированы в современном рельефе, лишь частично прикрытые маломощным чехлом озерных образований. Это обстоятельство радикально изменяет традиционную трактовку речных террас, сложившуюся в 60-е годы, как неких межледниково-ледниковых комплексов тобольско-самаровского, ширтинско-тазовского, казанцевско-ермаковского и каргинско-сартанского возрастов. В действительности, собственно террасовые отложения III и IV, вероятно, и V надпойменных уровней являются ермаковскими (раннезырянскими), а II и I, соответственно, ранне- и позднесартанскими, т.е. не древнее 20-23 тыс. лет. В

цоколях же этих террас могут обнажаться отложения разного возраста, в том числе межледниковых аллювиальных свит.

В позднесартанское время речная деятельность вновь восстанавливается в заливавшихся подпрудными бассейнами северных и внутренних районах равнины. На Средней Оби и Нижнем Иртыше следами ее является I надпойменная терраса, осадки которой (колпашевские слои) врезаются и местами перекрывают озерные уртамские и липовские слои. Тыловой шов террасы фиксируется на абс. отм. около 55 м, т.е. несколько ниже 75-80-метрового уровня раннесартанского подпрудного бассейна. Вниз по Обской долине от основного уровня террасы (35-55 м над уровнем моря) отчленяются еще две более низкие ступени, имеющие у Салехарда (абс.отм. над уровнем моря 0 м) высоты над уровнем моря 20-35 и 15-18 м. В результате к Обской губе раскрывается трехчленный веер террас, верхняя из которых превращается из I в Сургутском Приобье в III в устье Оби. Образование веера следует, очевидно, связывать с позднеледниковой ингрессией [Палеогеография..., 1980]. Последняя наиболее отчетливо прослеживается по берегам Енисейского залива (Западный Таймыр) в пределах Нижнеаганской низины, где ингрессионная терраса имеет ту же высоту тылового шва (50-55 м), террасирована на два-три уровня и сложена глинистыми морскими осадками с раковинками высокоарктических моллюсков и дюрюсским комплексом фораминифер [Троицкий, 1967; Гудина и др., 1968]. По первоначальным представлениям В.Н.Сакса эта терраса была названа каргинской и рассматривалась им, как осушенное дно ингрессионного бассейна [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953].

За пределами подпрудных бассейнов, служивших кратковременно внутриконтинентальным базисом эрозии для речной сети южной периферии Западно-Сибирской равнины, речная деятельность не прерывалась. Она развивалась преемственно с каргинского века. Вслед за II каргинской была сформирована I сартанская терраса на реках южного Зауралья, Тобола, Ишима, а также в бассейне Чулыма и т.д. Сартанское оледенение оставило здесь следы лишь в субэразовых покровах как на террасах, так и на водоразделах. Гораздо интенсивнее шло террасообразование на реках с горно-ледниковым питанием. В предгорьях Алтая и Саян на Верхнем Иртыше, Верхней Оби, Бии и Катунь, на Верхнем Енисее в сартанский век сформировался 2-3-членный веер террас. Так, на Верхней Оби выделяется три песчаные террасы, высотой 8-15(I), 20-23(II) и 30-33(III) м, сформировавшиеся в интервале 10-20 тыс. лет назад [Архипов, 1973; Паньчев, 1979]. Две верхние сходятся вниз по долине на уровень подпрудно-озерной уртамской поверхности, а нижняя сливается с I надпойменной ступенью, развитой на Средней Оби. На Енисее, в Минусинской котловине и ниже Красноярска, устанавливаются 3-4-террасовые ступени, возвышающиеся над поймой, с относительной высотой до 35-40 м, возраст которых, судя по C^{14} -датированию приуроченных к ним культурных слоев на стоянках Афонтова гора, Забочка, Тележный и Киперные лога и т.д., находится в пределах 16-12 тыс. лет назад. Кроме самой низкой I ступени (12-13 тыс. лет назад), все более высокие ступени вниз по долине постепенно сливаются в единый уровень, соответствующий Тугуланской подпрудно-озерной равнине [Архипов, 1971; Палеогеография..., 1980].

На междуречных равнинах в зырянскую эпоху попеременно разрывались то мерзлотно-солифлюкционные процессы и лессонакопления, то почвообразование и формирование торфяников. Соответственно в покровных субаэральных толщах выделяются (снизу вверх): тулинские (ермаковские) и ельцовские (раннесартанские) лессовидные суглинки, разделенные искитимским педокомплексом, каргинского возраста (19,4-33,1 тыс.лет), а также суминский педокомплекс (около 14,2 тыс. лет) и молодой баганский лесс [Волков, Зыкина, 1977; Зыкина, 1986; Дергачева, Зыкина, 1988].

Геологическая летопись короткого сартанского века продолжительностью в 12-13 тыс.лет с быстротечной, подчас, вероятно, катастрофической сменой геологических событий чрезвычайно фрагментарна, что отрицательно сказывается на качестве палинологической информации.

В ледниковой зоне на Енисейском Севере наиболее стратиграфически полные разрезы известны пока в Пясинско-Норильско-Рыбнинской долине и в устье р. Малая Хета (приток Енисея). В Норильском районе сартанский горизонт представлен вальковской свитой, сложенной озерно-ледниковыми глинами, датированными в подошве по C^{14} в $19\,900 \pm 500$ (ГИН-311) и у кровли в $10\,500 \pm 60$ (ГИН-314) лет [Кинд, 1974]. Глины подстилаются мореной (нижней) максимальной караульской стадии сартанского оледенения и в верхней части разреза фациально замещаются рецессионными ледниковыми образованиями (верхней мореной). Моренные осадки, залегающие под озерно-ленточными глинами с датой $19\,900 \pm 500$ (ГИН-311) лет, содержат единичные зерна пыльцы злаков, осоковых и маревых, а также споры зеленых мхов, отражающих условия арктической пустыни. В вышележащих озерно-ледниковых отложениях господствуют споры 70-90 %, почти целиком представленные зелеными мхами, и единично - сфагновыми. Содержание пыльцы трав в нижней части глинистой толщи не превышает 10 %, постепенно возрастая вверх до 30 %. Количество пыльцы полыней достигает 60-70 %, несколько меньше пыльцы разнотравья и маревых. Встречены единичные зерна кустарничковых березок. Такие спектры, по мнению В.С. Волковой, обычно отражают развитие разнотравно-полынных перигляциальных ассоциаций, развивающихся вблизи края ледника среди типичной тундры [Палеогеография..., 1980].

В устье р. Малая Хета караульская морена и перекрывающие ее озерно-ледниковые осадки залегают с перерывом на раннекаргинском аллювии (35-40 тыс. лет). По данным О.В. Матвеевой, сартанские ледниковые и озерные отложения содержат пыльцу травянистых (40-70 %) и древесных (30-40 %) растений и единичные споры [Кинд, 1974]. Травянисто-кустарничковые растения представлены на 50-60 % пылью полыней, маревых (12-15 %), разнотравья и злаков. В сочетании с арктическими плаунами и кустарничковой березкой (до 25 %) при незначительном присутствии пыльцы березы и ели обнаруженные спектры являются типичными для перигляциальных открытых ландшафтов и типичной тундры и интерпретируются как своеобразные тундростепные ассоциации [Гричук, 1961].

В устье Оби, в зоне распространения салехардоувальской стадии сартанского оледенения, озерно-ледниковые осадки вскрываются в цоколях II и I террас. Их палинологическая характеристика приведена в работе

Л.В. Голубевой [1960] по разрезу на правом берегу Надымской Оби у пос. Ярцинги и Н.С. Соколовой [Основные этапы..., 1968] по результатам изучения обнажения на правом берегу Игарской Оби, выше Салехарда. Спорово-пыльцевые спектры практически аналогичны описанным на Енисейском Севере (см. выше), что позволяет реконструировать типичные тундры с мхово-лишайниковыми ассоциациями, с зарослями кустарниковой березки.

Как видно, в ледниковой зоне отсутствует палинологическая информация для начала и окончания сартанского оледенения. Это объясняется тем, что позднекаргинские и самые ранние сартанские отложения повсеместно эродированы ледниками, а позднесартанские - размыты позднеледниковой ингрессией.

Подпрудно-озерная сартанская серия осадков достаточно полно сохранилась в центральных, внутренних районах Западно-Сибирской равнины. Сартанский горизонт сложен здесь уртамскими и колпашевскими слоями, радиоуглеродный возраст которых соответственно определен в 23(22) - 12,8 и 12,8-10,6 тыс. лет [Палеогеография..., 1980].

Уртамские слои в разрезе по протоке Мега, по данным Т.П. Левиной [1979], содержат пыльцу трав от 50 до 90 %, споры - 30-10 % и единичные зерна пыльцы древесных пород. Преобладают пыльца злаков (50-90 %), маревых (от 10 до 30 %), есть пыльца полыней и разнотравья. Споры представлены зелеными мхами и арктическими плаунами (до 8 %). Пыльца древесных пород принадлежит березе, среди которой доминируют кустарниковые формы. Состав спектров указывает на развитие перигляциальной растительности, представленной марево-злаковыми формациями в сочетании с открытыми заболоченными участками. Климатические условия были холоднее и влажнее современных.

Колпашевские слои в интерпретации В.С. Волковой [Палеогеография..., 1980] содержат несколько отличные спектры, ранее изученные М.П. Гричук [1961]. В их составе первое место занимают споры (60 %), затем пыльца древесных пород (до 30 %), при резком сокращении количества пыльцы трав (5-10 %). Споры принадлежат зеленым мхам (80-90 %). В очень малых количествах присутствуют споры сфагновых мхов и папоротников. Пыльца деревьев представлена елью (10 %) и березой (40-50 %), среди которой 10-15 % принадлежит кустарниковой березке. До 30 % обнаружено пыльцы сосны и кедра. Судя по поверхностным спектрам из тундровой области, для которой характерен высокий процент заносной пыльцы хвойных, можно допустить, что она является чуждой для подобных ископаемых спектров. Состав пыльцы и спор, соотношение их в спектрах указывают на существование ерниковой тундры с небольшими участками береговых редколесий по берегам водоемов и поймам рек.

Таким образом, для времени формирования сартанских подпрудно-озерных осадков выявлено две фазы в развитии растительности (рис. 19) - перигляциальная с участием арктической и гипоарктической флоры (возраст 22-12,8 тыс. лет) и тундровая (возраст 12,8-10,6 тыс. лет).

Дополнительная ценная информация получена по разрезам Золотушка, в нижнем течении р. Чулым (приток Оби), пос. Липовка (р. Тобол, приток Иртыша) и по скв. 469, пробуренной на Иртышско-Обском



Рис.19. Ландшафтно-климатическая кривая для уртамского времени. Протока Мега. Средняя Обь. Усл. обозн. см. на рис. 5.

водоразделе на 671 км железной дороги Тюмень-Сургут [Палеогеография..., 1980].

В обнажении Золотушка подпрудно-озерная толща, залегающая на позднекаргинских гумусированных суглинках, датированных в $21\,800 \pm 400$ (СОАН-560) лет, состоит из двух пачек: нижней песчаной (В) и верхней, сложенной слоистыми супесями и суглинками, (Б). И.А. Волков оценил их возраст предположительно в 21-18 и 18-14 тыс. лет [Палеогеография..., 1980].

Спорово-пыльцевые спектры из песчаной пачки, по данным В.С. Волковой [Палеогеография..., 1980], характеризуются господством трав до 50 %. Содержание пыльцы древесных пород колеблется от 30 до 25 %. Споры представлены зелеными мхами и арктическими плаунами. Пыльца трав принадлежит маревым и разнотравью. Заболачивание, по-видимому, возрасало во время накопления нижней части песчаной пачки, которая содержит только споры зеленых мхов. Спектры отражают развитие растительности открытых заболоченных пространств с участками лугов по рекам и берегам озера. В верхней части пачки установлены другие соотношения спор и пыльцы: спор до 10 %, пыльцы травянисто-кустарничковой растительности до 25 %, пыльцы древесных пород до 50 %. Характерно большое (50 %) содержание пыльцы ели, что несвойственно спектрам поверхностных проб этого района. Много пыльцы березы. Травянисто-кустарничковые растения принадлежат маревым и разнотравью. В отдельных образцах присутствуют споры лесных плаунов. Соотношение и состав спор и пыльцы позволяют реконструировать растительность, близкую к современной лесотундре.

Резкое ухудшение климатических условий наступило в конце накопления песчаной и в начале формирования верхней пачки. В спектре господствует пыльца травянисто-кустарничковых растений (до 50-65 %) и спор до 20 %. Содержание пыльцы древесных пород сокращается до 10-12 %. Состав трав и кустарничков резко изменился. Много пыльцы верескоцветных и осоковых (15-25 %). Пыльца древесных пород принадлежит березе, причем 25 % приходится на кустарничковые формы. Споры представлены зелеными мхами. Состав пыльцы и спор свидетельствует о существовании открытых травянистых перигляциальных ландшафтов, обычно развитых во время максимального похолодания ледниковых эпох.

Спорово-пыльцевые спектры остальной части разреза верхней пачки отражают развитие ерниковой тундры, возможно, лесотундры по долинам рек и берегам водоемов. В составе растительности принимали участие ель, кустарничковая березка. Травянисто-кустарничковые ассоциации были представлены в основном злаками и верескоцветными. Споры принадлежат зеленым мхам. Встречены в небольших количествах споры плаунов. Вышележащие слоистые отложения (1-6 м) содержат единичные зерна спор и пыльцы, что, по-видимому, указывает на неблагоприятные условия накопления осадков.

Данные палинологического анализа позволяют говорить о двух холодных фазах, разделенных потеплением, возраст которого, к сожалению, не установлен. Если допустить, что третья холодная фаза приходится на кульминацию сартанского оледенения, то первые две, возможно, отражают условия переходного позднекаргинско-раннесартанского времени. Это предположение реально, если учесть, что в максимально холодную третью фазу тундровая растительность устанавливается на 58° с.ш.

Разрез у пос. Липовки также состоит из двух пачек: нижней суглинистой озерной и верхней, сложенной лессовидными, вероятно, эоловыми суглинками. Последние, как и верхи озерных осадков, спор и пыльцы не содержат. По разрезу озерной пачки выделяется, по данным В.С. Волковой, две фазы в развитии растительности. Первая (снизу) фаза привязана к низам пачки. В спектрах преобладает пыльца древесных растений (40-50 %), затем споры (30 %) и травы (20 %). Встречено до 20 % пыльцы кустарничковой березки. Много пыльцы злаков и маревых. Присутствуют споры арктических плаунов. Во вторую фазу (вверх по разрезу) возрастает количество спор (до 60 %). Пыльца травянисто-кустарничковых растений и споры присутствуют в равных количествах. Споры принадлежат зеленым мхам. Встречены редкие зерна арктических плаунов. Пыльца трав представлена злаками (55 %), верескоцветными и ксерофитами. В значительном количестве присутствует пыльца кустарничковой березки. Состав спектров не типичен для зоны южной тайги (где расположен разрез Липовка) и близок к таковым кустарничковой тундры Западной Сибири. Следовательно, палинологические данные указывают на весьма суровые климатические условия.

Скв. 469 пробурена в пределах сниженной части Иртышско-Обского междуречья с абс. отм. 75 м, т.е. в центре зоны распространения сартанского подпрудного бассейна. К осадкам последнего отнесены лессовидные темновато-серые суглинки и супеси (6-7 м), слагающие водораздельную

равнину и залегающие на песках с лесными спорово-пыльцевыми спектрами предположительно каргинского возраста.

Лессовидные суглинки и супеси имеют тундровые спектры. Примечательно, что при высоком количестве спор зеленых мхов (100 %) присутствует много пыльцы полыней и маревых, есть эфедра, отмечены единичные зерна кустарничковой березки и верескоцветных. Из разнотравья широко развиты гвоздичные, количество пыльцы которых в отдельных образцах достигает 60 %, а также из семейства камнеломковых, сложноцветных и крестоцветных. В отдельных образцах присутствуют споры арктических плаунов и северного гвоздовника. Очевидно, растительность побережий подпрудного озера представляла собой тундру, а местами тундростепь или перигляциальную степь. Лишь верхняя часть суглинков сформировалась в условиях развития лесотундры. Об этом свидетельствует присутствие в ряде образцов пыльцы древесных пород (от 10 до 50 %). Она принадлежит сосне, березе, ели и кедру, кустарничковой березке, лиственнице. В целом же осадки формировались в суровых климатических условиях. В настоящее время граница лесотундры располагается на 660 км севернее г.Ханты-Мансийск.

Еще один разрез у д. Красный Яр (ниже Новосибирска) интересен тем, что расположен у самой южной границы подпрудного бассейна в долине Верхней Оби. Подпрудно-озерные осадки залегают поверх каргинских, датированных в 27-30 тыс. лет. Они сложены слоистой пачкой песков, супесей и суглинков лессовидного облика и перекрыты песчаным перигляциальным аллювием III террасы. Палинологическое изучение, выполненное Г.Ф. Букреевой, переинтерпретировано позднее В.С. Волковой [Палеогеография..., 1980]. По ее мнению, нижняя часть лессовидных пород и подстилающий их слой песка накапливались в холодных климатических условиях. Отложения содержат большое количество пыльцы трав и кустарничковой березки (до 20-25 %) и ксерофитов. В составе растительности отмечаются арктические плауны. Среди пыльцы древесных пород значительная доля принадлежит ели (до 50 %). Характер спектров позволяет реконструировать условия тундры. Спектры верхней части суглинистого разреза и перекрывающих песков свидетельствуют о ландшафтах лесотундрового типа [Палеогеография..., 1980].

За пределами акватории и сартанского подпрудного бассейна сартанский горизонт представлен субэзальной толщей. На приподнятых равнинах южной периферии Западной Сибири толща состоит из ельцовского (раннесартанского) и баганского (позднесартанского) покрова лессов, разделенных суменским педокомплексом. Последнему на Обь-Иртышском междуречье соответствует вертикоская палеопочва (14,2-14,8 тыс.лет). Далее к северу, непосредственно в перигляциальной зоне сартанского оледенения, распространен маломощный (1,5-2 м) покров молодых лессов (9,8-10,2 тыс. лет), перекрывающий все речные террасы, кроме поймы.

Субэзальные осадки, как правило, не содержат спор пыльцы. Однако их настойчивое изучение дало определенные результаты, суммированные В.С. Волковой [Палеогеография..., 1980]. По ее мнению, покровные лессовидные суглинки в долинах рек и в пределах водораздельных Иртыш-Обь-Енисейских равнин формировались в более суровых климатических

условиях, чем современные. Состав спорово-пыльцевых спектров позволяет ей реконструировать тундровые и лесотундровые условия, отвечающие, скорее всего, кульминации сартанского оледенения или, может быть, его гыданской (максимальной) и няпанской стадиям. К сожалению, межстадиал между ними, фиксированный по суминской и вертикоской палеопочвам, пока не подтвержден палинологическими данными.

Сартанское позднеледниковье (от 13 до 10 тыс. лет, после няпанской стадии) достаточно детально изучено пока в одном разрезе на Верхней Оби, в устье р. Сузун у д. Нижний Сузун, расположенном в лесостепной зоне. Согласно радиоуглеродному датированию и палинологическим данным, выделены интервалы, соответствующие беллингу (13-11,8 тыс. лет), среднему дриасу, аллереду (11,8-11,0 тыс. лет) и позднему дриасу. В беллинге и аллереде потепление климата устанавливается по появлению на фоне разнотравно-злаковых и марево-полынных безлесных степных ландшафтов, унаследованных с раннего дриаса и господствовавших в его среднем и позднем интервалах, долинных березово-еловых лесов [Левина и др., 1989].

Согласно палеокарпологическим исследованиям С.К. Кривоногова [1988], в беллинге на Нижнем Иртыше существовали близкие к современным северо-, среднетаежные леса (ныне средне-, южно-таежная зона), а в аллереде - растительность южно-, среднетаежного современного типа.

Наконец, "молодой" лессовый покров (10,2-9,8 тыс. лет), распространенный по периферии сартанских ледников и перекрывающий поверхности I и II речных террас, изучен палинологически в долине Нижней Оби. В разрезах Золотой мыс и мыс Казым суглинки содержат спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие, по мнению М.Р. Вотах, о тундровых ландшафтах [Последнее оледенение..., 1977]. В другом разрезе, расположенном несколько южнее в устье р. Тугиян-Юган, те же суглинки, по данным Т.П. Левиной [1979], накапливались в обстановке развития березового редколесья. Возможно, что в первом зафиксирован в спектрах поздний дриас, а во втором - начало предбореала раннего голоцена.

Таким образом, сартанское позднеледниковье дает исследователям пока единственный и уникальный материал резкодраматических изменений климата и ландшафтов в переходный период (терминация) от ледникового к межледниковью. В течение всего 3 тыс. лет в центральных и отчасти южных районах Западно-Сибирской равнины, где в сартанское ледниковье существовали тундровые и лесотундровые ландшафты, дважды (беллинг и аллеред) исключительно быстро (за несколько сотен лет) расселялась тайга, которая также неожиданно и погибала. Только в бореале, начиная с рубежа в 9 тыс. лет, произошло становление современной растительной зональности. Достаточно очевидно, что терминация - время, насыщенное катастрофическими событиями.

Итак, в плейстоцене Западной Сибири насчитывается 15 крупных ледниковых и межледниковых палеоклиматических ритмов. Наиболее детально изучены ритмы, начиная с тобольского межледниковья (см. рис. 20). Каждому из них отвечает климатоседиментационный горизонт разнотравно-злаковых отложений. Это либо ледниковые (морены, водноледниковые, озерно-ледниковые и т.д.), а также лессы и другие

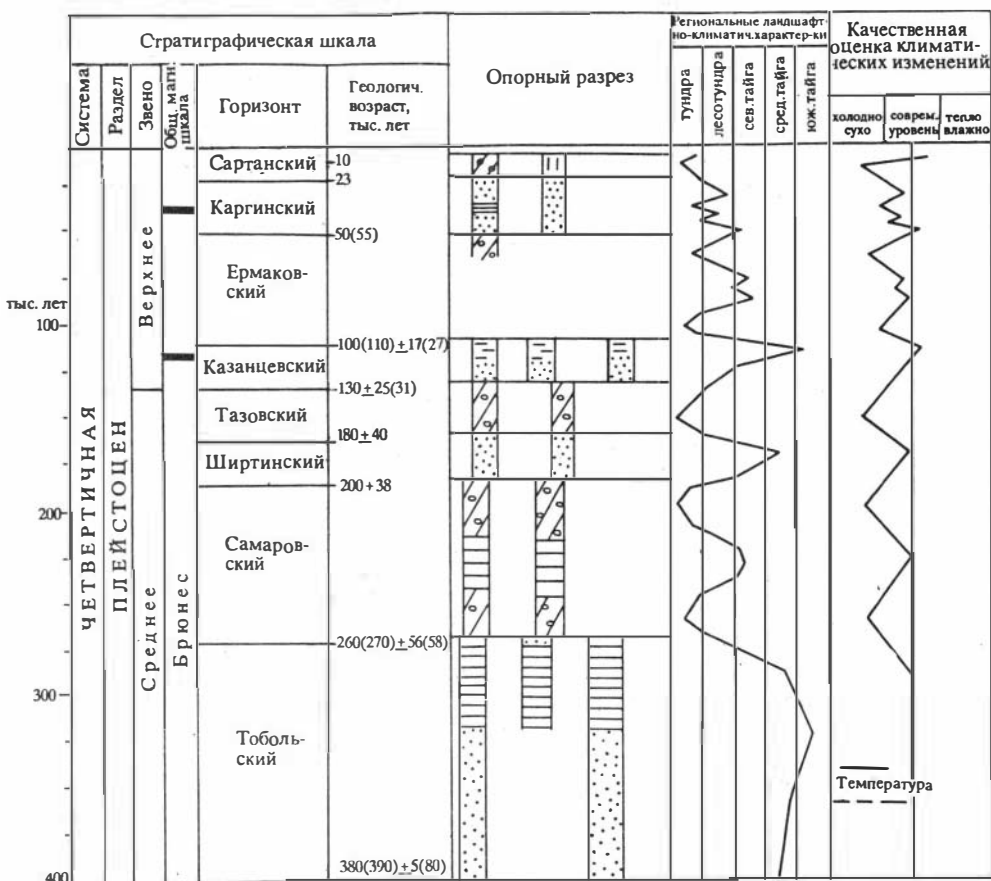


Рис.20. Обобщенная ландшафтно-климатическая кривая для среднего и позднего плейстоцена ледниковой зоны Западно-Сибирской равнины.

перигляциальные образования, либо осадки межледникового времени - морские и аллювиальные слои и свиты, педокомплексы и т.п.

Каждый ритм, имея свою специфику, отличался от предшествующего и последующего. Так, первое глубокое убинское (ерестинское) похолодание, вероятно, еще не сопровождалось появлением покровных ледников, а древнейшее мансийское оледенение - гляциоэвстатической трансгрессией, которые стали "регулярными", начиная с раннешайтанского ледникового ритма. Существенно различались пространственно-временные характеристики покровных оледенений как своими размерами и объемами ледников, площадным размещением краевых ледниковых образований, так и продолжительностью, количеством стадий и т.п. Ледниковья были однофазными (сартанское, тазовское) двух- (шайтанское и самаровское) и даже трехстадиальными, как последнее раннезырянское или ермаковское. Несомненно, эти ледниковые параметры определенным образом коррелируются с размерами подпрудных бассейнов и гляциоэвстатических трансгрессий, интенсивностью лессонакопления и т.д.

Межледниковья отличались друг от друга по глубине и продолжительности потеплений. Самым коротким и теплым считается казанцевское, а продолжительным, возможно, с прохладно-холодной стадией - тобольское. Самым прохладным и достаточно сложным с пятикратными изменениями климата было каргинское время, непродолжительными и прохладными, вероятно, ширтинский и тильтимский межстадиалы. В зависимости от глубины и продолжительности потеплений, конечно, находились масштабы речной деятельности, интенсивность зонального почвообразования и термокарстовых процессов.

На фоне отмеченных различий достаточно отчетливо проявляется поступательный, необратимый характер плейстоценовой климатической ритмики. От древности к голоцену она становится все более контрастной, возрастают скорости климатических изменений и, соответственно, экзогенных геологических процессов, усиливается аридность климата, отмечаемая, в частности, для последнего зырянского оледенения. И тем не менее, все ледниковья и межледниковья в главных своих чертах достаточно сходны и сопоставимы.

Начальные этапы оледенений сильно растянуты (на десятки тысяч лет) во времени. Общим для них является появление на севере Западно-Сибирской равнины ледникового панциря. Общими были и первоначальные центры зарождения ледников: Северный Урал, горы Бырранга, плато Путорана. Ледниковые потоки, стекавшие с них, соединившись, создавали субширотный фронт, перегораживавший равнину от Урала до Среднесибирского плоскогорья, и тем самым создавались условия для появления новых центров растекания льда на Ямале и, вероятно, на шельфе Карского моря [Астахов, 1977; Гросвальд, 1977; Астахов, Файнер, 1975]. Все оледенения вызывали прогибания земной коры северной части Западно-Сибирской равнины. Гляциоизостазия обусловила закономерное снижение современного рельефа равнины с юга на север и расположение ее низменных частей в зонах покровных оледенений. Напомним, что в олигоцене-неогене север Западной Сибири был приподнят относительно ее южной половины, где шла широкомасштабная озерная аккумуляция. Общий наклон к северу оформился и устойчиво сохранился лишь в ледниковый период, предопределив северное направление речного стока.

Важнейшим элементом всех ледниковий являются внутриконтинентальные подпрудно-ледниковые озерные бассейны. Они, непременно, возникали вдоль фронта ледяных плотин, перекрывавших сток на север. Неслучайно всем ледниковым горизонтам находятся синхронные озерные осадки. В современном рельефе очертания бывших подпрудных бассейнов в целом соответствуют внутриконтинентальным депрессионным понижениям типа Нижнеиртышской, Кондинской, Среднеобской, Барабинской, Фарковской, Тугуланской и других низменностей, в пределах которых распространены разновозрастные подпрудно-озерные осадки.

Показательно, что южные периферийные приподнятые равнины - Предалтайская, Приобская, Красноярское плато и т.д., находившиеся вне влияния покровных оледенений, не были втянуты в опускания. Они испытывали устойчивую тенденцию к умеренному воздыманию в соответствии с

общим тектоническим развитием Алтае-Саянской горной области. В их пределах достаточно устойчиво функционировала речная сеть.

Субаквальный озерный режим развивался постепенно, в соответствии с разрастанием ледниковых покровов, и первоначально шел только в речных долинах, где практически все межледниковые аллювиальные свиты в своей прикровельной части сложены глинисто-алевритовыми пойменно-старичными и озерными осадками. В первую холодно-влажную фазу каждого ледникового, когда происходила стабилизация ледниковой запруды, озерная седиментация выходила на придолинные водоразделы и в приледниковой зоне разрастались внутриконтинентальные подпрудно-ледниковые бассейны. В это же время на оставшихся приподнятыми, южных внеледниковых равнинах шли мерзлотно-солифлюкционные процессы, криогенное разрушение почвенных покровов и слабая денудация. Яркими свидетелями являются погребенные в лессовых толщах педокомплексы, как правило, деформированные и растасканные солифлюкцией. Активный поверхностный снос инициировал накопление делювиально-пролювиальных осадков в предгорьях, а в долинах - речную аккумуляцию преимущественно пойменных суглинистых фаций.

Во вторую, холодно-аридную фазу ледниковый, когда почти полностью прекращался речной сток, приледниковые озерные бассейны, вероятно, "подсыхали", озера в их пределах мелели и сокращались, сильно разрасталась область субаэрального лессонакопления, особенно интенсивное, возможно, в периоды терминаций. Золотая пыль засыпала не только пересохшие долины и междуречья, но и аккумулировалась в озерно-болотной среде. В результате в южной, ныне степной зоне покров за покровом формировались пачки лессов, слагающих красnodубровскую свиту и ее стратиграфические аналоги, а севернее, в более увлажненной приледниковой области - накапливались такие более гетерогенные свиты, как семейкинская, федосовская, сладководская, жуншуликская, петровская, тайгинская и т.д., в составе которых пачки озерных глин и алевритов нередко переслаиваются с лессовидными суглинками и супесями золотого (по способу транспортировки) и озерного (по типу седиментации) происхождения.

Озерные отложения содержат спорово-пыльцевые спектры лесотундрово-тундрового типа, а лессовые пачки - холодных перигляциальных ксерофитных тундростепей. Следовательно, вся внеледниковая область Западно-Сибирской равнины занималась безлесными ландшафтами. Это свидетельствует о существенной перегруппировке в составе растительности, исчезновении лесов, о смещении к югу границ ландшафтных зон на 700-1100 км, о миграции в южные районы Западной Сибири арктической и субарктической флоры, что позволяет допустить снижение на 7-8° среднегодовых температур в пессимумы ледниковый. Климат был существенно холоднее и суровее современного [Антропоген..., 1984; Волкова, 1991].

Таким образом, в ледниковые эпохи палеогеографическая обстановка характеризовалась возникновением трех главных ландшафтных зон: на севере - ледовитая, арктическая, по периферии ледников - перигляциально-тундровая с сильно заозеренными низменностями и, наконец на юге - тундрово-степная на приподнятых ксерофитных субаэральных равнинах.

Межледниковья отличаются более богатой и разнообразной палитрой палеогеографических обстановок. Переход к ним от ледниковый, так называемая терминация, продолжительностью всего в несколько тысячелетий, носил исключительно драматичный, быстротечный, во многом катастрофический характер. Огромные массы льда, прежде чем растаять, должны были разогреться до точки плавления (0°C). Это происходило в условиях уже достаточно устойчивого, тёплого климата, зафиксированного палинологическими исследованиями Т.П. Левиной [История..., 1970a] для фазы дегляциации самаровского оледенения. Кризис наступал в результате преодоления скрытой теплоты плавления, когда ледовые массы, поглотив необходимое количество тепла, начинали стремительно таять, вызывая катастрофический развал грандиозных материковых ледниковых покровов. Это событие отчетливо зафиксировано на изотопно-кислородных кривых по глубоководным осадкам океана и связано с катастрофически быстрым поступлением в него талых вод, резко изменявшим изотопный состав океанической воды [Shackleton, Opdyke, 1973].

В Западной-Сибири все последствия столь быстрого развала ледникового покрова на севере равнины пока не поддаются полной и точной оценке. Тем не менее, стремительное стаивание основной массы льда должно было вызвать внезапное импульсивное наводнение ("потоп") во внеледниковой зоне равнины, грандиозное межбассейновое перераспределение талых вод, переливавшихся через водоразделы из Енисея в Обь и из Оби в Иртыш с последующим, весьма вероятным сбросом через Тургайский прогиб в Среднюю Азию. Пути движения потоков сохранились в форме огромных ложбин стока, рассекающих ныне возвышенные между-речные равнины Енисея, Оби и Иртыша как в центральных, так и в южных (Приобское плато, Чулымо-Енисейская равнина) районах Западной Сибири. Все они имеют удивительно закономерное юго-западное простирание, ориентированное на Тургайский прогиб.

В следующее мгновение геологического времени должны были начаться катастрофические прорывы ледниковой запруды. Из переполненных, переобводненных подпрудно-ледниковых озер импульсивно возникали быстротечные сбросы талых вод на север, в Карское море. Навстречу им шла волна гляциоэвстатической морской трансгрессии, заливавшей гляциоизостатическую депрессию, освобождавшуюся от льда. Оба эти явления вызывали дополнительное ускорение деградации ледниковых покровов.

На северных приморских низменностях появлялась совсем юная гидросеть, оторванная в своем развитии от ее древней внеледниковой системы, замиравшей в предшествующей холодно-аридной обстановке, и засыпанная золовой пылью. Внезапное обводнение внеледниковой зоны резко обрывало широкомасштабное лессонакопление, но не сразу приводило к оживлению гидросети, так как порождало юго-западный межбассейновый сброс избытка талых вод, препятствовавший оформлению стока на север. Лишь после прорыва подпрудных бассейнов на север через ледниковый барьер и их дренирование катастрофическое функционирование водораздельных ложбин юго-западного простирания заканчивалось и создавались предпосылки развития "нормальной" современной гидросети.

С окончанием бурного времени терминации наступил относительно спокойный период межледниковья. В его первую половину происходила гумидизация и потепление климата, что способствовало постепенному развитию речной сети, которая осваивала приледниковые и ледниковые низменности, окончательно дренировала внутриконтинентальные озерно-ледниковые бассейны, приспособляясь, в первую очередь, к отрицательным формам ледникового рельефа - депрессиям, ложбинам стока и т.п. Интенсивно развивалась линейная эрозия и накопление аллювиальных свит в речных долинах. На обширных междуречьях шли процессы зонального почвообразования, в переувлажненных северных районах вследствие деградации мерзлоты широко распространялись термокарстовые явления и торфообразование. Во вторую, влажно-теплую фазу каждого межледниковья происходило окончательное становление разветвленной речной сети, которая наряду с морскими трансгрессиями на севере Западно-Сибирской равнины, зональным почвообразованием и термокарстом отражала наиболее типичные черты межледниковой палеогеографии.

Катастрофические геологические процессы периода терминации оказывали, несомненно, сильное воздействие на биоту и, в первую очередь, на растительность. Позднесартанская терминация свидетельствует об исключительно быстротечных и контрастных изменениях климата. Отражением их являются столь же стремительные и широкомасштабные изменения растительной зональности, когда буквально за первые сотни лет происходила радикальная трансформация ландшафтов в центральных районах Западно-Сибирской равнины: тундра замещалась тайгой и вновь тундрой. Этот процесс, носивший скорее катастрофический, чем постепенный характер, в то же время имел четкую направленность. Несмотря на неоднократные возвратные волны похолоданий и, как следствие этого, гибель таежной растительности, общая тенденция развивалась в направлении потепления климата. Время терминации завершалось становлением в начале межледниковья растительной зональности современного типа. Геологические события приобретали более спокойный, эволюционный характер. Растительные зоны постепенно мигрировали все далее к северу. В оптимумы межледниковий северная тайга и лесотундра могли занимать даже северные морские побережья, где сейчас располагается тундра. Если за модель принять климатический оптимум голоцена, то смещение растительных зон к северу могло достигать 500-600 км, что предполагает повышение среднегодовых температур в субарктике относительно современных на 4-5° [Антропоген..., 1984; Волкова, 1991]. Тундра на арктических побережьях появилась, видимо, несколько позже, вслед за морской регрессией и вследствие начинавшегося похолодания. Во вторую половину межледниковья физико-географическая, растительная и климатическая зональности приближались к современным.

Таким образом, ландшафтно-климатическая зональность наряду с необратимым характером климатической ритмики проявляется как важнейший фактор, определивший ход природного процесса в плейстоцене Западной Сибири, в котором закономерное место находят как постепенные, достаточно медленные, так и катастрофически быстротечные изменения климата и природной среды.

Глава 3. ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

(приледниковая и внеледниковая зоны)

Западная Сибирь представляет собой огромный регион с равнинной территорией. С севера на юг на протяжении 2000 км он пересекает ряд ландшафтных зон от арктической пустыни до степи и южной полупустыни. Структура современного растительного покрова сочетается с общей географической зональностью.

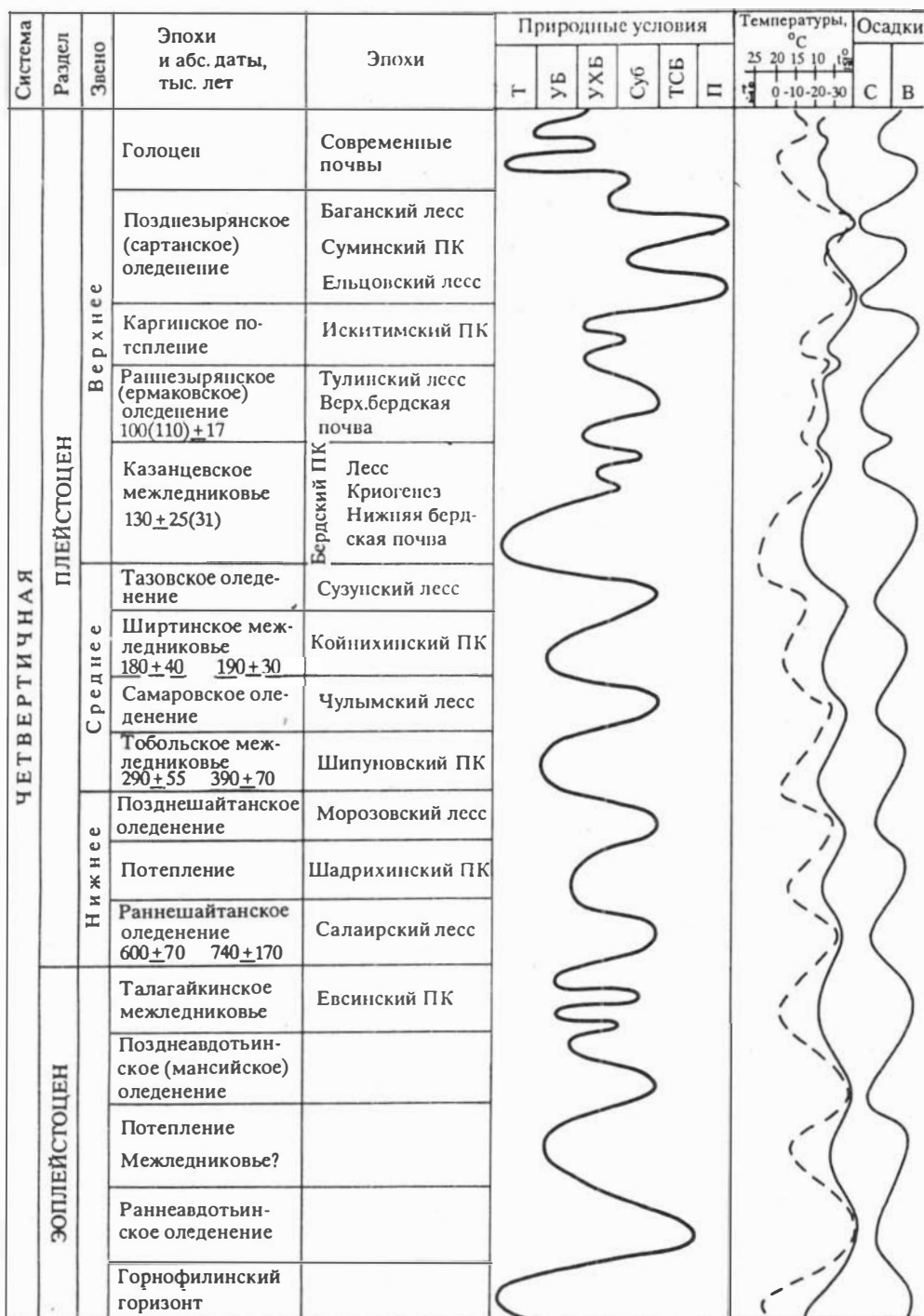
В пределах региона распространены мощные (более 400 м) морские, континентальные толщи, водные и субаэральные отложения. Почти все горизонты и свиты эоплейстоцена и плейстоцена Западной Сибири имеют богатые биостратиграфические характеристики. Региональные горизонты через эволюционные изменения комплексов млекопитающих, фораминифер, данные палеомагнитного анализа и различных физических методов определения абсолютного возраста увязаны с общей шкалой четвертичной системы [Решение..., 1990].

Геологические и палеонтологические материалы показывают, что за четвертичный период (в объеме 1,65-1,8 млн лет) неоднократно менялись биоты, обусловленные колебаниями климата, различными по амплитуде и длительности. Особенно сильное влияние они оказали на состав флоры и растительности.

Уже в начале эоплейстоцена произошло обеднение состава флоры, многие термофильные растения исчезли с территории региона, одновременно возникли новые виды и новые растительные формации, не свойственные современному. Своеобразие эоплейстоцена и плейстоцена, а именно неоднократное чередование оледенений и морских трансгрессий, колебания климата привели к нарушению географической зональности, к изменению структуры растительных зон, к глубокой миграции их границ и изменению площадей ареалов.

Колебания климата в эоцен-плейстоценовое время обусловили появление новых двух типов флоры. В состав первого типа вошли *Betula nana*, *B. humilis*, *Salix polaris*, *S. herbaceae*, *Dryas octopetala*, камнеломки (*Saxifraga caespitosa*, *S. oppositifolia*) и арктические плауны с различными ксерофитами. Такая флора была типична для арктической, субарктической и перигляциальной растительности, возникновение которой обусловлено резким похолоданием климата.

Для второго типа флоры характерно участие бореально-таежных элементов, которые входили в состав различных таежных формаций [Волкова, 1966, 1977]. Восстановление типов флоры, структуры растительных формаций, изучение их границ и глубины миграций как отдельных видов, так и целых растительных сообществ, позволили выявить общую направленность изменения климата (рис. 21) в различные периоды от умеренно теплого до бореального и перигляциально-арктического.



3.1. Умеренно теплый климат (горнофилинское время и казаневский оптимум)

Умеренно теплый климат характерен только для двух эпох в эоплейстоцене: для горнофилинского 1,2 млн лет назад [Архипов, 1987; Решения..., 1990] и в плейстоцене в казанцевский оптимум.

Горнофилинское время. К этому периоду относится формирование горнофилинского аллювия. На территории равнины отложения распространены ограниченно. В естественных разрезах аллювий вскрыт в низовьях Иртыша. Здесь он приурочен к борту переуглубленной палеодолины. Кровля аллювия в разрезе Горнофилинского яра выступает на 2-4 м выше уреза Иртыша. Отложения залегают на размытой поверхности туртасской свиты верхнего олигоцена.

На Иртыше эти слои представлены песками кварцевыми, мелко- и среднезернистыми светло-желтыми. Для отложений характерно чередование пологих косослоистых серий песков, внутри которых имеется горизонтальная пологая слоистость, а в ряде случаев и микрослоистость за счет включения мелкого растительного детрита. Основание косых серий подчеркнуто скоплением растительных обломков, окатышей глины, иногда встречается ожелезненная галька. Отложения имеют мощность до 7 м.

На Иртыше С.А. Архиповым в аллювиальных отложениях приведены две термолюминесцентные запредельные даты $1250(1260) \pm 250(300)$ тыс. лет. Им высказано предположение, что основание отложений будет представлять собой границу между неогеновой и четвертичной системами или она может пройти внутри толщи. Аллювий содержит микрофитофоссилии - плоды, семена, споры и пыльцу.

В горнофилинское время, по данным палинологии, на территории Западной Сибири была развита лесная растительность, в составе которой преобладали умеренно теплолюбивые широколиственные породы (липа и вяз). Много пихты (до 10 %) и ольхи, в составе травянистой и водной растительности на положении реликтов доживали растения, чуждые флоре центральной части Западной Сибири. Среди травянисто-кустарничковых господствовала пыльца злаков (до 55 %), затем полыней и сложноцветных. Присутствуют *Menyanthes trifoliata*, *Salvinia natans*. Последняя растет сейчас к югу от г. Омска. Споры принадлежат сфагновым мхам (50-60 %) и папоротникам.

Горнофилинский аллювий содержит также богатую флору семян и плодов. По заключению Е.А. Пономаревой [Архипов, 1987], для ее состава характерно присутствие (до 70 %) западно-сибирских видов. Значителен процент (17 %) локальных и региональных экзотов (*Selaginella selaginoides*, *Potamogeton triesi*, *P. vaginatus*, *Coullina tenuissima*, *Heleocharia ovata*). Отмечается отсутствие арктических и субарктических видов. Эта флора отличается от барнаульской и тишинской отсутствием термофильных реликтов неогена.

С.К. Кривоногов отметил, что для семенной флоры характерна высокая доля участия ныне вымершего вида *Asolla interglacialica* (50 %) от всего состава и чрезвычайно богатый состав рдестов. В целом весь состав флоры позволяет говорить о более теплом, чем современный, климате в нижнем течении Иртыша.

Палинологические данные показывают, что средняя температура июля не превышала $+20-22^{\circ}\text{C}$, а января соответственно $-15-20^{\circ}\text{C}$. Отклонения от современных температур в июле достигали $+3^{\circ}\text{C}$, а в январе $+2^{\circ}\text{C}$. Эти температуры обеспечивают максимальное развитие пихты, содержание которой указывает на развитие пихтовых лесов в сочетании с сосной и березой, липой и вязом. Количество осадков не превышало 600 мм. Близкие значения получены по карпнологическим данным с учетом спор и пыльцы методом климатограмм ареалов. Было учтено 16 таксонов, принадлежащих *Abies sibirica*, *Alnus incana*, *Picea obovata*, *Betula verrucosa*, *Larix sibirica*, *Pinus sibirica*, *Selaginella sibirica*, *Potamogeton optusifolius*, *P. alpinus*, *P. natans*, *P. praelongus*, *Chenopodium album*, *Nymphae albas*, *Nuphar pumila*, *Empetrum nigrum*, *Menianthes trifoliata*. Климатическое поле образуют шесть видов (рис. 22). Методом наложенных климатограмм среднеянварская температура в горнофилинское время на широте $58-60^{\circ}$ с.ш. равнялась $-15-18^{\circ}\text{C}$. Летние температуры были близки к современным, а температуры января - выше современных на $2-3^{\circ}\text{C}$, то есть зима была мягче и, возможно, короче. Отклонения температур января в северотасжской зоне (63° с.ш.) составляли $+4^{\circ}\text{C}$, в лесотундре $+6,4^{\circ}\text{C}$, а в тундре до $+11-12^{\circ}\text{C}$. Отклонения июльских температур в тех же направлениях изменялись следующим образом 0; $-1,2$; $+4-5^{\circ}\text{C}$ и в тундре $+14^{\circ}\text{C}$, т.е. центральная часть практически не испытывала температурных изменений в июле. Лето в степной и лесостепной зонах было теплее, чем в горнофилинское время. Отклонение от современных в тот период составляли от $-1,9$ до $-2,8^{\circ}\text{C}$.

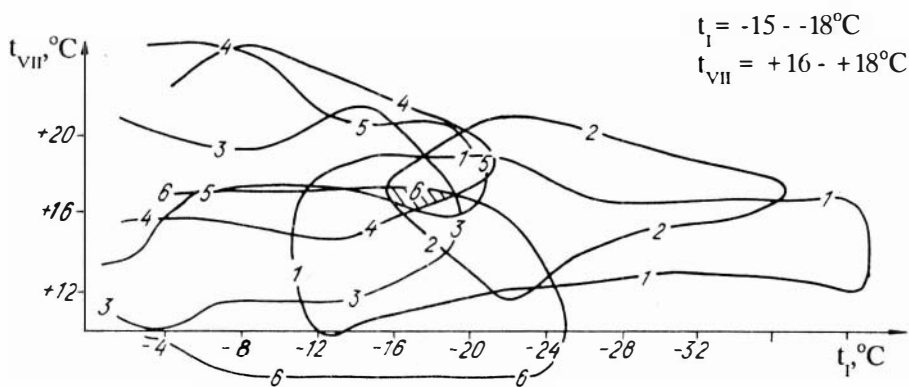


Рис. 22. Климатограмма флористического состава горнофилинского времени. Построена по климатическим полям 6 видов (учтено 16 таксонов): 1 - *Picea obovata* Ledeb.; 2 - *Pinus sibirica* Do Tour.; 3 - *Alnus incana* (L.) Gaern. 4 - *Potamogeton obtusifolius* L.; 5 - *Oenanthe aquatica* (L.) Poir.; 6 - *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

Умеренно теплый климат существовал также и во время формирования казанцевского (эемского) горизонта, включающего морские, речные, озерные, озерно-болотные и субаэральные отложения.

По данным исследования моллюсков и палинологии, температурный режим ранней стадии казанцевского межледниковья был близок к современному. Температура воды в Карском море повышалась до 0°C и была

выше современной на 1-2 °С. Морские отложения развиты на севере Западной Сибири, на Таймыре, в низовьях Оби, Пура и в бассейне р. Пясины. Они содержат богатый комплекс раковин морских моллюсков и фораминифер [Троицкий, 1979; Гудина, 1976; Левчук, 1984]. Речные отложения выполняют переуглубления в устье Оби (до 50-60 м ниже уровня моря) [Последнее оледенение..., 1977].

Озерные и озерно-болотные отложения встречаются на придолинных водоразделах и бортах долин на абсолютных отметках от +60 до +90 м. С казанцевским межледниковьем связано формирование горносубботинского торфяника на Иртыше и Ялбыньинской свиты, выделенной Ю.Ф. Захаровым [1970]. В Новосибирском Приобье и Степном плато возрастным аналогом является бердский педокомплекс, сопоставляемый с пятой подстадией изотопно-кислородной шкалы [Волков, Волкова, 1987]. По составу фораминифер В.И. Гудина [1973, 1976] сопоставляет морские слои с земом Западной Европы.

В оптимум казанцевского межледниковья, в границах расселения бореальных видов моллюсков, зимняя температура воды не опускалась ниже 0 °С, среднегодовая была значительно выше современной, около +4 °С.

В казанцевский оптимум среднегодовая температура воздуха в разных частях равнины повышалась неодинаково: по данным С.Л. Троицкого [1979] для западного берега Ямала (около 70° с.ш.) на 2,5-4,5 °С, на Енисее около 5-6 °С; по данным В.С. Волковой [1969], в бассейне Оби около 4-6 °С. Из этих данных ясно, что заметный рост температур отмечается на севере равнины. Вероятно, кроме местной инсоляции на повышение температур в высоких широтах влиял западный перенос воздушных масс.

В оптимум межледниковья около 130-120 тыс. лет назад высокий температурный режим обеспечил далекое продвижение лесной растительности на север. Северная граница леса совпадала с береговой линией моря (рис. 23). С этим периодом связано широкое расселение темнохвойной тайги, в составе которой под пологом леса далеко на север проникли широколиственные породы, такие как липа, вяз, дуб. В отличие от других эпох в казанцевское время в составе растительности существовали термофильные экзоты, такие как *Azolla interglacialica*, *Aldrovanda visiculosa*. Темнохвойная растительность далеко продвинулась на север, заняв современную территорию лесотундры. Арктической растительности, характерной для современной тундровой зоны, не существовало. Широкое расселение темнохвойной тайги с участием широколиственных сопровождалось значительным количеством суммы годовых осадков. Анализ границ ареалов растительных зон и состав флоры показали, что в оптимум трансгрессии среднемесячная температура июля достигала на широте низовий Иртыша +20-25 °С, января - -15 °С. Отклонения от современной летней температуры достигают +5 °С, зимней до +7 °С. В этот период, по-видимому, мерзлота полностью деградировала. Климатические оценки для оптимума получены также и для континентальных отложений по разрезу у пос. Горная Суббота, на Иртыше [Гуртовая, Кривоногов, 1988]. Для этого отрезка по палинологическим данным восстанавливаются пихтово-еловые кедровые леса с

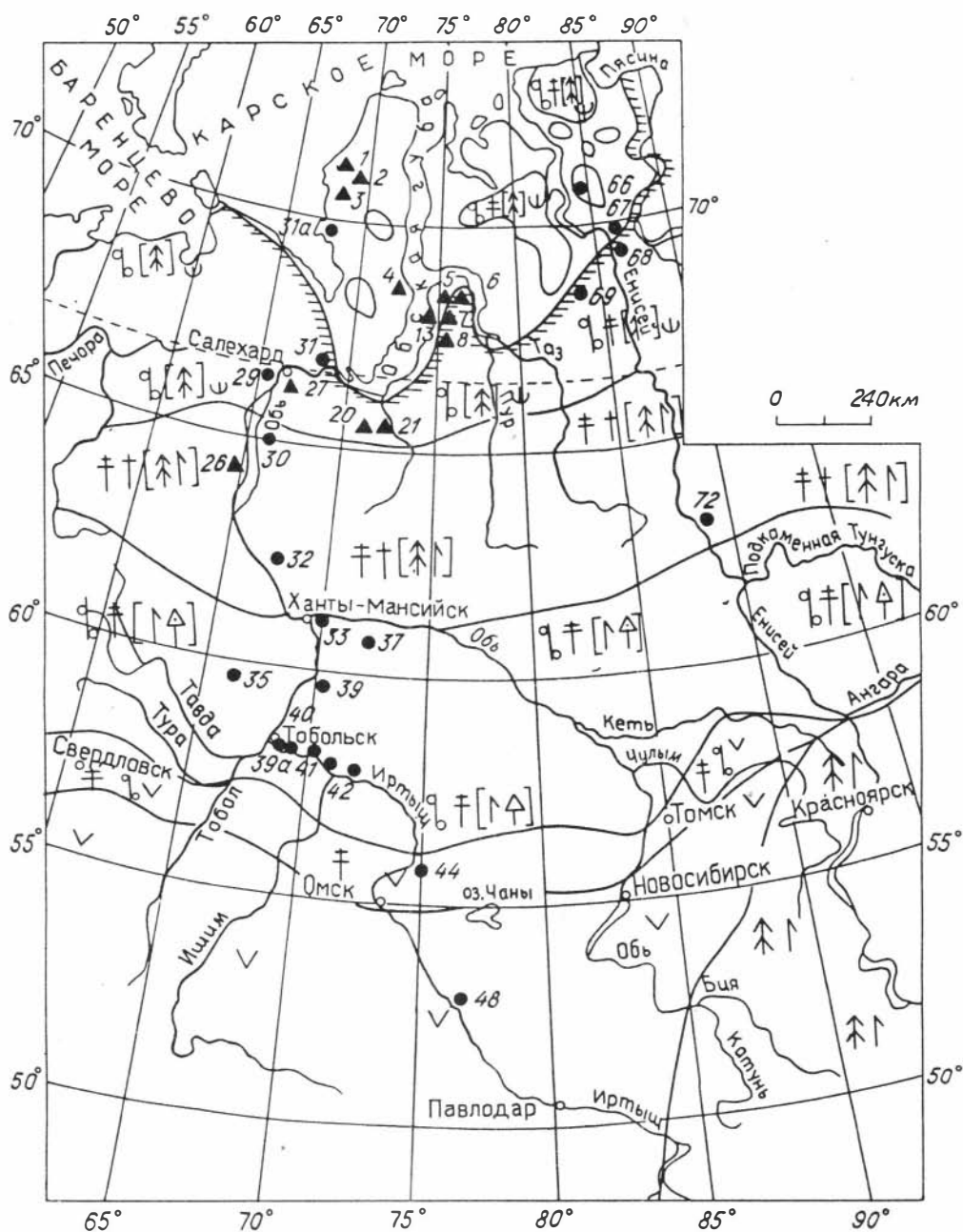


Рис.23. Карта-схема растительности казанцевского времени.

Усл. обозн. см. с.76.

Условные знаки к картам-схемам растительности казанцевского, тобольского, самаровского, сартанского времени и атлантического оптимума голоцена

	тушра		елово-сосновые леса с участием березы и термофильными кустарниками
	перигляциальная степь		сосново-березовые леса с участием кедра сибирского
	лесотундра		сосново-березовые леса
	лесотундра с микротермными кустарниками		сосново-березовые леса с участием ели
	лесотундра с мезофитными разнотравно-злаковыми ассоциациями		сосново-кедровые леса с участием ели и пихты
	лесотундра с ксерофитными разнотравно-злаковыми ассоциациями		березово-сосновые леса с участием ели и с термофильными кустарниками
	лиственные редколесья		березовые леса с участием ели и с термофильными кустарниками
	березово-лиственные редколесья		елово-пихтовые леса
	елово-лиственные леса с участием кедра сибирского		елово-березовые леса
	кедрово-сосновые леса с участием березы и лиственницы		березово-сосновые леса с участием ели, пихты и широколиственных
	елово-березовые леса с участием кедра сибирского		кедрово-еловые леса с участием пихты и широколиственных
	леса из ели, пихты и кедра		березово-сосновые леса с участием пихты и широколиственных
	еловые леса		полидоминантные хвойно-широколиственные леса
	елово-кедровые леса с участием пихты		сосново-березовая лесостепь
	кедровые леса		мезофитная разнотравно-злаковая степь
	елово-пихтовые леса		ксерофитная разнотравно-злаковая степь
	пихтово-еловые леса с участием кедра сибирского		береговая линия
	сосновые леса		скважины

● 48 обнажения

участием широколиственных пород. По данным карпологии также реконструируются лесные и водные сообщества, обычно характерные для южной части южно-таежной подзоны. Водоемы были насыщены богатой термофильной растительностью. Климат при построении климатограмм по восьми видам растений: *Picea obovata* Lodeb., *Pinus sibirica* Du Tour., *Abies sibirica* Ldb., *Quercus robur* L., *Larix sibirica* Ldb., *Rubus idaeus* L., *Sparganium minimum* Wallr., *Chenopodium glaucum* L., - оценивается несколько теплее современного. Отклонения средней температуры января по палинологическим данным составили +4 °C и равнялись -16 и +8 °C, а по карпологическим данным +8 °C, т.е. достигали примерно -12 °C, а июля +22-24 °C. Теплые условия климатического оптимума вызвали смещение

растительных зон на 300-400 км к северу и миграцию на территорию Западной Сибири европейских неморальных элементов, современные ареалы которых не выходят, по данным С.К. Кривоногова [Гуртовая, Кривоногов, 1988], за пределы Восточно-Европейской равнины. Растительные сообщества по своей структуре были близки современной растительности бассейна рек Уфа или Верхняя Сухона.

Климат поздней фазы известен слабо, так как верхние слои морских отложений уничтожены вследствие размыва и ледниковой экзорации. С этим периодом связано смещение к югу пояса темнохвойных лесов, исчезновение "белой тайги" и широколиственных пород. Несмотря на понижение температур, климат оставался теплым. Этот вывод подтверждается флористическим анализом по методу наложенных климатограмм, предложенному В.П. Гричуком [1969]. Анализировалась флора из регрессивных фаций отложений в разрезе Луковая протока на Енисее [Волкова и др., 1989]. При совмещении климатограмм 15 видов растений: *Picea obovata* Ledeb., *P. excelsa* Linc., *Larix sibirica* Ldb., *Abies sibirica* Ldb., *Pinus sibirica* Du Tour., *P. silvestris* L., *Betula pubescens* Ehrh., *Alnaster fruticosus* Ledeb., *Rubus hamaemonus* L., *Polygonum amphibium* L., *Lycopodium clavatum* L., *L. pungens* L., *L. alpinum* L., *Botrychium boreale* (Tr.) Milde, *Menyanthes trifoliata* L., получено общее поле, которое характеризует температурные условия совместного произрастания всех видов рассматриваемого комплекса (рис. 24). Рассчитана средняя температура июля $+14^{\circ}\text{C}$, января -21°C . Нижний предел летних температур, а также нижние и верхние пределы зимних температур фиксируются границами климатических ареалов, что повышает достоверность полученных данных. Отклонение летних температур от современных в низовьях Енисея оценивается в 2°C , зимних - около 7°C , в сторону потепления.

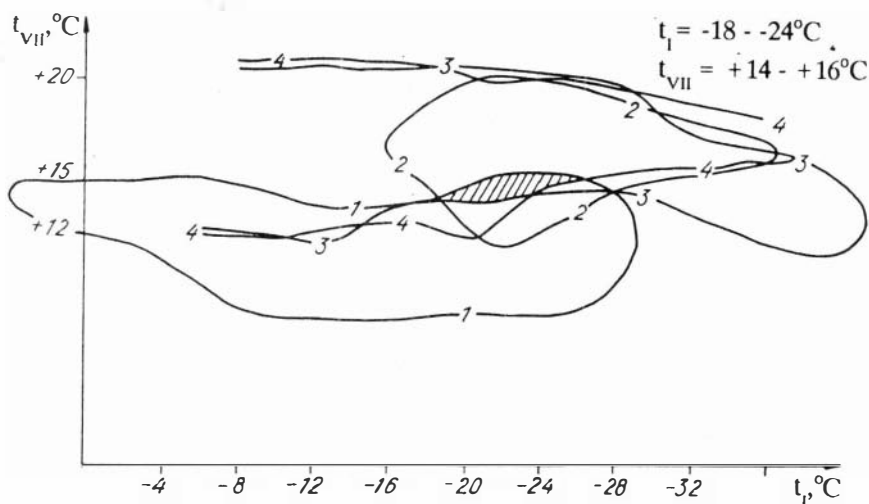


Рис. 24. Климатограмма флористического состава казанцевского времени. Обнажения на Луковой протоке р. Енисей. Построена по климатическим полям 4 видов (учтено 14 таксонов): 1 - *Lycopodium alpinum* L.; 2 - *Pinus sibirica* Du Tour.; 3 - *Menyanthes trifoliata* L.; 4 - *Pinus silvestris* L.

Время постмаксимальной фазы характеризовалось похолоданием и усилением континентальности. Это резко отразилось на размещении растительных зон. На широте 60° с.ш. были развиты северотаежные лиственнично-еловые леса с примесью березы и сосны. Среднеянварские температуры были ниже современных на 7°С, а июльские на 3°С и равнялись соответственно -26 - -27°С и +15 - +14°С. Близкие ландшафты сейчас расположены на широте 65° с.ш.

Исследование флоры и растительности позволяет заключить, что отклонения температур от современных в оптимум межледниковья были выше, чем в климатический оптимум голоцена. Особенно больших величин они достигали для высоких широт.

3.2. Умеренно бореальный и умеренно бореально-холодный климаты

Умеренно-бореальный климат установлен для талагайкинского, тобольского и ширтинского времени, умеренно бореально-холодный - для каргинской эпохи.

С талагайкинской межледниковой эпохой связано формирование талагайкинского аллювия, выполняющего переуглубленные палеодолины Иртыша в приледниковой зоне [Каплянская, Тарноградский, 1974; Волкова, 1977; Волкова и др., 1988]. Талагайкинская свита на Иртыше в районе пос. Чембакчино датирована термолюминесцентным методом 740 ± 170 тыс. лет [Архипов, 1987] и в Кондинской низине на Пелтыпской возвышенности 660 ± 70 тыс. лет. По С.А. Архипову, возраст свиты соответствует 600-685 тыс.лет, а по оценке В.А. Зубакова [Зубаков, Борзенкова, 1983] от 620 до 670 тыс.лет. Вероятнее всего, талагайкинский аллювий формировался в конце эпохи Матуяма от 0,7 до 0,9 млн лет. Не исключено, что он будет являться одновозрастным аналогом Кромера.

Аллювиальные отложения содержат богатую палинофлору, свидетельствующую о развитии лесной растительности. Она представлена преимущественно западно-сибирскими видами бореально-таежными и частично гипоарктическими. Для талагайкинского горизонта установлено шесть палинозон, отражающих три потепления и три неглубоких похолодания [Волкова, 1977, 1984]. Расположение растительных зон близко к современному.

Данные карпологического анализа, выполненные В.П. Никитиным [Каплянская, Тарноградский, 1974] и Е.А. Пономаревой [Архипов, 1987], показали, что эти отложения имеют близкую характеристику с таковой тобольского горизонта. В составе флор присутствуют: *Azolla interglacialica*, *Selaginella selaginoides*, много разных видов рдестов. Встречены локальные термофилы: *Potamogeton natans*, *Hydrocharis mosusranae*, *Najas marina*, которые сейчас не встречаются севернее 65-67° с.ш. Из региональных экзотов встречены виды восточно-сибирской флористической провинции *Coullina tenuissima* (R. Br. et Nangas) Tzkel. В целом карпологическая флора восстанавливает ассоциации елового леса и климат, сходный с современным. Данные флоры позволяют сделать заключение, что талагайкинский аллювий формировался в условиях умеренно бореального

климата со среднеиюльскими температурами $+15 - +17^{\circ}$, январскими -25°C . В периоды похолоданий температура понижалась и в январе в низовьях Иртыша достигала -30°C , в июле $+10 - +12^{\circ}\text{C}$.

Отклонения климатических показателей талагайкинское время от современных в низовьях Иртыша в июле составляли $+1 - +0,2^{\circ}\text{C}$; т.е. они были близки к современным. В северотаежной зоне (63° с.ш.) они достигали $+1,1^{\circ}\text{C}$, в лесотундре 66° с.ш. - $+3-4^{\circ}\text{C}$ и тундре $+7^{\circ}\text{C}$.

Январь, наоборот, был холоднее, чем сейчас на $2-3^{\circ}\text{C}$, в северотаежной зоне - на $2,6-3^{\circ}\text{C}$, в лесотундре (66° с.ш.) - на $0,6^{\circ}\text{C}$ и в тундровой зоне - на $1,5^{\circ}\text{C}$ (т.е. в талагайкинское время температура января была выше, чем сейчас). В целом климат талагайкинское время был более прохладным и влажным, чем в тобольское межледниковье, пожалуй, ближе к современному.

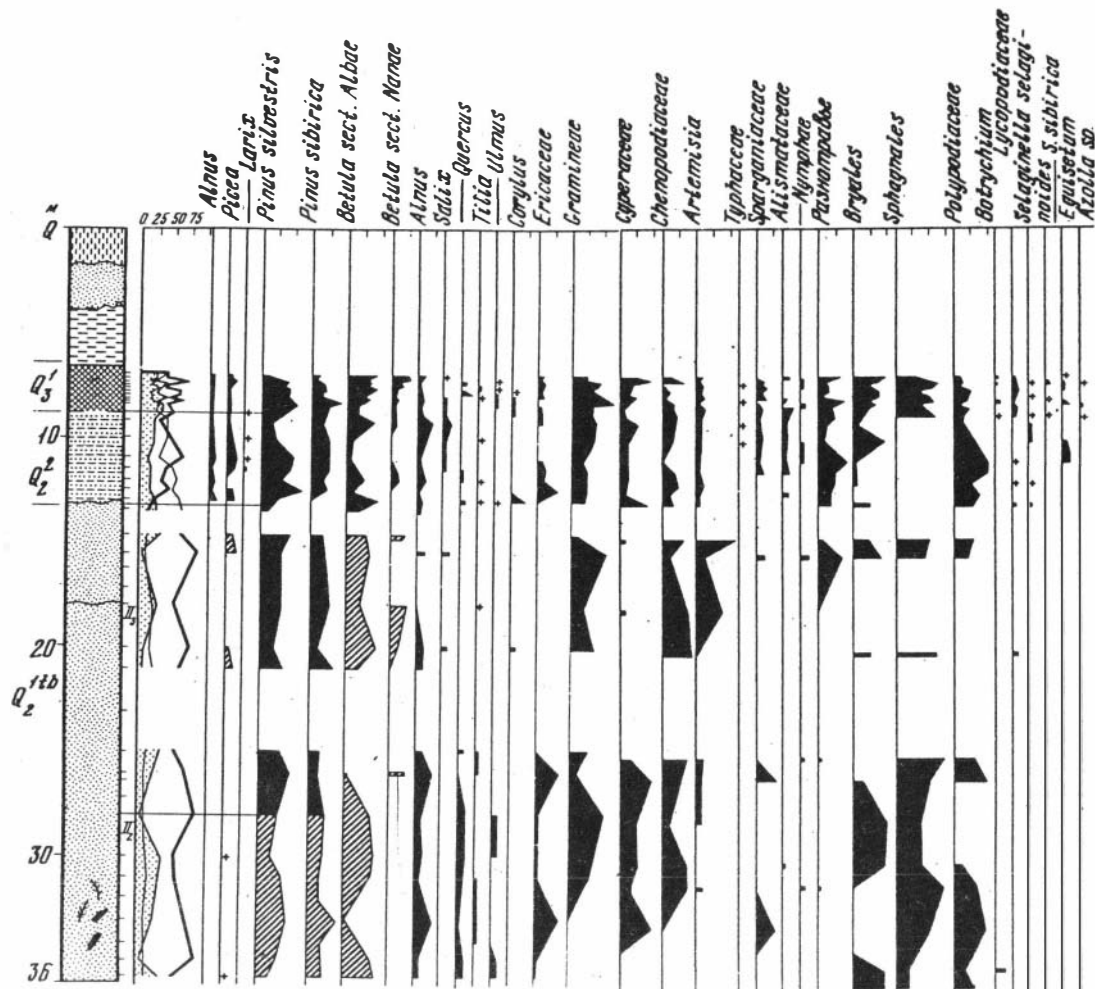
В эпоху тобольского межледниковья (сибирского миндель-рисса) в приледниковой и внеледниковой зонах формировались речные отложения тобольской и чембакчинской свиты в зоне морских трансгрессий - обские слои с арктобореальным комплексом фораминифер, позволяющим В.И. Гудиной [1976] сопоставлять отложения с Гольштейном Западной Европы. Отложения содержат остракоды мелких грызунов, крупных млекопитающих сингильского комплекса, раковины *Corbicula tibetensis*. Возраст тобольского горизонта; по данным термолюминесцентного анализа, определяется от $390(380) \pm 65(80)$ до $270(260) \pm 59(58)$ тыс. лет [Архипов, 1987]. Опорными для отложений являются разрезы на Иртыше близ поселков Горная Суббота (рис. 25), Скородум, Романово. Наиболее полное представление о климате и структуре ландшафтов в приледниковой и внеледниковой зонах получено по палинологическим данным разрезов Иртыша. Установлено, что состав флоры сибирского миндель-рисса был смешанным. Древесные породы представлены пыльцой только сибирских видов растений. В составе споровых растений, наряду с лесными плаунами, присутствовали местные экзоты *Sahvinia natans* (L.) All. и вымершие *Azolla interglacialica* Nikit. По данным палинологии установлены три фазы в развитии растительности. В начале межледниковья были развиты северотаежные леса и южные лесотундры. Характерно большое участие ели, кустарничковой березки, что указывает на климат умеренно бореально-холодный [Волкова, 1975].

В оптимум межледниковья широко развиты средне- и южно-таежные леса. Лесообразующими породами являются сосна, сибирский кедр, ель и пихта. В Среднем Приобье содержание пыльцы ели достигает 50 %, что превышает ее количество в рецентных пробах в пять раз. Широкое развитие сосново-кедровых лесов в сочетании с елово-пихтовыми указывает на увеличение количества осадков в оптимум межледниковья почти вдвое по сравнению с современными.

В хвойных лесах в центральной части равнины произрастали вяз и липа. Граница леса вплотную подходила к берегу среднечетвертичного моря (рис. 26). Однако по своей структуре леса тобольского межледниковья были ближе к северной тайге, а в казанцевское - в лесах большая доля приходилась на темнохвойные породы. К югу от 55° с.ш. располагалась мезофильная лесостепь.

Рис.25. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений близ пос. Горная Суббота:

1 - лессовидный суглинок, 2 - песок, 3 - супесь, 4 - торф, 5 - ленточные супеси и суглинки, 6 - растительные остатки.



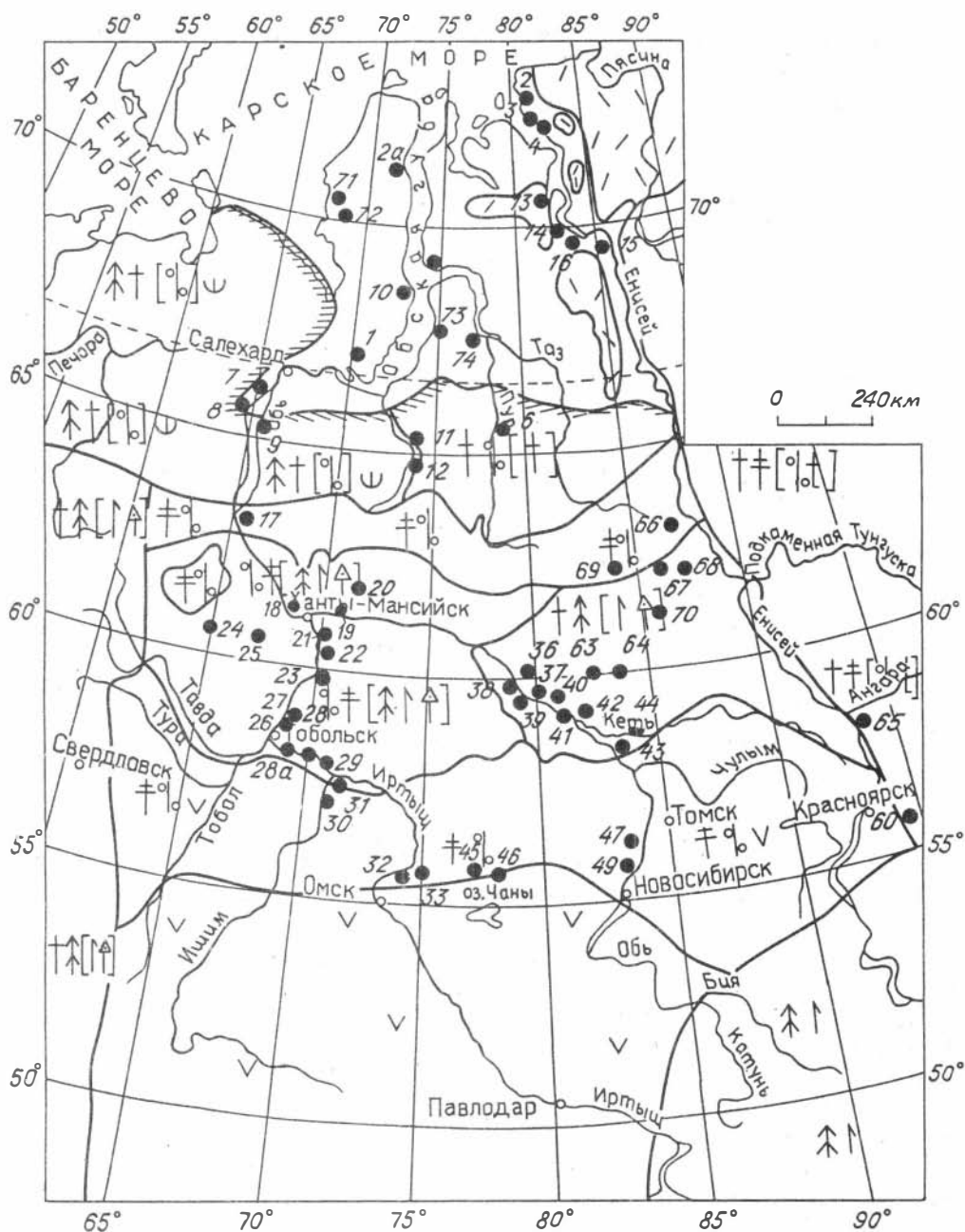


Рис.26. Карта-схема растительности тобольского времени. Усл. обозн. см. на с.76.

В конце межледниковья состав растительности вновь меняется. Господствующими среди лесообразующих пород становятся древовидная и кустарниковые формы берез. В составе растительности были арктические плауны. Роль сосны и сибирского кедра снизилась. Состав пыльцы и ее

соотношение в спектрах позволяют говорить о развитии северотаежной растительности, границы которой были смещены к югу более, чем на 500 км [Волкова, 1975]. Умеренно бореальный климат сменился умеренно бореально-холодным.

Данные по семенным флорам [Никитин, 1970] показали также, что в составе растительности господствовали западно-сибирские виды растений. Небольшое количество термофильных видов, имеющих ареалы в европейской части Союза, Средней Азии и на Дальнем Востоке, для климата и характера ландшафтов значения не имело.

Построение климатограмм на видовом уровне показало, что в оптимум межледниковья зимы были достаточно теплые и, по-видимому, короткие. Температура самого холодного месяца (января) была выше современной (этого же месяца) на $7-9^{\circ}\text{C}$ и достигала $-11 - -12,5^{\circ}\text{C}$. Температура июля не превышала $+18^{\circ}\text{C}$ и была близка к современным значениям центральной части Западной Сибири. По-видимому, только малой продолжительностью зимнего периода и достаточно высокими температурами в этот период можно объяснить существование экзотов среди растений и некоторых видов малакофауны и остракод. По данным последних, среднегодовая температура в оптимум сибирского миндельрисса была выше современных на 10°C [Волкова, 1966].

Расхождения в оценке климатической обстановки по флоре и малакофауне показывают, что отложения оптимума тобольского межледниковья требуют доизучения. Возможно, это связано с недостаточной изученностью экологии некоторых видов животных, моллюсков и растений, а частично с приспособляемостью отдельных организмов к различным климатическим обстановкам.

Климат начала-конца межледниковья был менее благоприятным: Среднегодовые температуры были ниже современных на $3-4^{\circ}\text{C}$.

Бореально-холодный климат сохранялся в ширтинское и каргинское время, когда большую часть Западной Сибири занимали северотаежные леса.

В каргинское время смещение границ лесной зоны к югу достигало 5° . В структуре ландшафтов выявлено два периода расцвета еловых лесов, совпадающих с максимумом увлажнения и относительного потепления климата. Между этими потеплениями был период похолодания, когда таежная растительность замещалась редколесьями. По температурному режиму и структуре растительности каргинское время значительно отличалось от межледниковий. Температура июля каргинского времени достигала $+15^{\circ}\text{C}$ и была на 3°C ниже современной. Зимние температуры (января) были ниже современных на $3-4^{\circ}\text{C}$ и достигали -25°C . Все это указывает на климат более холодный, чем в другие межледниковья. Открытым остается вопрос о климате оптимума каргинского времени на рубеже 42-45 тыс. лет назад. Палинологические данные пока не позволяют решить эту проблему однозначно.

3.3. Арктический, субарктический и перигляциально-арктический климаты ледниковых эпох

Арктический, субарктический и перигляциально-арктический климаты проявлялись неоднократно и были связаны исключительно с ледниковыми эпохами. Первое резкое похолодание климата совпало с накоплением озерных глин и суглинков верхнекочковского горизонта и синхронных с ним морен авдотьинского ледникового комплекса [Волкова, 1986; Волкова и др., 1988]. Похолодание климата обусловило развитие двух новых растительных формаций - зеленомошных болот с еловыми лесами по долинам рек и кустарничковой березкой и своеобразных болотостепей. Представители арктической флоры (арктические плауны, полярная ива, кустарничковая березка) в это время на юг продвинулись до 55° с.ш., т.е. более чем на 1000 км они расселились от границ своих ареалов. Климат в начале ледниковой эпохи в пределах лесной и лесостепной зон был близок климату современной арктической зоны, позднее он соответствовал климату лесотундры и бореально-холодному климату северотаежной зоны.

Климатические условия последующих ледниковых эпох: раннеплейстоценовой шайтанской, среднеплейстоценовых самаровской и тазовской и позднеплейстоценовой ермаковской были близки.

В раннем плейстоцене в составе растительности значительный процент принадлежал растениям с северным и даже с полярно-арктическими ареалами. К югу от 60° с.ш. произрастала дриасовая флора. Более жизнеспособные тундровые и арктические растения мигрировали на юг до 56° с.ш. Степные и лесостепные растения произрастали в составе тундровых формаций. Перигляциальная растительность заняла большие пространства. Смещение южной границы лесотундровой зоны относительно современного положения оценивается нами в $7-8^{\circ}$, т.е. более чем на 800 км. Климатограмма, построенная по восьми видам флоры из семейкинской свиты (низовья Иртыша) раннего плейстоцена (возрастной аналог шайтанского оледенения), показала, что температура июля к югу от Ханты-Мансийска равнялась $+12,5-14^{\circ}\text{C}$, т.е. была ниже современной июльской температуры на $4-6^{\circ}\text{C}$. Температура января достигала -29°C . Среднегодовая температура была ниже современной на $7-8^{\circ}\text{C}$.

В эпоху максимального самаровского и тазовского оледенений в результате резкого похолодания климата растительные зоны к югу от границ оледенения резко отличались от современных. Площади зон были сужены, а их границы относительно современного положения далеко смещены на юг. Величина смещения, по-видимому, в отдельные моменты достигала 1000-1100 км. Огромные пространства к югу от границ оледенения были заняты тундровой растительностью (рис. 27) и заболоченными редколесьями. Зоны лесов на территории Западной Сибири не было. Она располагалась в Тургае и Приаралье. Центр наибольшей концентрации совместного произрастания ряда видов в конце оледенения позволяет судить о количественной оценке температур июля к югу от 60° с.ш. Зимние температуры (января) достигали $-34 - -40^{\circ}\text{C}$, июля - $+14 - +16^{\circ}\text{C}$. Среднегодовые температуры в максимум оледенения были на $9-10^{\circ}\text{C}$ ниже современных.

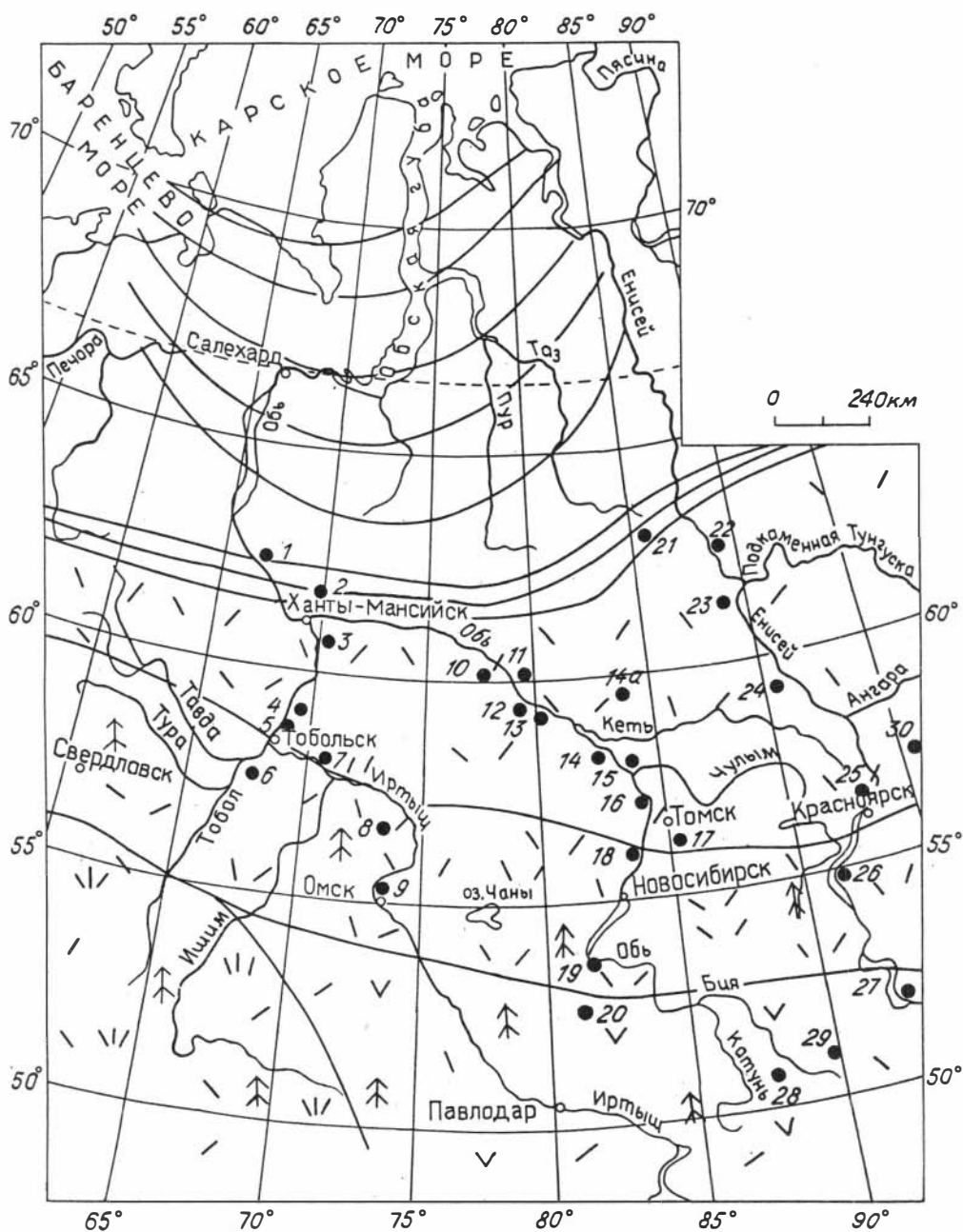


Рис.27. Карта-схема растительности самаровского времени. Усл. обозн. см. на с.76.

В ермаковскую ледниковую эпоху к югу от границы оледенения были широко развиты тундровые и лесотундровые формации, позднее сменившиеся северотаежными. Климат менялся от субарктического в начале

оледенения к умеренно холодному борсальному в период относительного потепления и вновь к тундростепному в конце оледенения.

Климат позднеледникового сарганской ледниковой эпохи отличается от предыдущих эпох суровостью и резкой континентальностью. В основу восстановления растительности положено 45 разрезов. Из них 13 имеют радиоуглеродные даты, позволяющие решить вопрос о растительных формациях. Корреляция остальных разрезов выполнена с учетом данных палинологии, геологического строения и всей палеогеографической обстановки.

К разрезам, расположенным вдоль фронта ледника, отнесены обнажения на Енисее у пос. Малая Хета, в низовьях Ниж. Тунгуски [Коренева, 1960] и в Нюрольском районе [Киנד, 1974], в низовьях Оби [Голубева, 1960; Последнее оледенение..., 1977]. Отложения здесь представлены мореной и озерно-ледниковыми отложениями, залегающими на каргинских слоях. В норильском районе морена, залегающая под озерно-ледниковыми глинами (19 900±500 лет, ГИН-311), содержит единичные зерна злаков, осок и маревых. Споры представлены зелеными мхами. Обычно такое количество пыльцы отражает условия арктической пустыни.

Спектры из вышележащих озерно-ледниковых отложений характеризуются высоким (70-90 %) содержанием спор зеленых мхов. Количество пыльцы трав колеблется от 10 до 30 %. Характерным является то, что 60-70 % принадлежит пыльце полыней. Второе место занимает пыльца разнотравья, затем маревых. Встречены единичные зерна кустарничковых березок. Такие спектры отражают развитие разнотравно-полынных перигляциальных ассоциаций, развивающихся вблизи края ледника среди типичной тундры. По данным О.В. Матвеевой [Киנד, 1974], сходные спорово-пыльцевые спектры имеют моренные и озерно-ледниковые отложения на р. Малая Хета. Здесь в составе марево-полынных ассоциаций присутствуют растения Арктики и Гипоарктики: *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *Selaginella selaginoides*, *Betula nana* (25 %). Состав пыльцы травянисто-кустарничковых растений и доля их участия в сочетании с арктическими плаунами и кустарничковой березкой характерны для перигляциальных открытых ландшафтов, которые занимали большие пространства от границ оледенения по берегам озерного подпрудного бассейна [Волков, 1980; Волкова, 1980; Палеогеография..., 1980].

Для реконструкции растительности Средней Оби большой интерес представляют палинологические данные по разрезам колпашевской террасы [Гричук, 1961; Левина, 1979; Архипов и др., 1975].

К сарганской эпохе в разрезах Колпашево, Мега относятся уртамские слои. Они отлагались в максимум развития оледенения. По данным Т.П. Левиной, отложения содержат пыльцу трав (50-90 %), споры (30-10 %). Среди травянисто-кустарничковой растительности преобладает пыльца злаков (50-90 %), маревых (10-30 %). Есть пыльца полыней и разнотравья. Споры представлены зелеными мхами, присутствуют споры *Lycopodium alpinum*, *L. selago* (до 8 %). Пыльца древесных пород принадлежит березе, среди которой доминируют кустарничковые формы. Состав пыльцы также свидетельствует о развитии перигляциальной растительности, представленной марево-злаковыми формациями в сочетании с открытыми

заболоченными участками. Климатические условия были влажные и холоднее современных.

В Новосибирском Приобье, к югу от 54° с.ш., интерес представляет разрез на Оби у Красного Яра. Здесь выше отложений с датами 27-30 тыс. лет залегают пески и лессовидные суглинки [Волков, Архипов, 1978]. К эпохе сартанского оледенения относятся лессовидные суглинки и перекрывающие их пески мощностью около 15-20 м. Отложения формировались в холодных и влажных условиях. Из нижней части лессовидных суглинков извлечено большое количество пыльцы трав, кустарничковой березки (20-25 %) и ксерофитов. В составе растительности принимали участие *Lycopodium appressum*, *Selaginella selaginoides*. Среди пыльцы древесных пород значительное количество принадлежит ели (до 50 %). Характер спектров позволяет заключить, что значительная часть лессовидной толщи формировалась в условиях развития тундры, а возможно, и лесотундры. Таким образом, границу тундровой и лесотундровой растительности следует проводить южнее широты Омска (55° с.ш.).

В сходных климатических условиях отлагались лессовидные суглинки у северной границы Барабинской степи, слагающие водоразделы рек Бакчара и Икса, и в районе оз. Убинское. Суглинки формировались в условиях развития зеленомошных болот и лугово-разнотравного покрова с кустарничковой березкой.

Палинологические данные свидетельствуют о том, что в сартанское время существовало три типа растительности, соответствующие трем природным зонам. Эти зоны резко отличались от межледниковых и современных. Различия заключались не только в их границах, но и в самой структуре растительных формаций.

Первый тип - перигляциальный - в структуре современных растительных зон отсутствует. В сартанское время он занимал почти всю лесную область (рис. 28). Второй тип представлен сочетанием различных тундровых ассоциаций. Южная граница сместилась по отношению к современной почти на 10°. Третий тип - лесотундровый - располагался к югу от 56° с.ш. В целом палинологические данные позволяют считать, что для эпохи позднезрянского (сартанского) оледенения характерно господство холодостойкой растительности, указывающее на существование сурового и континентального климата. Климатическая обстановка отличалась от времени самаровского оледенения большей сухостью и неоднократным возвратом холода, что обусловило развитие специфических ландшафтов. Среднегодовая температура была ниже современной на 8-10 °С. Сходная структура ландшафтов и состав флоры для позднечетвертичного оледенения установлены в европейской части России и в Западной Европе [Величко, 1973]. Выявленные закономерности позволяют заключить, что в эпоху позднего вюрма в Евразии происходила одновременно направленная и принципиальная перестройка растительности, резко отличающаяся от растительности современных ландшафтов.

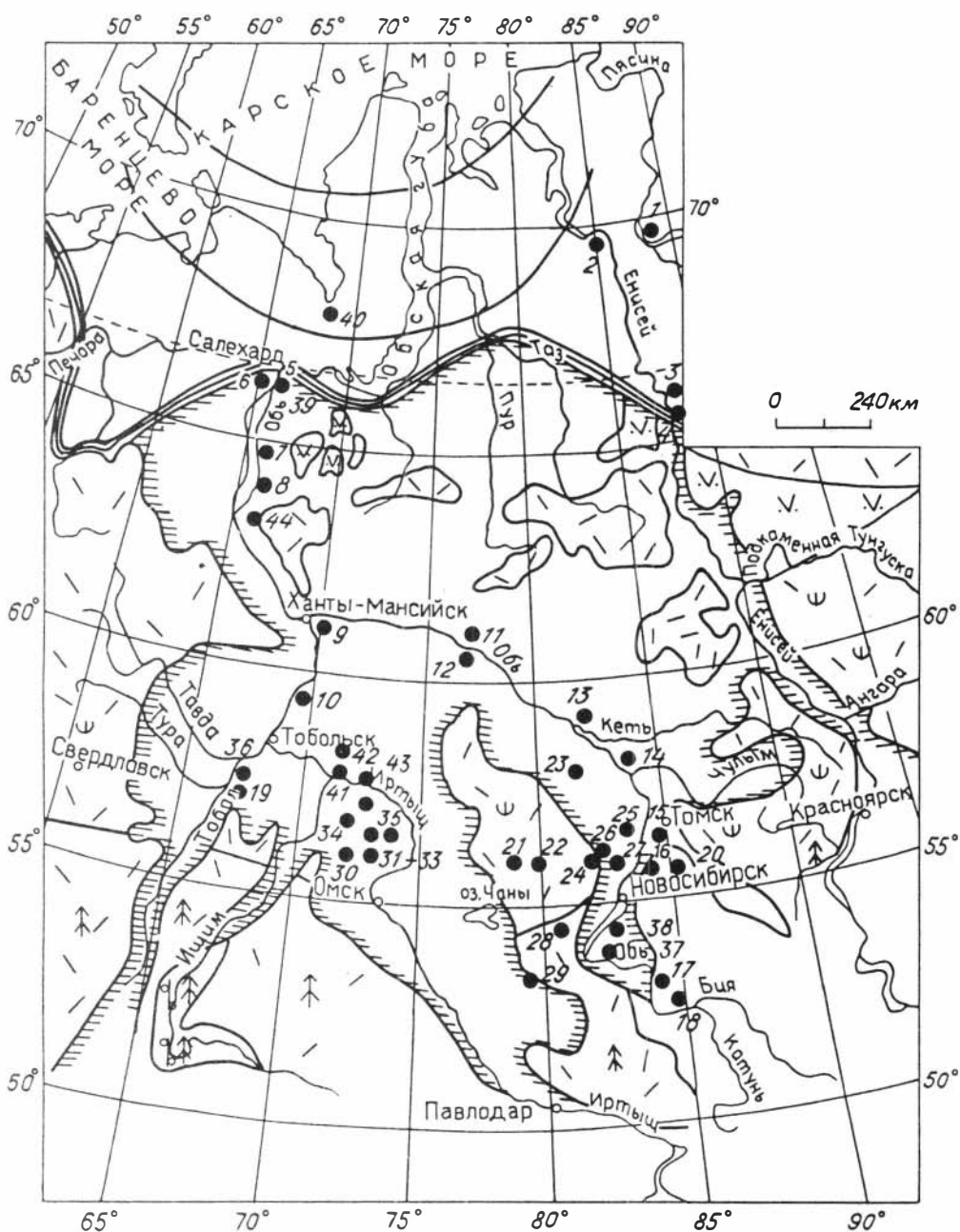


Рис.28. Карта-схема растительности сартанского времени. Усл. обозн. см. на с.76.

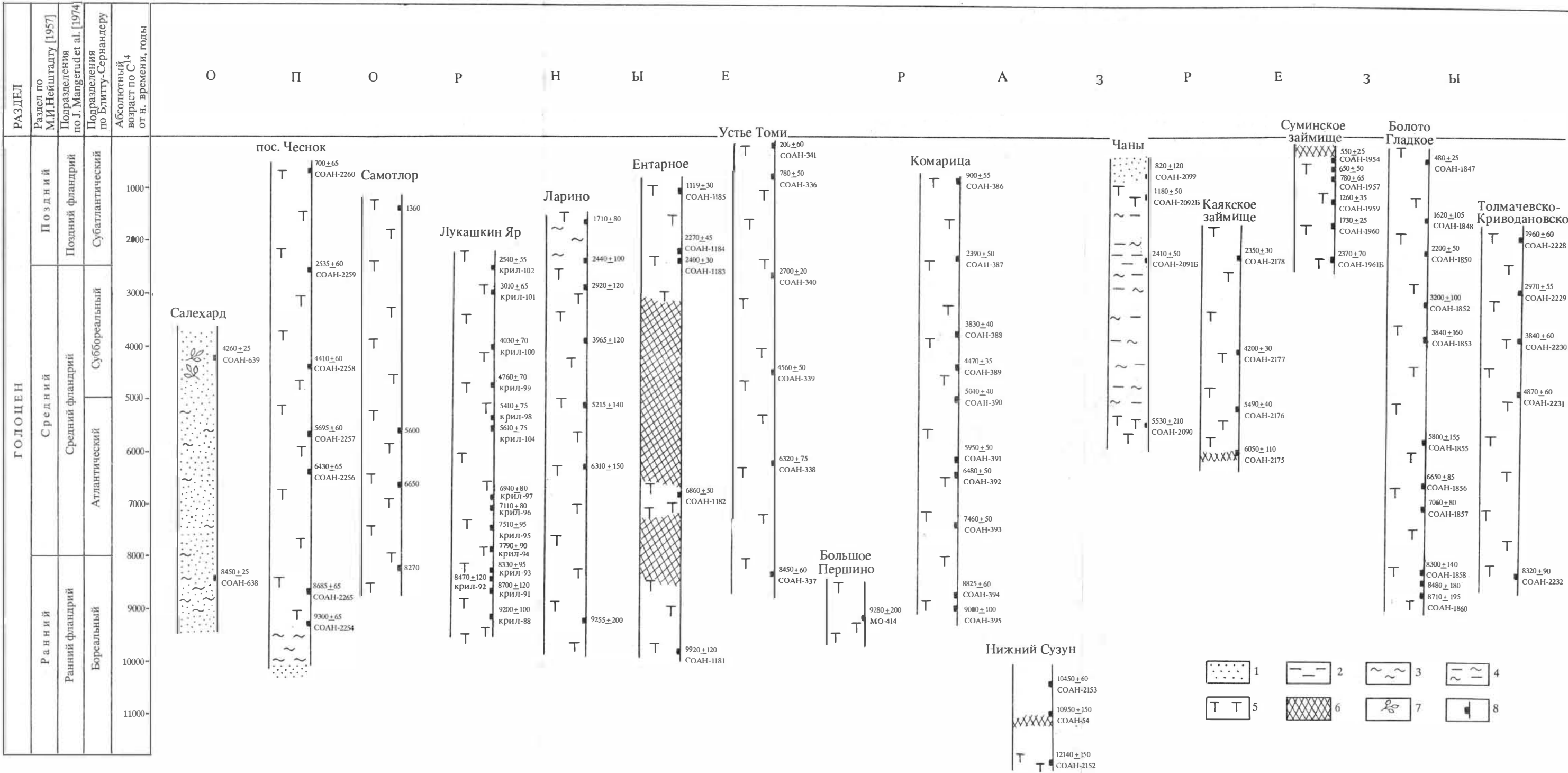


Рис.29. Матрица. Сопоставление разрезов голоцена Западной Сибири:
1 - песок; 2 - супесь; 3 - суглинок; 4 - ил; 5 - торф; 6 - гиттия; 7 - растительные остатки; 8 - радиоуглеродные датировки.

В настоящее время на территории Западно-Сибирской равнины более 200 разрезов голоценовых отложений изучены спорово-пыльцевым методом. Из них более 50 имеют радиоуглеродные датировки. Наиболее полные разрезы озерных, озерно-болотных и частично аллювиальных отложений имеются для таежной зоны [Волков и др., 1973; Нейштадт, 1957, 1965, 1976; Глебов, и др., 1974; Глебов, 1988], для лесотундровой [Левина, Никитин, 1973; Левковская, 1977; Левковская, и др., 1970; Кинд, 1974] и, в меньшей степси, для лесостепной [Хотинский, 1977; Левина, Орлова, 1989, 1993; Бахарева, 1985].

Исследования последних лет показали, что возраст оснований торфяников, венчающих разрезы первых надпойменных террас и на водоразделах, определяется в пределах от 10 585 до 8020 лет. Возраст погребенной голоценовой почвы, залегающей под суглинками на I надпойменной террасе р. Бердь у с. Маслянино, равен 8700 ± 50 лет (СОАН-838), а пробы сапропеля под почвой - 9200 ± 100 лет - (СОАН-839) [Панычев, 1979]. В разрезах на Иртыше близ пос. Большое Першино основание торфа имеет возраст 9200 лет (МО-414) [Нейштадт, 1965; Бахарева, 1985].

Палинологические данные свидетельствуют о том, что резкие изменения климатической обстановки на территории равнины как на севере, так и на юге произошли на рубеже 10 тыс. лет назад. В.А. Панычев [1979] установил для предалтайской части низменности резкие изменения климата на границе вюрма и голоцена, после $10\,950 \pm 150$ лет назад. В целом палинологические и геологические данные позволяют проводить нижнюю границу голоцена на уровне 10 тыс. лет. Этот рубеж хорошо устанавливается по палеоботаническим данным и выражается в смене перигляциальных формаций лесотундровыми и лесными.

Особенно отчетливо история развития растительных формаций и изменение климатической обстановки голоцена устанавливаются по палинологическим данным торфяников, развитых в таежной и на границе лесостепной и степной зон. Опорные разрезы с большим количеством радиоуглеродных датировок и детальным палинологическим исследованием расположены в низовьях и среднем течении Оби в районе Салехарда, близ поселков Саянск, Лукашкин Яр, Ларино, на Иртыше у сел Большое Першино, Комарица и в лесостепной зоне - Каякское, Суминское займище, Болото Гладкое и др. В большинстве разрезов голоцен представлен, начиная с предбореального периода. Отложения позднеледникового времени установлены и изучены пока только в одном разрезе на Оби, у с. Нижний Сузун (рис. 29). Палинологические данные позволяют судить об изменениях в составе растительности и климата только для лесостепной зоны. Т.П. Левиной [Левина, Орлова, 1993] для среднего дриаса на широте 55° с.ш. описаны безлесные ксерофитные марево-полынные ассоциации.

В аллереде выделено пять фаз (интервалов, по Т.П. Левиной) в развитии растительности. Вначале под влиянием увлажнения и незначительного потепления на юге Западной Сибири расселились березово-еловые группировки, позднее ель перестала доминировать, появились елово-березовые

формации. Последующее непродолжительное похолодание и аридизация климата вызвали вновь исчезновение древесной растительности. Новое увлажнение и незначительное потепление привело к появлению еловых с лиственницей и березовых группировок. В конце потепления ель почти исчезла и росли березовые редколесья с кустарничковыми березками среди ксерофитных злаково-марево-полынных ассоциаций. Первая половина аллереда была влажной и прохладной, вторая - более сухой и относительно теплой. Судя по растительности, на протяжении этого времени климат был холоднее современного.

Климат позднего дриаса также был неоднородным. Продолжительное похолодание привело к полному исчезновению древесной растительности и к широкому расселению эфедры. Несколько позднее под влиянием незначительного смягчения климата появились заросли ив по берегам водоемов, а около 10 950 лет назад - заросли кустарниковых берез. После 10 450 лет назад кустарниковые заросли сократились и стали господствовать ксерофитные злаково-марево-полынные ассоциации с широко распространенной эфедрой.

Природная обстановка предбореального периода (100 000-9000 лет назад) также была неоднородной. Фазы холодного и влажного и холодного сухого климата чередовались с фазами теплого сухого и теплого влажного (рис. 30). Зональная структура растительности в центре равнины этого периода резко отличалась от современной. На территории Западной Сибири существовало два типа ландшафтов: тундровый и лесотундровый. Лесотундровые формации по составу были разнообразны: слово-лиственничные, переходящие к югу в лиственнично-березовые, а на территории лесостепной зоны - елово-березовые и сосново-березовые с сальвинией и господством марево-полынных ассоциаций и ксерофитных злаково-полынных. Несмотря на относительное потепление, климат предбореального времени был несколько холоднее современного.

Отклонения от современных температур июля и января в центральных районах в сторону понижения достигают соответственно 13 и 7°C. Среднегодовая температура была ниже на 1°C. Количество осадков в степной и лесостепной зонах увеличивается до 400-500 мм. Миграция северной границы лесотундровой зоны на юг достигала 400 км.

Бореальный период (9000-8000 лет назад) проявился довольно ярко. С ним связано широкое расселение древесной растительности. На территории современной лесотундры были развиты лиственнично-березовые редколесья, которые уже южнее 66° с.ш. сменялись березово-еловыми разреженными лесами, с лиственницей и кустарничковой березкой. На территории современной лесостепи кустарничковая березка около 9000 лет назад исчезла и вновь расселилась в период 8480 лет назад в составе березовых редколесий среди полынных ассоциаций. Для этого времени также установлено Т.П. Левиной [Левина, Орлова, 1993] чередование фаз холодных влажных и сухих и теплых влажных и сухих, которые нашли отражение в структуре растительных формаций. Особенно четко проявились холодная и влажная (8710 лет назад). В это время на юге Западной Сибири были развиты березово-сосновые редколесья с ольхой и кустарничковыми березками. Холодной и сухой фазе 8480 лет назад отвечали разнотравно-полынные ассоциации с сосной и кустарничковыми березками. Климат еще продолжал оставаться холоднее современного.

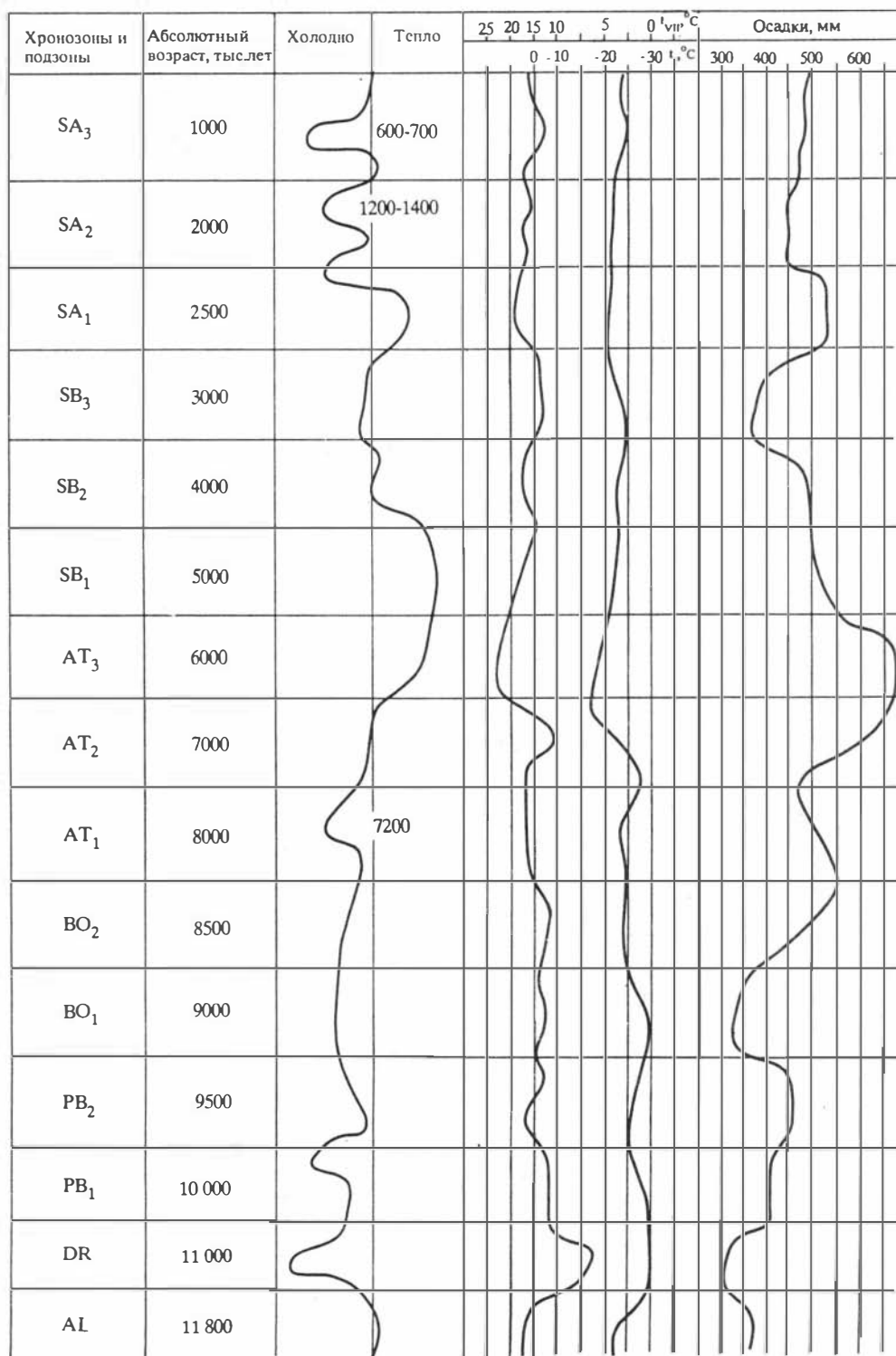


Рис.30. Термические колебания в голоцене.

Отложения атлантического периода (8000-5000 лет назад) изучены в большом количестве разрезов на Енисее, Иртыше, Оби в скважинах. Большинство из них изучены спорово-пыльцевым и продатированы радиоуглеродными методами. Атлантический период характеризуется резкой экспансией лесной растительности. Даже в зоне современной тундры, в районе мыса Каргинского, существовали ольхово-березовые леса (рис. 31).

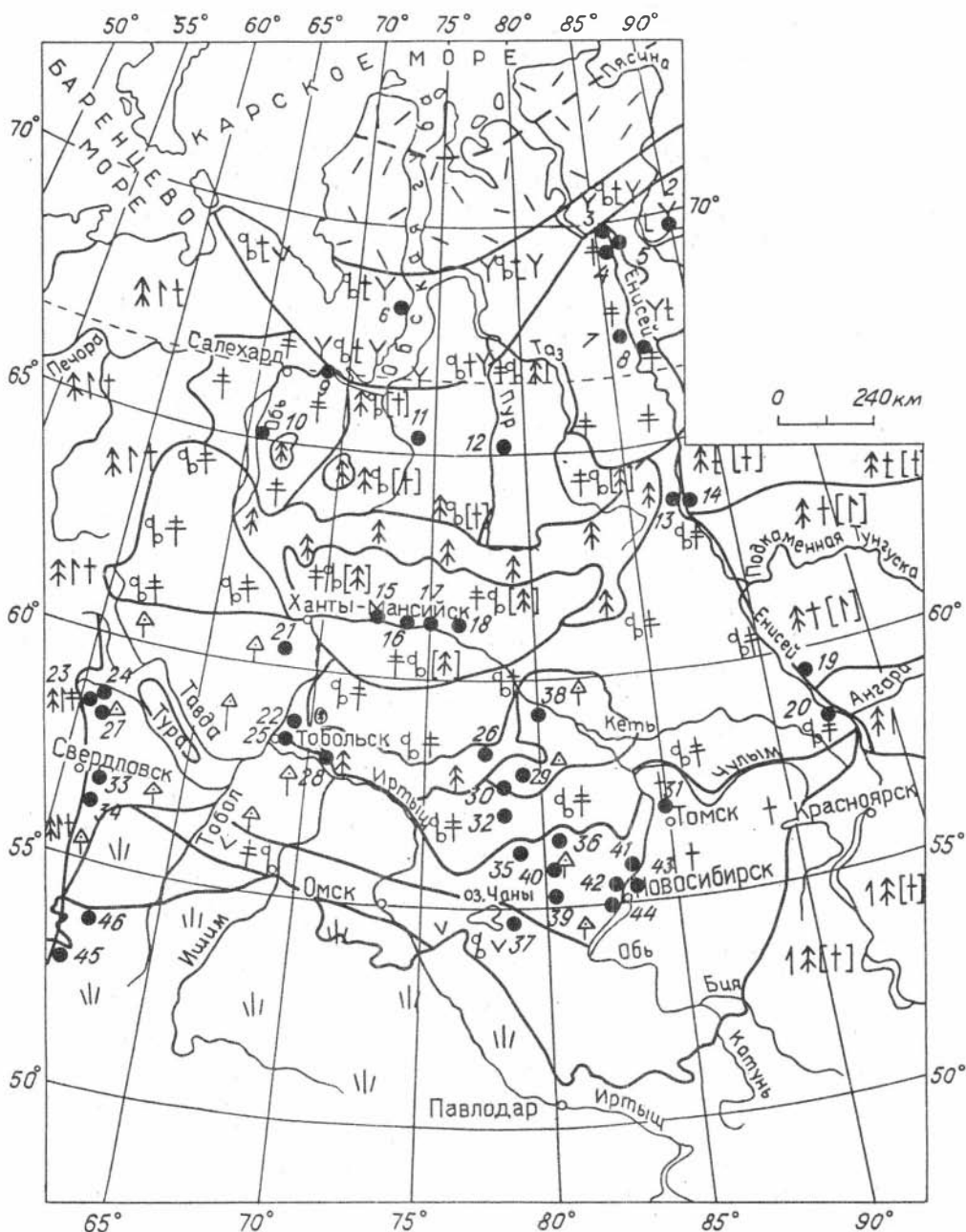


Рис.31. Карта-схема растительности атлантического оптимума голоцена. Усл. обозн. см. на с.76.

В юго-западной части равнины в составе лесов - широколиственные вяз, липа, дуб. На юге равнины вяз появился около 8300 лет назад и продвинулся в период оптимума (6000-5500 лет назад) по долине Оби до 60° с.ш. (см. рис. 30). Теплый и влажный период на территории Барабы продолжался от 6650 до 5480 лет назад. В этот период липа широко распространилась на территории современной лесостепной зоны.

В атлантический оптимум климат был значительно теплее современного. На широте г. Омска (55° с.ш.) среднегодовая температура была выше современной на 1°C. Она возрастала к северу и в лесной северо-таежной области была +3°C, а в зоне тундры +9°C. Отклонения температур в июле и январе также особенно сильно проявились в высоких широтах. Начиная с 65° с.ш., отличия июльских температур от современных достигали +2°C, на широтах 66°30' и 70° с.ш. - +4°C. На Новой Земле (75° с.ш.) отклонения составляли около 6-7°C. Отопление Арктики происходило и за счет зимних температур, которые были выше современных на 1-2°C.

К югу от 63° с.ш. климатические условия были более стабильные. Температуры июля - выше современных на 1-2°C. Отклонения январских температур в центральной части равнины достигали +2°C, на широте Павлодара - +3°C. Количество осадков возрастало в Арктике от 50 мм на широте Салехарда до 100 мм к югу от 66° с.ш., а в центральной части равнины наблюдались незначительные колебания (25-50 мм).

В Барабе, по палинологическим данным, установлены в пределах каждой хроноподзоны этого периода две теплые фазы (сухая и влажная) и две холодные (влажная и сухая). Наиболее сильное похолодание климата наступило около 6860-7200 лет назад (см. рис. 30). Оно обусловило сокращение роли темнохвойных пород, исчезновение вяза и распространение кустарниковых берез. На юге Западной Сибири в это время доминировали ксерофитные злаково-полынные ассоциации с кустарниковыми березами. В этот период температура июля лесной зоне достигала всего лишь +10-12°C, января -25°C. Отклонения от современных значений равнялись 6°C для июля. В январе было холоднее на 4-5°C.

Суббореальный период (5000-3000 лет назад) разделяется по схеме Блитта-Сернандера на три хроноподзоны, охватывающие три крупных ритма, в пределах которых установлено четыре фазы. Холодные и влажные фазы приходятся на рубежи 4870 и 3840 лет назад. Они разделены потеплениями. Изменения климата нашли отражение в составе растительности. В периоды потеплений в ее составе увеличивалась роль широколиственных пород. В фазы похолодания южная граница лесной зоны мигрировала к югу на 200-300 км.

На юге Западной Сибири в периоды увлажнения и похолодания были развиты березово-сосновые леса с кустарничковыми березками. Потепление и уменьшение количества осадков в Новосибирской области привели к сокращению роли древесных пород и распространению березово-сосновых перелесков с вязом и липой. Особенно ярко фаза потепления проявилась на рубеже 3500 лет назад. Этот отрезок времени известен как суббореальный термический оптимум. С этим потеплением связано вновь расселение липы, дуба, вяза по долинам рек.

В периоды похолодания температуры июля в низовьях Оби были ниже современных на $2-1,5^{\circ}\text{C}$, а января - на 3°C . Количество осадков сократилось на 100 мм.

В суббореальный термический оптимум температура июля была на широте $55-56^{\circ}$ близка к современной, а к северу она повышалась. Отклонения июльских температур от современных достигали к северу от 66° с.ш. $2,5-3^{\circ}\text{C}$. Отклонения январских температур были невелики и колебались от 0 до 1°C .

В субатлантический период на территории Сибири происходили неоднократные колебания климата. Установлено несколько этапов похолоданий на рубежах 2370 ± 70 , 1400-1200 и 600-800 лет назад. В периоды похолоданий на севере Западной Сибири температуры июля были ниже на 2°C , в центральной ее части на $1,5^{\circ}\text{C}$. В этом же направлении шло отклонение температур января. Среднегодовая сумма осадков была выше на 100 мм.

В малый климатический оптимум (1000-1100 лет назад) среднегодовая температура в центральной части равнины была выше на $1-1,5^{\circ}\text{C}$. Количество осадков было близко к современным.

Последующее похолодание около 820 и 780 лет назад вызвало обеднение состава древесной растительности на севере равнины, а на юге равнины обусловило распространение березово-сосновых редколесий с кустарниковыми березами. Лишь 550 лет назад появились современные сосново-березовые лесостепи, которые, возможно, отражают начало нового цикла, проявившегося приблизительно 200 лет назад, вызванного новым потеплением и аридизацией [Левина и др., 1993].

В целом палинологические данные по голоцену Барабы позволили составить более детальную климатическую кривую для Западной Сибири и установить 10 тысячных ритмов, по объему отвечающих подзонам шкалы Блитта-Сернандера (см. рис.31). Каждый ритм включает четыре фазы - две холодные (влажная и сухая) примерно одинаковой продолжительности (250-300 и 200-300 лет) и две теплые. Теплая и влажная длилась около 200 лет, а теплая и сухая - более длительная. В целом каждое потепление охватывало 500-600 лет. Эти данные хорошо согласуются с материалами, полученными для Шотландии и Финляндии, и данными Е.В. Максимова [1986], установившего в каждом 1850-летнем ритме по четыре интервала (XB, XC, TC и TB) примерно такой же продолжительности, что и в Западной Сибири.

В целом сложная картина климатических колебаний отражает естественный ход развития природы без антропогенного влияния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа палинологических данных (спор, пыльцы), семян и плодов, а также цист одноклеточных водорослей - динофлагеллат - с учетом строения толщ кайнозоя построена сводная климатическая кривая, отражающая разные типы климатов и флюктуации (рис. 32). На протяжении всего палеогена существовало два типа климата: теплый, близкий к субтропическому (климат палеоцена и эоцена), и достаточно теплый для

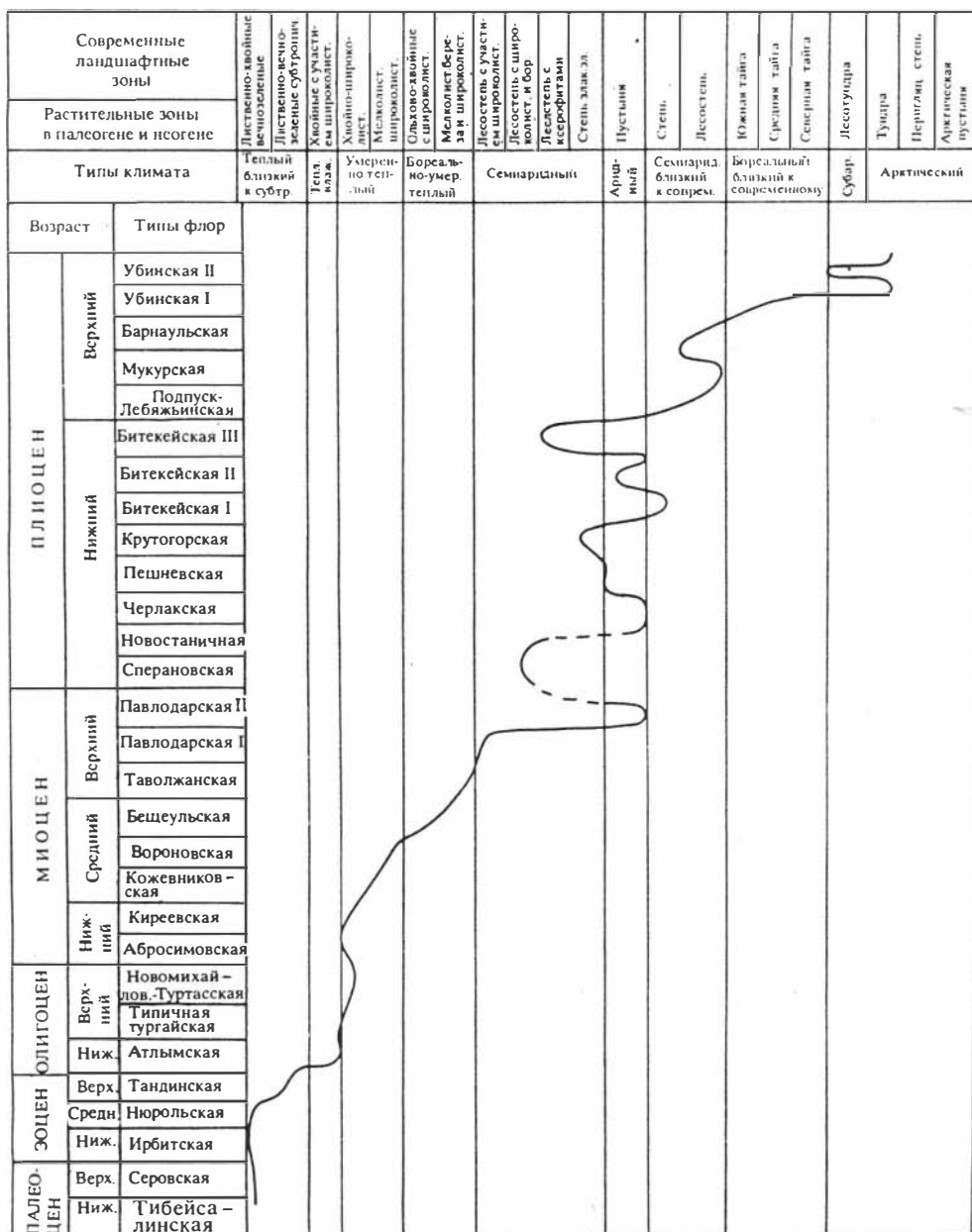


Рис. 32. Климатическая кривая палеогена, неогена и антропогена Западной Сибири (по данным микрофоссилий)

олигоцена и оптимума миоцена; умеренно теплый - для среднего миоцена до начала бешевульского времени. Бореально-умеренно теплое время просуществовало до конца позднего миоцена. Семиаридный и аридный климаты, отличные от современного, были почти до конца раннего плиоцена. Резкие и частые климатические колебания отмечены, начиная с позднего плиоцена, по существу, с мукурского времени климат

был близок к современному, хотя по температурным показателям он в определенные отрезки существенно отличался. Наиболее резкие и частые климатические колебания установлены для эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена. Причем частота колебаний возрастала от плейстоцена к голоцену, а продолжительность фаз сокращалась.

Если в плейстоцене, например, казанцевский климатический ритм оценивается в 30 тыс.лет, в каргинский интерстадиал около 20 тыс.лет, то в голоцене в пределах хронозон установлены тысячные ритмы, каждый с четырьмя фазами продолжительностью 200-300 лет. Особенности климатов кайнозоя Западной Сибири характерны для всей Северной Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. - Новосибирск: Наука, 1974. - 166 с.
- Алешинская З.В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности: Результаты диатомового анализа // Палеогеография четвертичного периода СССР. - М.: Изд-во МГУ, 1961. - С. 150-159.
- Антропоген (четвертичная система) // Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой и кайнозой. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 100-126.
- Архипов С.А. О некоторых особенностях развития морфоструктуры Западно-Сибирской низменности // Кайнозой Западно-Сибирской низменности. - Новосибирск: Наука, 1968. - С. 114-133.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. - 308 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 7-21.
- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона: Уточненная стратиграфическая основа. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1987. - 51 с.
- Архипов С.А. Основные события позднплейстоценового времени и их корреляция в Западной Сибири, Европе и Северной Америке // Проблемы четвертичной геологии Сибири. - М.: Наука, 1989. - С. 7-17.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. - 1989. - N 6. - С. 13-22.
- Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 19-30.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорье) // Проблемы стратиграфии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 46-58.
- Архипов С.А., Куликов О.А. Стратиграфия и термолюминесцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 31-39.
- Архипов С.А., Левина Т.П., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика ресс-вюрмских (казанцевских) и нижнесредних вюрмских отложений долины Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 143-150.
- Архипов С.А., Линке Г. Результаты ЭПР-датирования раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М.: Наука, 1987. - С. 229-235.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. - Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1964. - 120 с.

Архипов С.А., Панычев В.А., Шелкопляс В.Н. Геохронология верхнего плейстоцена Белогорского Приобья (Западно-Сибирская равнина) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 110-125.

Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 21-33.

Астахов В.Н. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР. - 1976. - Т.231, N 5. - С. 1178-1181.

Астахов В.Н. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. Вып.30. - М., 1977. - С. 60-68.

Астахов В.И., Файнер Ю.Б. Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири // Докл. АН СССР. - 1975. - Т. 224, N 5. - С. 1145-1148.

Атлас СССР. - М.: ГУГК СМ СССР, 1984. - 259 с.

Баркова М.В. Палинологическая характеристика четвертичных отложений района Усть-Порта // Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. - Л.: НИИГА, 1961. - С. 177-187.

Бахарева В.А. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных и голоценовых отложений в районе пос. Пашино на Иртыше // Палинотратиграфия мезозоя и кайнозоя. - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 115-120.

Белевич А.М. Находка морских диатомовых водорослей в дозырянских отложениях Приенисейского Севера // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Вып.2. - Л., 1963. - С. 18-22.

Белевич А.М. О возрасте дозырянских отложений на р.Соленой (Усть-Енисейский район) // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и стратиграфия. Вып.9. - Л., 1965. - С. 5-7.

Букреева Г.Ф., Вотах М.Р., Бишаев А.А. Определение палеоклиматов по палинологическим данным (методами целевой итерационной классификации и регрессионного анализа). - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. - 190 с.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. - М., Наука, 1973. - 256 с.

Волков И.А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 65-73.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска. - Новосибирск, 1978. - 89 с.

Волков И.А., Волкова В.С. Циклиты субаэральной толщи и континентально-плейстоценовое осадконакопление в Западной Сибири // Цикличность новейших субаэральных отложений. - Новосибирск: Наука, 1987. - С.49-60.

Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1978. - N 4. - С.25-35.

Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В. и др. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с.Горно-Слинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С.34-40.

Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. - 1977. - N 7. - С.83-84.

Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субэзральная толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. - С. 40-51.

Волкова В.С. Четвертичные отложения в низовьях Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. - Новосибирск: Наука, 1966. - 174 с.

Волкова В.С. Становление и динамика растительных зон Западной Сибири в плиоцене и четвертичном периоде // Проблемы четвертичной геологии Сибири. К VII Конгрессу ИНКВА в Париже. - М.: Наука, 1969. - С. 73-86.

Волкова В.С. Состав отложений и пылецевые зоны тобольского горизонта Западно-Сибирской равнины // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. - Новосибирск: Наука, 1975. - С.62-69.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 237 с.

Волкова В.С. Растительность и природная зональность // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 77-91.

Волкова В.С. Палинофлоры плиоцена и раннего плейстоцена Западной Сибири в связи с решением проблемы нижней границы антропогена // Стратиграфия пограничных отложений и антропогена Сибири. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. - С.54-71.

Волкова В.С. Верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения центральной части Западной Сибири // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. - Кишинев, 1986. - С.26-27.

Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплейстоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. - С. 30-40.

Волкова В.С., Бахарева В.А., Кулькова И.А., Николаева И.В. Палинологическая характеристика и стратиграфия кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, 1988. - С.51-69.

Волкова В.С., Волков И.А. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. - М.: Наука, 1965. - С. 227-241.

Волкова В.С., Гуртовая Е.Е., Левчук Л.К. Палинология морских отложений казанцевского горизонта в низовьях Енисея // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск, Наука, 1988. - С. 36-41.

Волкова В.С., Климанов В.А. Палинология и климат Западной Сибири в главные термические максимумы голоцена (8500, 5500, 3500 лет назад)// Там же. С. 91-99.

Глебов Ф.З. Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. Новосибирск: Наука, 1988. - 182 с.

Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Палинологическая характеристика и датирование по C^{14} торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная подзона) // Типы болот СССР и принципы их классификации. - Л.: Наука, 1974. - С.195-200.

Говорухин В.С. Динамика ландшафтов и климатические колебания на Крайнем Севере // Изв. ВГО. - 1947. - Т.79. Вып.3.

Голубева Л.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - С.5-41.

Гричук В.П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 44-58.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. - М.: Наука, 1969. - С.41-57.

Гричук В.П., Моносзон М.Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства *Polypodiaceae*, произрастающих на территории СССР. - М.: Наука, 1971. - 127 с.

Гроссвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров // Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. - М., 1977. - С. 45-60.

Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. - М.: Наука, 1966. - 146 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - 124 с.

Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. - Новосибирск: Наука, 1973. - 146 с.

Гудина В.И., Нуждина Н.А., Троицкий С.Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности // Геология и геофизика. - 1968. - N 1. - С.40-48.

Гуртовая Е.Е. Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского севера. - Новосибирск: Наука, 1975. - 75 с.

Гуртовая Е.Е., Кривоногов С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 69-91.

Дергачева М.И., Зыкина В.С. Состав гумуса плейстоценовых ископаемых почв Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. - 1978. - N 12. - С. 81-92.

Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. - Новосибирск: Наука, 1988. - 128 с.

Ершова С.Б., Коломенская В.Н., Петрова Е.А. Новые данные о строении водораздельных равнин Томской области // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1970. - № 6. - С.28-35.

Захаров Ю.Ф. Ялбыншинская свита // Решения и труды совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1970. - С. 21-22.

Земцов А.А., Шацкий С.Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 32-38.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. - Л.: Недра, 1972. - 312 с.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. - СПб.: ГГИ, 1992.- 122 с.

Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. - Л.: Госгидрометиздат, 1983. - 213 с.

Зубаков В.А., Ганешин Г.С., Чемяков Ю.Ф. Граница плиоцена и плейстоцена и периодизация верхнего кайнозоя // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. - Л., 1987. - 113 с.

Зубаков В.А., Левковская Г.М. Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. 1. - Новосибирск: Наука, 1969. - С. 62-83.

Зыкина В.С. Ископаемые почвы - основа расчленения четвертичных субэразмальных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1986. - С.115-121.

Зыкина В.С. Природная среда потепления позднего плейстоцена по палеопедологическим данным в Западной Сибири // VII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: Тез. докл. - Таллинн, 1990. - Т. 2. - С. 32-33

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. - М.: Наука, 1981. - 203 с.

История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплейстоценовое и четвертичное время. - М.: Наука, 1970а. - 359 с.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Западно-Сибирская равнина / Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров В.В., Николаев В.А. - М.: Наука, 1970б. - 277 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. - М.: Наука, 1974. - 254 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - М.: Наука, 1974. - 255 с.

Комаров В.В. Нижнечетвертичные отложения в профиле скважин, пробуренных на р.Турухан // Четвертичные оледенения Средней Сибири. - М.: Наука, 1986. - 79 с.

Коренева Е.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - С. 42-62.

Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). - Новосибирск: Наука, 1988. - 232 с.

Крюков В.Д., Федоренко В.А. Четвертичные образования Норильского района // Стратиграфия Норильского горно-промышленного района. - Л.: НИИГА, 1975. - С. 114-131.

Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений поздне-четвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, 1979. - С.74-98.

Левина Т.П., Никитин В.П. Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р.Енисей // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 80-85.

Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1993. - N 3. - С. 36-55.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Скабичевская Н.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология на рубеже плейстоцена и голоцена Предалтайской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. - Ново-сибирск: Наука, 1989. - С.129-138.

Левковская Г.М. История голоценового облесения Арктики в свете радиоуглеродных дат // Итоги биостратиграфических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. - Уфа: Изд. БФ АН СССР, 1977. - С.15-36.

Левковская Г.М., Кинд Н.В., Завельский Ф.С., Форова В.С. Абсолютный возраст торфяников района г.Игарки и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. - N 37. - М.: Наука, 1970. - С. 94-101.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. - Новосибирск: Наука, 1984. - 128 с.

Ледниковая геология Белогорской возвышенности, Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. - 131 с.

Максимов С.В. Голоцен (ритмический вариант Блитта-Сернандера) // Изв. ВГС. - 1987. - Т. 118, вып. 1. - С. 10-20.

Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. - Томск: Изд-во ТГУ, 1972. - 227 с.

Мартынов В.А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Межвед. совещания по стратиграфии Сибири. - Л.: Гостоптехиздат, 1957. - С.471-484.

Мартынов В.А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности // Материалы по региональной геологии Сибири. - Новосибирск, 1962. - С.182-197.

- Мартынов В.А.* Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. - М.: Наука, 1966. - С.9-22.
- Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Шацкий С.Б.* Путеводитель геологической экскурсии по Оби и Иртышу. - Новосибирск, 1964. - 76 с.
- Мотылинская Т.А.* Диатомовые водоросли из салехардских и казанцевских отложений Тазовского полуострова // Тр. ВНИГРИ. - 1965. - Вып. 239. - С. 247-258.
- Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М. и др.* Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М.: Наука, 1987. - С.236-243.
- Морены и динамика оледенений Западной Сибири / Сухорукова С.С., Костюк М.А., Подсосова Л.Л. и др.* - Новосибирск: Наука, 1987. - 157 с.
- Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 403 с.
- Нейштадт М.И.* Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. - М.: Наука, 1965. - С. 7-13.
- Нейштадт М.И.* О смене природных условий в средней тайге Западной Сибири в голоцене // Палинология в СССР. - М.: Наука, 1976. - С. 156-161.
- Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири.* - М.: Наука, 1984. - 167 с.
- Никитин В.П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. - М.: Наука, 1970. - С.245-312.
- Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене.* - М.: Наука, 1968. - 268 с.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения.* - Новосибирск: Наука, 1980. - 107 с.
- Панычев В.А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. - Новосибирск: Наука, 1979. - 102 с.
- Пономарева Е.А.* Флоры позднего плиоцена и плейстоцена Степного Алтая и их стратиграфическое значение: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1982а. - 17 с.
- Пономарева Е.А.* Тишинская флора позднего плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1982б. - С.107-116.
- Пономарева Е.А.* Ерестнинская флора из пограничных слоев позднего плиоцена Предалтайской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1986. - С.55-66.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье / Архипов С.А., Вотях М.Р., Гольберт А.В. и др.* - Новосибирск: Наука, 1977. - 214 с.
- Развитие ландшафтов и климатов Северной Азии.* - М.: Наука, 1993. - 101 с.
- Разрез новейших отложений Алтая.* - М.: Изд-во МГУ, 1978. - 206 с.

Растительный покров Западно-Сибирской равнины / Ильина В.И., Лапшина Е.И., Лавренко И.Н. и др. - Новосибирск: Наука, 1985. - 251 с.

Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. - Тюмень, 1981.

Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Л.: Гостоптехиздат, 1961. - 464 с.

Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1970. - 273 с.

Решение Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988). - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 95 с.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - Л; М.: Водтрансиздат, 1953. - 627 с.

Сакс В.Н., Антонов К.В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. - Л., 1945. - 117 с.

Скабичевская Н.А. Среднеплейстоценовые диатомеи Приенисейского севера. - М.: Наука, 1984. - 154 с.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. - Л.: Недра, 1982. - 611 с.

Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения. - Новосибирск: Наука, 1988. - 230 с.

Суслов С.П. Западная Сибирь. Физико-географическая характеристика. - М.: Географгиз, 1947. - 245 с.

Сухорукова С.С., Афанасьев С.Л., Куликов С.А., Шевко А.Я. Геохронологические данные плейстоцена Среднего Енисея // Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского района. - Якутск, 1990. - Т.2. - С. 51.

Троцкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающих частей гор Бырранга. - М.: Наука, 1966. - 206 с.

Троцкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Докл. АН СССР. - 1967. - Т.174, N 6. - С. 1409-1412.

Троцкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. - Новосибирск: Наука, 1979. - 291 с.

Указания к региональным стратиграфическим схемам мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденным Межвед. стратигр. ком., 30 янв. 1978. - Тюмень, 1984. - 82 с.

Фанерозой Сибири. Т.2. Мезозой, кайнозой. - Новосибирск: Наука, 1984. - 149с.

Фениксова В.В., Лаухин С.А., Садикова М.Б. Четвертичные отложения долины Енисея между устьями рек Ангара и Кас // Вестн. МГУ. Геология. - 1967. - N 3. - С. 51-63.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. - М.: Наука, 1977. - 198 с.

Четвертичные оледенения на территории СССР. - М.: Наука, 1987. - 126 с.

Шацкий С.Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Томского гос. ун-та, 1956. - Т. 133. - С. 115-123.

Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. - 88 с.

Gear A.L., Huntley B. Rapid changes in the range limits of Scots Pine 4000 years ago // Science. - 1991. - V. 251. - P. 544-547.

Katzenberger O., Grun R. ESR Dating of circumarctic molluscs // - Nuel. Tracks. - 1986. - V. 10, N 4-6. - P. 885-890.

Mangerud J., Andersen S.A., Berglund B.E., Donner J.I. Quaternary stratigraphy of Norden a proposal for terminology and classification // Boreas. - 1974. - V. 3, N 3 - P. 109-126.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238. Oxygen-isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale // Quatern. Res. - 1973. - V. 3. - P. 39-55.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
Глава 1. Географическое положение, рельеф, климат, растительная зональность (<i>С.А. Архипов</i>)	7
Глава 2. Плейстоцен (включая эоплейстоцен) Ледниковая зона: стратиграфия, ландшафты, климат (<i>С.А. Архипов</i>) ..	12
Глава 3. Ландшафты и климат (приледниковая и внеледниковая зоны) в эоплейстоцене и плейстоцене (<i>В.С. Волкова</i>)	70
3.1. Умеренно теплый климат (горнофилинское время и казанцевский оптимум).....	72
3.2. Умеренно бореальный и умеренно бореально-холодный климаты	78
3.3. Арктический, субарктический и перигляциально-арктический климаты ледниковых эпох	83
Глава 4. Ландшафты и климат голоцена (<i>В.С. Волкова</i>)	88
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	93
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	96

CONTENTS

FOREWORD	5
Chapter 1. Geographic location, relief, climate, vegetation zonation (<i>S.A. Arkhipov</i>) ..	7
Chapter 2. Pleistocene (Eopleistocene including)	
Glacial zone: stratigraphy, landscapes, climate (<i>S.A. Arkhipov</i>)	12
Chapter 3. Landscapes and climate (periglacial and extraglacial zones) during	
Eopleistocene and Pleistocene (<i>V.S. Volkova</i>)	70
3.1. Temperate warm (Gornofilino and Kazantsevo optimum)	72
3.2. Temperate boreal and temperate boreal cold climate	78
3.3. Arctic, subarctic and periglacial arctic climate of the Glaciations	83
Chapter 4. Landscapes and climate Holocene (<i>V.S. Volkova</i>)	88
CONCLUSION	93
REFERENCES	96

Темат. план вып. самост. изд. СО РАН
на 1994 г. (монографии), № 33

Научное издание

Станислав Анатольевич Архипов
Валентина Сергеевна Волкова

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ, ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТЫ
ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Научный редактор
чл.-кор. РАН А.В. Каньгин

Редакторы
З.В. Белоусова, А.В. Владимирова
Художественный редактор М.И. Ляшенко
Технический редактор О.М. Вараксина

Подписано к печати 02.02.95.

Формат 60×84/8. Бумага тип. № 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.

Печл. 12,6 + 1 вкл. Уч.-издл. 9,7. Тираж 400 экз. Заказ № 33.

630090, Новосибирск, 90 Университетский просп., 3,
Научно-издательский центр ОИГГМ СО РАН