

СТРАТИГРАФИЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ СИБИРИ

КЗ

КАЙНОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

НОВОСИБИРСК•2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
НЕФТИ И ГАЗА



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF PETROLEUM
GEOLOGY

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



MINISTRY OF NATURAL RESOURCES
SIBERIAN RESEARCH INSTITUTE
OF GEOLOGY, GEOPHYSICS
& MINERAL RESOURCES

STRATIGRAPHY OF OIL AND GAS BASINS OF SIBERIA

in nine books

RIPHEAN AND VENDIAN OF SIBERIAN PLATFORM
AND ITS PLAITED BORDER



CAMBRIAN OF SIBERIAN PLATFORM



ORDOVICIAN OF SIBERIAN PLATFORM



SILURIAN OF SIBERIAN PLATFORM



PALEOZOIC OF WESTERN SIBERIA



TRIASSIC SYSTEM



JURASSIC SYSTEM



CRETACEOUS SYSTEM



CENOZOIC OF WESTERN SIBERIA

General editor

Academician A. E. Kontorovich

Editorial Board

Dr. Sci. S. A. Arkhipov, Dr. Sci. V. S. Volkova,
Dr. Sci. F. G. Gurari, Dr. Sci. E. A. Yolkin,
Dr. Sci. V. A. Zakharov, Dr. Sci. A. M. Kazakov,
Corresponding Member of RAS A. V. Kanygin (**associate editor**),
Ph. D. V. I. Krasnov (**associate editor**),
Dr. Sci. N. V. Melnikov, Dr. Sci. N. V. Sennikov,
Academician B. S. Sokolov, Dr. Sci. Yu. I. Tesakov,
Dr. Sci. V. V. Khomentovsky, Ph. D. Yu. Ya. Shabanov,
Ph. D. B. N. Shurygin (**scientific secretary**)

СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ

В девяти книгах

РИФЕЙ И ВЕНД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ



КЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ОРДОВИК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



СИЛУР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ПАЛЕОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА



ЮРСКАЯ СИСТЕМА



МЕЛОВАЯ СИСТЕМА



КАЙНОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Главный редактор
академик А. Э. Конторович

Редакционная коллегия

д-р геол.-мин. наук С. А. Архипов, д-р геол.-мин. наук В. С. Волкова,
д-р геол.-мин. наук Ф. Г. Гулари, д-р геол.-мин. наук Е. А. Елкин,
д-р геол.-мин. наук В. А. Захаров, д-р геол.-мин. наук А. М. Казаков,
член-корреспондент РАН А. В. Каныгин (**зам. гл. редактора**),
канд. геол.-мин. наук В. И. Краснов (**зам. гл. редактора**),
д-р геол.-мин. наук Н. В. Мельников, д-р геол.-мин. наук Н. В. Сенников,
академик Б. С. Соколов, д-р геол.-мин. наук Ю. И. Тесаков,
д-р геол.-мин. наук В. В. Хоментовский, канд. геол.-мин. наук Ю. Я. Шабанов,
канд. геол.-мин. наук Б. Н. Шурыгин (**ученый секретарь**)

V. S. Volkova, S. A. Arkhipov, A. E. Babushkin,
I. A. Kulkova, S. A. Guskov, O. B. Kuzmina,
L. K. Levchuk, I. V. Mikhailova, S. S. Sukhorukova

**STRATIGRAPHY
OF OIL AND GAS
BASINS OF SIBERIA.
CENOZOIC
OF WESTERN SIBERIA**

Editor V.S. Volkova



NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE OF SB RAS
DEPARTMENT "GEO"
2002

В. С. Волкова, С. А. Архипов, А. Е. Бабушкин,
И. А. Кулькова, С. А. Гуськов, О. Б. Кузьмина,
Л. К. Левчук, И. В. Михайлова, С. С. Сухорукова

СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ. КАЙНОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Редактор *В.С. Волкова*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
ФИЛИАЛ "ГЕО"
2002

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2002. – 246 с.

Книга представляет собой новейшую сводку по стратиграфии трех систем кайнозоя – палеогеновой, неогеновой и четвертичной. Обобщен материал, созданы стратиграфические схемы, которые являются новым поколением региональных западно-сибирских стратиграфических шкал кайнозоя. Используются новые группы организмов, обеспечивающих повышенную детальность и достоверность расчленения, палеомагнитные и физические методы датирования, позволяющие проводить корреляцию региональных шкал с общепринятыми. Анализируется состояние стратиграфической изученности и приведены новые материалы по био- и литостратиграфии и палеонтологической характеристике. На основе эволюции видов-индексов динофлагеллат создана шкала морского палеогена. Зональные подразделения скоррелированы со стратонами европейской части России и Западной Европы. Границы биостратонов по диноцистам откорректированы со слоями по спорам и пыльце. Дана общая литолого-минералогическая и биостратиграфическая характеристика местных стратиграфических подразделений. Описаны и сопоставлены основные горизонты неогена со стандартной шкалой Средиземноморья. Рассмотрена история развития растительности и ее роль для определения палеогеографических и геологических рубежей неогена. Впервые приводятся количественные оценки климата оптимума плиоцена и показано их значение для прогнозно-климатических событий. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений сопоставимо по детальности с изотопно-кислородной шкалой Мирового океана.

Книга может быть использована как справочное пособие по представлениям о стратиграфии кайнозоя Западной Сибири, сложившимся к концу второго тысячелетия. Для геологов, преподавателей вузов, аспирантов, интересующихся кайнозойскими отложениями Западной Сибири.

Рецензенты

профессор Ю.Б. Гладенков, профессор М.Н. Алексеев, канд. геол.-мин. наук В.И. Краснов

Volkova V.S., Arkhipov S.A., Babushkin A.E. et al. Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Cenozoic of Western Siberia. – Novosibirsk: Publ. House of SB RAS, Department “GEO”, 2002. – 246 p.

This book is the latest analytical review of three Cenozoic systems – Paleogene, Neogene, and Quaternary. The material of Cenozoic stratigraphy is generalized. Stratigraphic schemes, a new generation of regional Cenozoic stratigraphic scales of Western Siberia, are constructed. New groups of fossil organisms, paleomagnetic and physic methods are used to provide a more detailed and reliable stratigraphy and correlation of regional and global scales. This review includes analysis of the present-day state of the knowledge of the Cenozoic stratigraphy and also new materials on bio- and lithostratigraphy and paleontology of Western Siberia. The scale of the marine Paleogene is based on the evolution of dinoflagellate species. Zonal subdivisions are correlated with strata of European Russia and Western Europe. The general lithological, mineralogical, and biostratigraphic characteristics of local stratigraphic units are given. The boundaries of biostratigraphic units, based on dinoflagellate, are correlated with spores and pollen ones. Basic Neogene horizons are described and correlated with the standard Mediterranean scale. The history of vegetation and its role for the definition of paleogeographic and geological boundaries of Neogene are considered. Quantitative estimations of the Pliocene optimal climate and its significance for climatic forecasts are listed for the first time. Stratigraphy of Quaternary deposits is as detailed as the World ocean oxygen-isotope scale.

The book can be used as a handbook of notions of the Cenozoic stratigraphy of Western Siberia, which had formed by the end of the second millenium. It designed for geologists, lecturers, and post-graduates concerned with the Cenozoic deposits of Western Siberia.

Reviewers:

Prof. Yu.B. Gladenkov, Prof. M.N. Alekseev, and Doct. V.I. Krasnov

При геологических исследованиях различных направлений постоянно требуется совершенствовать представления о стратиграфии и обновлять стратиграфические схемы. В мировой геологической науке, в том числе и в России, сводки по стратиграфии фанерозоя крупных регионов дополняются и переиздаются каждые 10–15 лет. Стратиграфические схемы кайнозоя Западной Сибири, разрезы которого являются опорными для всей Северной Азии, были обновлены и опубликованы в 2001 г. Первоначально они разрабатывались как самостоятельные региональные схемы, независимо от мировых стандартов. Лишь в последнее десятилетие по результатам бурения, анализу нового палеонтологического материала, а также данным палеомагнитных и физических методов появилась возможность более детально изучить стратиграфию на зональном уровне и провести корреляцию местных стратонтов с общей шкалой.

Кайнозойские отложения Западной Сибири принадлежат трем системам – палеогеновой, неогеновой и четвертичной (мощность более 1000 м). Они являются основным объектом в Западной Сибири для детального геологического картирования и имеют огромное значение для решения ряда народно-хозяйственных проблем, связанных с освоением этой территории и эксплуатацией нефтегазовых месторождений. В последние годы особенно интенсивно исследовались закрытые территории для оценки нефтегазоносности. В результате по материалам бурения были получены новые данные и по геологическому строению кайнозоя Западной Сибири. Кайнозойские отложения в силу большого генетического и фациального разнообразия осадков, насыщенности толщ различными фоссилиями и интенсивности их исследований с использованием палеомагнитного метода и детальным изучением позволяют выбрать Западно-Сибирский регион в качестве опорного и для других смежных территорий Сибири и Урала.

Приведены новые данные по изучению микрофоссилий из палеогеновых отложений.

Разработана зональная шкала морского палеогена по динофлагеллатам. Виды-индексы цист динофлагеллат, еще в 1987 г. выявленные в керне многочисленных скважин И.А. Кульковой, послужили основой для детализации шкалы морского палеогена. Установлено, что Западно-Сибирский морской бассейн в палеоцене и раннем–среднем эоцене входил в единую биостратиграфическую провинцию с Тургайской и Прикаспийской низменностями. В связи с этим изучение микрофоссилий в последнее десятилетие открыло реальные перспективы для разработки детальной шкалы палеогена и корреляции региональных подразделений с общей шкалой.

Всесторонне освещаются современные стратиграфические представления о геологии неогена и четвертичного периода, широко используются результаты, полученные разными методами. Стратиграфические подразделения неогена по данным мелких и крупных млекопитающих и палеомагнитного метода сопоставлены с общей Средиземноморской шкалой. Особенно детально рассмотрена стратиграфия и корреляция разнотипных и фациальных отложений четвертичной системы. С помощью палеонтологических и физических методов схема четвертичных отложений по детальности близка к изотопно-кислородной шкале Мирового океана.

Обширный палеонтологический материал получен из скважин, изученных сотрудниками Института геологии нефти и газа СО РАН. Часть этих данных авторы использовали при составлении стратиграфических схем палеогена и неогена, утвержденных МСК в 2001 г., но большая часть впервые обобщена в настоящей работе. Приведены сведения по палеонтологическим характеристикам (фораминиферы, радиолярии, малакофауна, мелкие и крупные млекопитающие), литологии, геологическому строению изучаемой территории, изложенные в многочисленных публикациях по Западной Сибири и смежным территориям России.

При решении вопросов корреляции региональных стратонтов с общей шкалой кайнозоя

и при разработке зональной шкалы морского палеогена проанализирован большой литературный материал зарубежных авторов.

Настоящая работа является составной частью серии “Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири”, включающей также книги по стратиграфии докембрия, кембрия, ордовика, силура Сибирской платформы, триаса, юры и мела Сибири, палеозоя и кайнозоя Западной Сибири, подготовленные в соответствии с планами НИР СО РАН и Министерства природных ресурсов России.

Структура книги и материал даны по системам кайнозоя, что облегчит исследователям различных специальностей поиск необходимых сведений по био- и литостратиграфии конкретных горизонтов. В списке литературы при описании использованных источников приведен полный перечень всех авторов с целью включения их в алфавитный указатель, которым снабжена книга. Такой прием позволяет всем интересующимся работами какого-либо специалиста легко найти его публикации. Приводится также алфавитный указатель латинских наименований ископаемых остатков и индексов зональных подразделений, упоминающихся в тексте и на рисунках, по которым можно найти всю необходимую информацию о биостратиграфических подразделениях, а геолог, интересующийся палеонтологической и биостратиграфической характеристикой конкретных разрезов, может отыскать соответствующие сведения по опорным разрезам и керну скважин. Кроме того, в книге есть алфавитный указатель основных региональных и местных стратиграфических подразделений, дающий общую характеристику горизонтов, свит, слоев и их положение в конкретных разрезах.

Инициатором создания серии книг по стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Сибири является академик А.Э. Конторович, с которым неоднократно обсуждались вопросы стратиграфии.

При создании палеогеновой схемы большое значение имели консультации с председателем СибРМСК Ф.Г. Гурами, советы которого позволили решить ряд вопросов по литостратиграфии. Дискуссии во время заседаний пленумов палеогеновой комиссии России, ряда конкретных материалов по биостратиграфии с М.А. Ахметьевым позволили наиболее точно представить все особенности строения толщ морского палеогена и сделать вывод о возрасте многих стратонов. Очень ценные советы по стратиграфии палеогена получены от известных в России и за ее пределами специалистов Ю.Б. Гладенкова, Э.А. Вангенгейм, М.А. Певзнера. Большую помощь в уточнении представлений о био- и литостратиграфии палеогена и неогена оказали З.И. Глезер, Л.А. Панова, И.А. Николаева, Г.Э. Козлова, В.А. Мартынов, В.П. Никитин. Авторы благодарят специалистов геолого-съёмочных партий В.Д. Дергачева, Ж.А. Доля, А.В. Кривенцова, Ю.П. Черепанова, А.Н. Некрасова, И.И. Смирнова и многих других за предоставленный керн многих скважин, материалы которых послужили основой для стратиграфии кайнозоя.

Всем способствовавшим изданию и улучшению книги авторы выражают искреннюю благодарность. При подготовке отдельных глав монографии использованы результаты исследований, полученные при работах, поддержанных грантами РФФИ, проекты № 01-05-65245, 02-05-06160.

На территории Западно-Сибирской равнины кайнозойские отложения, достигая мощности нескольких сотен метров, слагают весь рельефообразующий комплекс. Знания о закономерностях строения приповерхностной толщи необходимы для рационального планирования мероприятий по освоению нефтегазоносных территорий, а также для оптимизации деятельности по эксплуатации уже существующих техногенных сооружений в районах добычи нефти и газа. Изучение истории кайнозойских отложений дает представление о структурных перестройках территории на этапе становления современного структурного плана и, соответственно, позволяет судить об особенностях перераспределения углеводородов. Кайнозойская геология – источник информации о закономерностях глобальных природных процессов, эволюции климата, биоты и среды обитания человека. Региональные прогнозы состояний природной среды представляются важными для планирования адаптации хозяйственной деятельности к ландшафтно-климатическим изменениям. Особенно это играет большую роль для севера Сибири: для шельфа, прибрежных равнинных территорий, районов с наличием подземной мерзлоты.

Таким образом, реальные социально-экономические потребности развития региона определяют актуальность и практическую значимость исследований кайнозойского чехла (1000 м) в нефтегазоносных областях Западно-Сибирской плиты, который характеризуется высокой фациальной изменчивостью и разнообразием генетического состава, связанных с историей формирования осадков, представленных морскими, речными, озерными, ледниковыми и субаэральными образованиями.

В раннем палеоцене (датский, зеландский, танетский ярусы; талицкая, серовская свиты) широко распространены были морские осадки. Площадь, занятая морем, составляла 38 % территории Западной Сибири. Контуры палеоценового моря были близки к границам поздне мелового морского бассейна, который вплотную подходил к Уралу. С севера, востока и юга он был окружен равниной, периодически заливавшейся морем, на что указыва-

ет повсеместное замещение морских осадков континентальными. Изучение разрезов показало, что в этот период шло накопление морских темно-серых алевритовых глин с прослоями опок и диатомитов – первый цикл осадконакопления.

Морские осадки отличались разнообразием радиолярий, цист динофлагеллат и фораминифер. Присутствие наиболее распространенных родов фораминифер *Cibicides* и *Spirobolivina* позволяет заключить, что морской бассейн и в палеоцене имел нормальную соленость и глубину порядка 100–200 м. Отложения палеоценового моря были насыщены цистами динофлагеллат. Эти представители планктона отличаются высокими темпами морфологической эволюции, большим видовым разнообразием и быстро осваивают самые разные морские акватории. Они чутко реагируют на изменение морской обстановки. Например, к концу палеоцена произошло обеднение родового состава динофлагеллат. В отложениях позднего палеоцена представлен только один род *Apectodinium* (с разнообразием видов), что характерно для эстуариев и является показателем обмеления и сокращения бассейна.

В эоцене морской режим осадконакопления сохранился. В ранне- и среднеэоценовую эпохи максимально распространилась палеогеновая трансгрессия. В это время более 60–70 % площади Западно-Сибирской плиты было занято морем. Эоценовое море постоянно сообщалось с Арктическим бассейном и окраинными морями Тетиса. С этим периодом связан второй седиментационный цикл – наиболее продолжительный. Он совпадает с периодом активного кремненакопления, а также диатомитов и опоковидных глин. Последовательно формировалась серовская (опоковая), ирбитская (диатомитовая) и нюрольская (кремнисто-глинистая) свиты. Отложения были насыщены кремневыми скелетами радиолярий, силикофлагеллат, панцырями диатомей. Среди радиолярий часто встречаются скелеты с признаками, характерными для экваториальных морей. Состав диатомей, по данным З.И. Глезер (1979б), указывает на большие

глубины. Ряд общих видов диатомей, сходных по составу с диатомовой флорой океанических формаций о-ва Барбадос, Келлогских сланцев Калифорнии, донных осадков тропической зоны Тихого океана в районе о-ва Туамонгу, свидетельствует о широкой связи Сибирского эоценового моря с Мировым океаном. Соленость вод была близка к нормальной, а минимальная температура приповерхностных вод – около 18–20 °С. О связях с Мировым океаном свидетельствует и состав диноцист.

В конце ирбитского времени морская трансгрессия заняла наибольшую территорию, максимум которой приходился на нюрольское время (верхняя подсвита люлинворской свиты). Кульминация эоценовой трансгрессии оказала сильное влияние на развитие различных групп организмов, обитавших в море. Особенно разнообразно представлен состав диноцист, эоцен считается временем их расцвета. Доминантами альгофлоры были *Dracodinium*, *Charlesdowniea*, *Wetzeliella*. В составе радиолярий присутствовало много видов, характерных для тропических морей. Состав диатомей, радиолярий, динофлагеллат указывает на связь Сибирского моря через Арктический бассейн с Атлантическим и Тихим океанами и через Тургайский пролив с морями Тетиса.

Существенно изменилась обстановка в конце среднего–начале позднего эоцена (тавдинское время), с которого началось сокращение площади морского бассейна. Регрессия эоценового моря в северных и южных районах Западно-Сибирского бассейна развивалась различно. Поднятие на севере привело к отделению эоценового бассейна от Арктического океана. Связующим звеном с Мировым океаном оставался Тургайский пролив. С этого времени начался новый седиментационный цикл – накопление зеленых тонкослоистых листоватых глин с незначительными присыпками алевритового и песчаного материала мощностью 200 м. Морские осадки вместе с замещающими их континентальными аналогами объединены в тавдинский горизонт. Отложения формировались в заключительный этап морской палеогеновой трансгрессии в конце эоцена. Характерно, что осадки этого цикла содержат мало кремнистого фитопланктона, нередко он встречается и в базальных слоях. Состав диноцист обедняется, но еще достаточно представлен в нижней части отложений (нижнетавдинская подсвита) тавдинского горизонта, что свидетельствует о нормальной

солености и глубине бассейна. В конце эоцена началось обмеление бассейна, что привело к обеднению состава диноцист. Регрессия моря проходила постепенно и поэтапно. Исследования керна скв. 011-БП близ Омска показали, что в верхней части отложений присутствует огромное количество водного папоротника *Hydropteris indutus*, указывающего на мелководность моря. Однако осадки, залегающие выше зоны *Hydropteris indutus*, вновь содержат диноцисты. Вспышка диноцист свидетельствует о новой волне трансгрессии. В конце эоцена вследствие активизации тектонических положительных движений началась окончательная регрессия, и обширный морской бассейн прекратил свое существование.

Следует отметить, что Западно-Сибирский морской бассейн в палеогене был одним из крупнейших по площади на земном шаре (Ахметьев и др., 2001). Вместе с Тургайским проливом он выступал связующим звеном, соединявшим холодно- и тепловодные области Северного полушария. Изучение биостратиграфии морского палеогена, основанное на разрезах Западной Сибири, будет способствовать созданию стандартной шкалы бореального палеогена по диноцистам и группам кремнистого планктона. Совместное нахождение диноцист со спорами и пылью позволит оценить климатическую обстановку в палеоцене и эоцене, проследить историю развития растительности на разных этапах осадконакопления и дать характеристику климата.

В начале олигоцена морской режим осадконакопления сменился континентальным. С этим временем связана планетарная смена тектонического и палеоклиматического режимов, обусловивших формирование озерных и аллювиальных отложений (атлымский, новомихайловский и журавский горизонты). В раннем олигоцене (атлымское время) Западная Сибирь представляла собой огромную озерно-аллювиальную равнину. Отложения континентального цикла залегают с резким размывом на тавдинской свите. Во второй половине раннего олигоцена (новомихайловское время) Западно-Сибирская плита вновь испытала прогибание, что сразу же отразилось на характере седиментационного ритма. Речные отложения сменились озерными. Контурные озерного бассейна, меньшего по размерам, были унаследованы от тавдинского. В бассейне шло накопление озерных и озерно-болотных отло-

жений песков и глин с прослоями бурых углей (новомихайловская свита). Биостратиграфические данные позволяют заключить, что новомихайловский бассейн не был связан с южным морями.

Озерный режим продолжал существовать и в позднем олигоцене. Перерыв в озерном этапе раннего олигодена, по-видимому, был непродолжительным. Усилившиеся отрицательные движения в этот период на Западно-Сибирской плите привели вновь к образованию громадного водного бассейна – туртасского озера-моря. Глинисто-угленосный тип осадконакопления сменился глинисто-алевритовым безугольным. Наличие прослоев диатомитов, спикул губок, отдельные находки микрофитопланктона позволили предположить о солоновато-водном характере бассейна и его связи с позднеолигоценовым Байгубекским морем через Тургайский пролив. Изучение микрофитофоссилий озерных отложений в центре равнины показало, что отложения туртасского озера-моря отлагались в пресном водоеме. Однако присутствие динофлагеллат, обнаруженных в 2000 г. в базальных слоях журавской (туртасской) свиты к югу от 55° с.ш., позволяет допустить, что позднеолигоценовое Байгубекское море из Казахстана через Тургайский пролив могло проникать в виде ингрессионных заливов до широты городов Омск–Новосибирск.

Озерный режим продолжал существовать и в миоцене, периодически прерывающийся речной аккумуляцией. При этом ранний миоцен является завершающим этапом позднего олигодена. Новый седиментационный цикл относится уже к среднему миоцену, сопровождавшемуся оживлением тектонических движений, похолоданием климата и широким распространением речных отложений – прарек (бещеульский горизонт). Этот ритм связан с поздним миоценом, в начале которого (таволжанское время) преимущественно шло накопление зеленовато-серых монтмориллонитовых глин с мергельными конкрециями с марганцево-железистыми бобовинами, друзами и

прослоями гипса. Состав осадков указывает на смену климатических условий с гумидных на аридные. Аридизация климата резко отразилась на всей биоте и характере седиментации. На юге Западной Сибири стали преобладать субэральные отложения, реже озерные, представленные глиной красно-бурой с известковистыми конкрециями (павлодарский горизонт). По данным В.С. Зыкина (1982), в позднепавлодарское время этот регион пережил глубокую фазу аридизации климата, которая проявилась в редукции гидросети и заполнении речных долин эоловыми красноцветными карбонатными отложениями. Павлодарское время сопоставляется по биостратиграфическим данным с мессинским кризисом солености. Осадконакопление в плиоцене связано с вновь сформированными озерными и речными отложениями, которые содержат богатые комплексы мелких и крупных млекопитающих, раковины наземных и пресноводных моллюсков, споры, пыльцу и остракоды.

Новый этап осадконакопления, отличающийся от плиоценового, относится к четвертичному периоду. В основу расчленения отложений положен климатостратиграфический принцип – чередование эпох похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковий) – плювиалов и аридов. На территории Западной Сибири описаны отложения четырех морских трансгрессий и коррелятивных им озерных, аллювиальных и субэральных образований, чередующихся с ледниковыми осадками. С ледниковыми горизонтами сопоставлены лессово-почвенные. В стратиграфической схеме четвертичных отложений, утвержденной МСК России в 2000 г., введены некоторые уточнения возраста отдельных горизонтов, которые коснулись и горнофилинских слоев, вошедших в талагайкинский горизонт нижнего неоплейстоцена. Понижен возраст казымской свиты до позднего зоплейстоцена–нижнего неоплейстоцена. Переведен в верхний зоплейстоцен мансийский ледниковый горизонт. Структура строения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена полностью сохранена по С.А. Архипову.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Западно-Сибирская равнина представляет собой в палеогене крупный бассейн осадконакопления – синеклизу. В ее отдельных фациальных районах имеются непрерывные разрезы почти не дислоцированных морских и континентальных отложений (до 400 м), которые присутствуют во всех разрезах. Полнота разрезов палеогена Западной Сибири выдвигает их в разряд эталонных для всей территории Северной Азии.

Планомерное и систематическое исследование отложений палеогена началось в 1950-х годах в связи с расширением в Западной Сибири нефтепоисковых работ. До этого периода палеоген изучался по отдельным обнажениям в Приуральской части Западной Сибири. А.Д. Архангельский, А.П. Карпинский, Н.К. Высоцкий установили здесь наличие морских отложений, которые отнесли к палеогену на основании остатков моллюсков и зубов акул. В 1952–1959 гг. начался важный этап в изучении палеогена, который был связан с проведением геологической съемки масштаба 1:1 000 000. Она сопровождалась сетью колонкового бурения и опорных скважин (Уватской, Ханты-Мансийской, Тарской). Бурение скважин проводилось сначала сотрудниками треста “Запсибнефтегеология”, затем “Тюменьнефтегеология”.

В обработке кернов скважин приняли участие Н.Н. Субботина, Р.Х. Липман, А.В. Хабиков, Н.Н. Ростовцев, Ф.Г. Гулари, Т.А. Осыко, П.Ф. Ли, В.С. Певзнер, а также палеонтологи Г.Г. Мартинсон, И.М. Покровская, Н.В. Крупинина, В.В. Зауер и др. Гидрогеологическое опробование скважин осуществлялось сотрудниками ВСЕГЕИ и трестом “Тюменьнефтегеология” под руководством О.В. Равдоникаса.

Существенный вклад в изучение стратиграфии палеогена сделан С.Б. Шацким, В.А. Мартыновым, В.П. Никитиным, В.А. Николаевым, П.П. Генераловым, В.И. Стасовым, И.Г. Зальцманом. В настоящее время исследо-

вание палеогеновых и неогеновых отложений продолжается при геолого-съёмочных работах производственными объединениями “Главтюменьгеология” (Ю.П. Черепанов, А.Н. Некрасов, С.И. Демус и др.) и “Томскнефтегазогеология” (А.В. Кривенцов, А.В. Шамахов, А.Н. Головеров и др.).

В палеонтологическом расчленении отложений активное участие принимают З.И. Глезер, Н.И. Стрельникова, Н.В. Рубина (диатомовые и силикофлагеллаты), В.М. Подобина (фораминиферы). Большой вклад в изучение внесли В.П. Никитин, Л.А. Панова, И.А. Кулькова, Н.Б. Дрожжих, В.С. Волкова, Л.Л. Ильиник и многие другие исследователи.

Изучение стратиграфии палеогена развивалось по пути разработки местных стратиграфических подразделений – свит, подсвит, горизонтов, слоев. Главное значение для обоснования местных стратиграфических подразделений придавалось выделению местных комплексов различных групп фауны и флоры.

В Общей стратиграфической шкале (1976 г., г. Тюмень) условно были приняты ярусы Крымско-Кавказской области: инкерманский, качинский, бахчисарайский, симферопольский, бодракский и альминский. В олигоцене были выделены только подотделы: нижний + средний и верхний. Через биостратиграфические характеристики ярусов Крымско-Кавказского региона была предпринята попытка увязать региональную схему Западной Сибири с Общей стратиграфической шкалой. Однако корреляции препятствовало недостаточно полное биостратиграфическое обоснование унифицированной части стратиграфической шкалы палеогена Западной Сибири. В разрезах отсутствовали зональные формы организмов, что усложняло выделение в палеогене ярусов единой шкалы.

После 1976 г. стратиграфическая схема палеогена Западной Сибири не обновлялась. Заседание палеогеновой секции СибРМСК в

1992 г., на котором обсуждались новые материалы по стратиграфии палеогена, не увенчалось успехом. Экономические трудности не позволили многим представителям геологических производственных учреждений принять участие в СибРМСК, и проект новой схемы не был вынесен на обсуждение Межведомственного стратиграфического совещания.

В последние годы (1987–2000) значительный вклад в изучение палеогена внесли сотрудники палинологической лаборатории Института геологии нефти и газа СО РАН. Новый материал из кернов ряда скважин исследован на содержание спор, пыльцы и диноцист. Динофлагеллаты успешно использовались И.А. Кульковой (1987) для расчленения и корреляции палеогена Западной Сибири. Изучение диноцист открыло широкие возможности для зонального расчленения морского палеогена Западной Сибири. Они довольно широко распространены, прослежены по всему разрезу морского палеогена и подвержены быстрым эволюционным изменениям. Это позволило установить виды-индексы зональной шкалы и провести корреляцию палеогена Западной Сибири с зональными шкалами Западной Европы (Cavelier, Pomerol, 1983), южных районов бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1985, 1991). Создание зональной шкалы морского палеогена способствовало понижению и уточнению возраста морских горизонтов, палинокомплексов (ПК) и их корреляции с континентальными образованиями. Через динозоны впервые горизонты Западной Сибири увязаны с общей шкалой. Приведенная ниже

схема палеогеновых отложений в унифицированной части существенно отличается от таковой 1976 г. Общая ее часть обсуждалась на заседании палеогеновой комиссии МСК в Москве 1–2 апреля 1997 г. Были уточнены объемы динозон и их корреляция с нанопланктоновыми зонами и, соответственно, возраст региональных горизонтов.

В мае 2000 г. в ГИНе вновь было проведено заседание Комиссии по палеогеновой системе, посвященное проблемам биостратиграфии морского палеогена Западно-Сибирской плиты, в связи с подготовкой регионального стратиграфического совещания, намеченного на сентябрь 2000 г. В работе палеогеновой комиссии приняли участие большинство биостратиграфов. Было достигнуто согласованное мнение о возрасте основных горизонтов морского палеогена, намечены проблемы и обозначены нерешенные и дискуссионные вопросы. Итоги заседания были опубликованы в работе (Ахметьев и др., 2001).

Биостратиграфические материалы учтены при составлении унифицированной региональной стратиграфической схемы палеогеновых морских отложений Западно-Сибирской равнины, изданной в 2001 г.

Далее рассматривается региональная схема морских и континентальных палеогеновых отложений с учетом результатов по микрофитофоссилиям, изученным по образцам керна в Институте геологии нефти и газа СО РАН. Эти данные также вошли в унифицированную региональную стратиграфическую схему 2001 г.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

При районировании учтены данные, полученные С.Б. Шацким и предложенные им в 1976 г. на Тюменском стратиграфическом совещании. Основой районирования послужили структурный план плиты и состав фаций. Главными структурами, предопределяющими процессы осадконакопления в палеогене, являются Ханты-Мансийско-Юганская и Надымская впадины, Омско-Кулундинский крупный залив, Предуральский (Ляминский) мегапрогиб, Кенго-Чузыкский выступ и другие структуры Западно-Сибирской плиты (Рудкевич, 1970). Сохраняя преемственность от ранее выделенных районов, учитывая типы

разрезов, а также фактический материал, которым мы располагаем, и предстоящее издание листов геологической карты м-ба 1:200 000, предлагается выделить пять фациальных районов, характеризующихся набором фаций различной мощности: Зауральский, Приарктический, Центральный, Обский, Омско-Кулундинский.

В Зауральский фациальный район входит западная часть Ханты-Мансийской впадины. Он характеризуется наиболее мощным разрезом морского палеогена. В палеоцене различаются марсятская и ивдельская подсвиты талицкой свиты. Нижний и средний

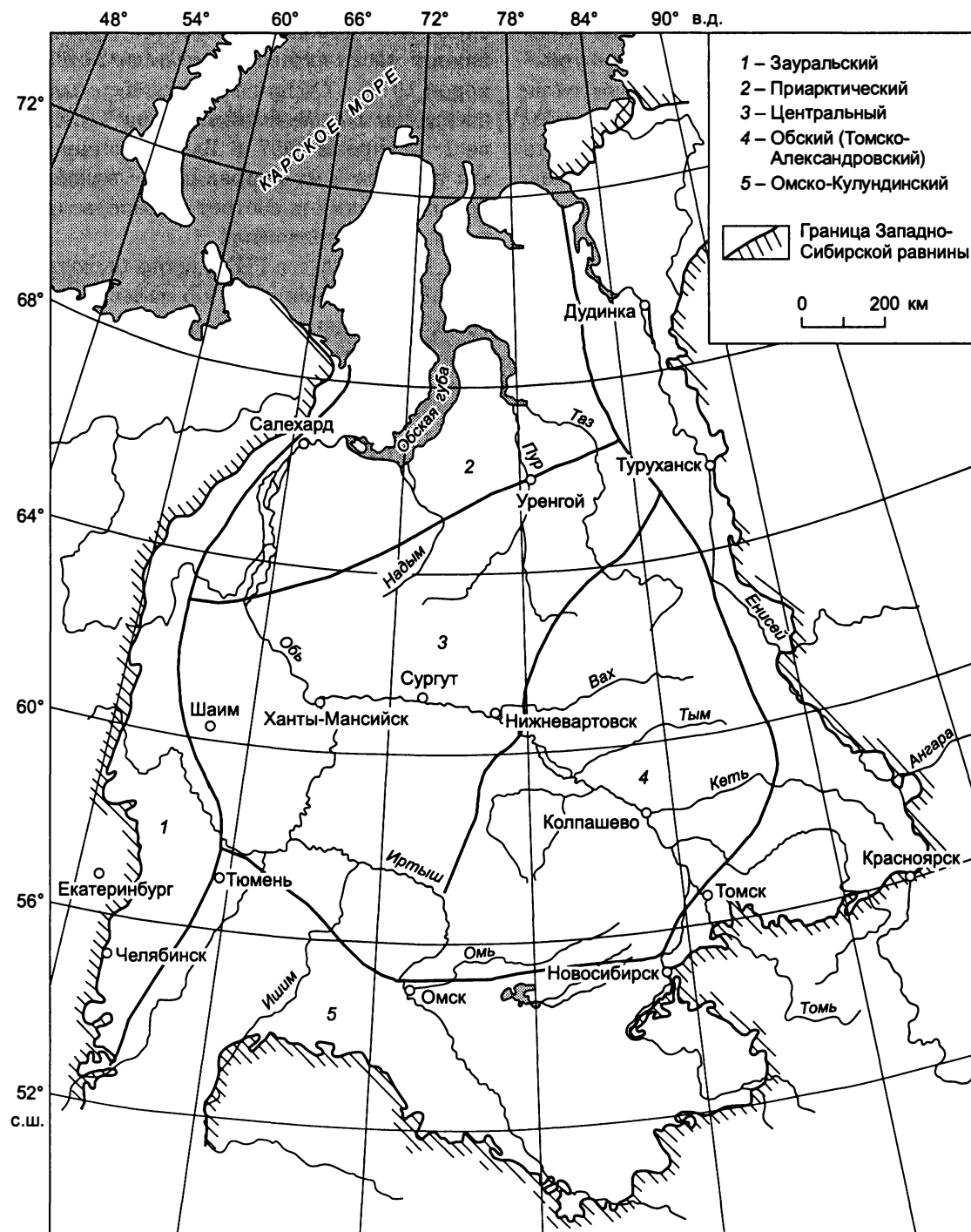


Рис. 1. Схема расположения фациальных районов.

эоцен представлен опоками серовской и диатомитами ирбитской, а также диатомовыми глинами нюрольской свиты. Верхний эоцен – породами тавдинской свиты. Нижнему олигоцену соответствует куртамышская, верхнему – туртасская свита.

Приарктический фациальный район включает Ямал, Тазовский полуостров, ни-

зовья Пура и Таза (рис. 1). Он отличается сложнопостроенным разрезом палеогена. Палеоцен представлен тибейсалинской (талицкой) свитой, верхняя подсвита которой содержит прослой континентальных отложений (слабокаолинизированные пески). Эоцен сложен морскими осадками серовской, ирбитской и нюрольской свит. Тавдинский горизонт (верх-

ний эоцен) состоит из морских (тавдинская свита) и прибрежно-морских отложений, выделяемых в юрковскую свиту. Олигоцену соответствует корликовская толща – белые плохо сортированные пески с каолином. С этим районом связаны основные газовые месторождения.

Центральный фациальный район приурочен к Ханты-Мансийской впадине и характеризуется наиболее полными разрезами континентального и морского палеогена. В составе палеогена установлены морские свиты – талицкая, серовская, ирбитская, нюрольская, тавдинская и курганские слои. Континентальные отложения олигоцена в северных районах включают в себя атлымскую и новомихайловскую свиты, а в южных – черталинскую и туртасскую.

Обский (Томско-Александровский) фациальный район охватывает большую территорию Кеть-Вахского Приобья и верховья Пура. Он характеризуется значительно сокращенным разрезом морского палеогена, ниж-

него–среднего эоцена, разнофациальными разрезами верхнего эоцена и олигоцена. Разрез начинается маломощной пачкой морских глин и подстилающих их кварцево-глауконитовых песчаников серовской свиты (нижне-люлинворской подсвиты), ирбитской и нюрольской свитами. Прибрежно-морские отложения выделены в кусковскую свиту. Верхний эоцен представлен отложениями юрковской свиты. Олигоцен включает атлымскую, новомихайловскую и лагернотомскую свиты.

Омско-Кулундинский фациальный район имеет сокращенные разрезы морского и континентального палеогена, нижнего эоцена. Морской палеоген представлен люлинворской, нюрольской и тавдинской свитами. Континентальным аналогом морского палеогена является островновская свита. Олигоцен включает черталинскую, атлымскую, новомихайловскую и журавскую свиты.

Строение Приенисейского и Притомского районов схемы 1978 г. нами не рассматривается из-за недостатка новых данных.

ОБЩИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Общая шкала палеогена подразделяется на три отдела – палеоцен, эоцен и олигоцен. Палеоцен состоит из двух подотделов (нижнего и верхнего) и трех ярусов (датского, зеландского и танетского). Заседание палеогеновой комиссии МСК (Санкт-Петербург от 1 февраля 1996 г.) постановило исключить монтский ярус из палеоцена и ввести зеландский. Причиной послужило то, что отложения монтского яруса плохо отличаются от кремнистых отложений дания, и по биостратиграфической характеристике они ближе к осадкам нижнего палеоцена датского яруса. Осадки палеоцена Копенгагена (зеландия) имеют карбонатный состав, близкий к отложениям танетского яруса, т. е. началу новой трансгрессии верхнего палеоцена с бореальными комплексами фаун. В Западной Европе абсолютный возраст палеоцена оценивается от 66,5 до 53–58 млн лет. Для этого отрезка времени установлены девять нанопланктоновых зон

(NP1–9). Палеоцену в Западной Сибири будут отвечать верхи ганькинской, талицкая и серовская свиты.

Эоцен делится на нижний, средний и верхний подотделы и включает четыре яруса. Нижний эоцен (ипрский ярус), средний эоцен (лютетский и бартонский) и верхний (приабонский). Эоцен рассматривается в объеме 58,0–43,5 млн лет, нанопланктоновых зон – 10–20 (Martini, 1971). В Западной Сибири эоцену будут отвечать ирбитская, нюрольская и тавдинская свиты.

Олигоцен подразделяется на нижний (рюпельский ярус) и верхний (хаттский) подотделы. Нижний олигоцен выделяется в объеме 35,0–28,5 млн лет и верхний – от 28,5 до 23,5 млн лет. Рюпельскому ярусу соответствуют 21, 22 и 23 нанопланктоновые зоны. В Западной Сибири это атлымский и новомихайловский горизонты. К хаттскому ярусу отнесен журавский (=туртасский) горизонт.

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ПО ДИНОЦИСТАМ И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ С ОБЩЕЙ ШКАЛОЙ

С общей шкалой Западной Европы в настоящее время по различным группам организмов (планктонным фораминиферам (Крашенинников, 1971, 1986); нанопланктону (Музылев, Табачникова, 1987); бентосным фораминиферам (Бугрова, 1987); диатомеям (Глезер, 1979, 1986); диноцистам (Андреева-Григорович, 1985); спорам и пыльце (Панова, 1988)) проведена корреляция палеогеновых отложений различных регионов – Северного Кавказа, Предкавказья, Северной Туркмении, Южного Приаралья, Северного Устья, Западной Сибири – на зональном уровне. Особенно большое значение для увязки с общей шкалой имеют диноцисты.

Выделение зон по диноцистам основано на эволюционной этапности развития динофлагеллат. Закономерности их развития в палеогене устанавливаются путем детального анализа вертикального и латерального распространения. Каждая зона характеризуется конкретным зональным комплексом. Проведение границ зон опирается на рубежи в развитии динофлагеллат. Определение уровней появления, исчезновения видов и изменений в комплексе диноцист в каждом конкретном разрезе и их выдержанность по площади являются базой для решения вопроса о развитии комплекса. Для уточнения стратиграфического положения зон по диноцистам проведена их привязка к зонам по нанопланктону и планктонным фораминиферам тех регионов, в которых они встречаются в одних и тех же разрезах (Постановление МСК, 1989; Андреева-Григорович, 1991).

Изучение диноцист позволило установить виды-индексы зональной шкалы и провести корреляцию морского палеогена Западной Сибири с зональными шкалами южных районов бывшего СССР (Там же), Западной Европы (Cavelier, Pomerol, 1983), Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), Южного Зауралья (Васильева, 1990). А.С. Андреева-Григорович (1991) предлагает кодовое обозначение зон с DP1 по DP14 (DP – диноцисты палеогеновые), принятое нами. В настоящее время известны два кодовых обозначения зон: первое для Западной Европы от W1 до W14, но оно не включает весь объем палеогена, и второе – для всего кайнозоя Се-

веро-Западной Европы – D1–20 (в палеогене Западной Сибири только D1–13) (рис. 2).

Разработка зонального деления по диноцистам для палеогена Западной Сибири позволяет не только обосновать возраст региональных и местных стратиграфических подразделений, но и провести корреляцию морских и континентальных осадков по спорам и пыльце, которые встречаются в тех и других отложениях (см. рис. 2).

Палеоцен. Зона *Cerodinium speciosum* (DP2) установлена в верхах талицкой–низах серовской свиты (см. рис. 2). Характерные виды: *Cerodinium speciosum* subsp. *speciosum* (Alb.) Lent. et Will., *C. speciosum* subsp. *glabrum* (Gocht.) Lent. et Will., *C. markovae* Vozzh., *Cerodinium* sp., *Areoligera senonensis* Lej-Carp., *A. coronata* (O.Wetz.) Lej-Carp., *Areoligera* spp., *Cordosphaeridium gracile* (Eis.) Dav. et Will., *Alterbia circula* Heil.-Clausen, *Alterbia* sp., *Alisocysta circumtabulata* Drugg, *Cladopyxidium saeptum* (Morg.) Stov. et Evitt., *Dinogymnium* sp., *Hafniasphaera septata* (Cooks et Eis.) Hansen, *H. graciosa* Hansen, *Hystrichosphaeridium tubiferum* (Ehr.) Defl., *Horologinella* sp., *Microdinium* sp., *Palaeocystodinium golzowense* Alb., *Fromea* spp., *Phthanoperidinium* sp., *Spiniferites cornutus* Gerl., *S. ramosus* subsp. *ramosus* (Ehr.) Lent. et Will., *Spiniferites* spp., *Thalassiphora pelagica* (Eis.), *Trigonopyxidium* sp., *Glaphyrocysta* sp., *Pterospermella* sp., *Veryhachium* sp.

Эта зона впервые установлена Л. Коста и Ч. Дауни (Costa, Downie, 1976) в отложениях палеогена Северо-Западной Европы (Англо-Парижский бассейн). Она прослежена в Бельгии (Schumacker-Lambry, Chateauneuf, 1976) и Дании (Heilmann-Clausen, 1985). К. Кавелье и Ч. Помероль (Cavelier, Pomerol, 1983) использовали ее в объединенной стратиграфической схеме Западной Европы, а Л. Коста и С. Манум (Costa, Manum, 1988) – в межрегиональной зональной шкале Северо-Западной Европы. Объем этой зоны определяется по-разному. В обобщенной схеме для палеогена Западной Европы, опубликованной К. Кавелье и Ч. Померолем (Cavelier, Pomerol, 1983), она охватывает нанопланктоновые зоны NP4 и часть зоны NP8, т. е. включает часть дания и нижнюю часть зеландия. В схеме

Система	Общая шкала		Унифицированные шкалы МСК (1989)		Зоны по диноцистам																						
	Отдел	Подотдел	Ярус																								
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	Олигоцен	Верх.	Хатский	—	Sphenolithus ciperoensis	—	—	—	—	—	—	—	—	—													
															Нижний	Рюпельский	Globigerina tapuriensis	Sphenolithus distendus	Wetzeliiella gochtii	DP13	Не установлены	Атлымская	Не установлены	—	—		
																		Sphenolithus praedistendus								W. symmetrica/Ph. amoenum	DP12
																		Coccolithus subdistichus									
		Средний	Верхний	Прибайкальский	Turborotalia centralis	Disaster barbadensis	Sphenolithus pseudoradians, Isthmolithus recurvus, Chiasmolithus oamaruensis	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11	Charlesdowniea clathrata angulosa	Тавдинская	Charlesdowniea clathrata angulosa	W13	D12													
					Globigerina corpulenta																						
					Globigerapsis tropicalis																						
			Средний	Бартоновский	Globigerina turcmenica (Truncorotaloides rohr)	Reticolina fenestra umbilica	Discoaster salpanensis	Rhombodinium porosum	DP10	Kisselovia omata, Wetzeliiella irtishensis, Aeosphaeridium diktyoplokum		Rhombodinium draco, Wetzeliiella articulata	DP8	Не установлены	Systematophora placacantha	W9											
																	Hantkenia alabamensis										
					Acarinina rotundimarginata	Nannotetrina fulgens	Rhombodinium draco, Wetzeliiella articulata	DP8	Не установлены	Ch. coleothrypta plexus, Dracodinium polytum		W8	D9														
					Acarinina bullbrookii	Discoaster sub-lodoensis	Rhabdosphaera inflata (нижняя подзона)	Charlesdowniea coleothrypta rotundata	Charlesdowniea coleothrypta s.l.					DP7	Charlesdowniea fasciata, Charlesdowniea coleothrypta rotundata												
					Globorotalia aragonensis	Discoaster lodoensis	Marthasterites tribrachiatus	Charlesdowniea coleothrypta																			
	Нижний	Ипрский	Globorotalia subbotinae s.l.	Discoaster diastypus	Discoaster binodosus	Dracodinium varielongitudum	DP6	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliiella meckelfeldensis	Ирбитская	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliiella meckelfeldensis	W5 W4 W3 W2	D6															
					Marthasterites conortus	Dracodinium simile	DP5																				
					Wetzeliiella meckelfeldensis	DP4																					
					—	—	—																				
	Палеоцен	Верхний	Танетский	Acarinina acarinata, Acarinina subsphaerica, Acarinina djanensis	D. multi-radiatus	Marthasterites bramlettei (нижняя подзона)	Apectodinium homomorphum	DP3	Apectodinium homomorphum	Серовская	Apectodinium homomorphum	W1	D5														
					Helio-lithus	Heliolithus riedeli																					
					Discoaster gemmeus																						
					Heliolithus kleinPELLI																						
					—	—																					
					—	—																					
		Нижний	Зеландский	Globorotalia conicontruncata	Fasciculolithus tympaniformis	Cerodinium speciosum	Cerodinium speciosum	DP2	Cerodinium speciosum		Cerodinium speciosum	Deflandrea speciosa	—	—													
															Globorotalia angulata	Ellipsolithus macellus											
Acarinina inconstans																											
Датский			Concipiacolithus lenuis	Globoconusa daubjergensis	Chiasmolithus danicus						Cerodinium striatum	Danea californica/ Carpatella comuta	DP1	Danea californica/ Carpatella comuta	Cerodinium speciosum	Danea mutabilis	—	D3									
				Globigerina taurica	—						Carpatella comuta																
				—	—						—																

Рис. 2. Схема корреляции зональных шкал по диноцистам.

А.С. Андреевой-Григорович (1991) объем зоны *Cerodinium speciosum* равен NP4–7, появление *Cerodinium speciosum*, по ее же данным, совпадает с основанием подзоны *Ellipsolithus macellus* – это верхняя граница датского яруса. Однако она не всегда легко прослеживается, так как вид *Ellipsolithus macellus* является редким. Этим же автором предложено провести границу между нижним и верхним палеоценом по появлению *Cerodinium speciosum*, хотя изменения в ассоциации диноцист несколько растянуты во времени (поэтому верхняя граница нижнего палеогена по диноцистам четко не фиксируется); оставить монтский ярус (исключенный из шкал Западной Европы, так как его объем перекрывается в нижней части датским ярусом, а в верхней – низами зеландия) в объеме нанопланктонных зон *Ellipsolithus macellus* и *Fasciculithus tympaniformis* в палеогеновой шкале. Однако на расширенном бюро комиссии МСК по палеогеновой системе, состоявшемся 1 февраля 1996 г. во ВСЕГЕИ, решено ярусную шкалу палеогена, принятую в России, привести в соответствии с международным стандартом. Следует обратить особое внимание на палеоцен, в связи с его делением на датский, зеландский и танетский ярусы.

Зона *C. speciosum* установлена О.Н. Васильевой (1990) в верхах талицкой–низах серовской свиты Зауралья, возраст которой соответствует верхам нижнего–низам верхнего палеоцена.

Зона *Apectodinium homomorphum* (DP3) выявлена в верхах серовской свиты в скважинах 12-PP, К-37 (Ямало-Тазовский район), К-14 (пос. Комсомольский), 4 (бассейн р. Васюган) (см. рис. 2, 3, 4). Комплекс диноцист немногочислен, но очень характерен. Это *Achomosphaera* sp., *Apectodinium* sp., *A. homomorphum* (Cooks et Eis.) Lent. et Will., *A. hyperacanthum* Cooks et Eis., *A. quinquelatum* Will. et Down., *A. augustum* Lent. et Will., *Cordosphaeridium funiculatum* Morgenroth, *Cribroroperidinium tenuitabulatum* (Gerl.) Helones, *Homotryblium* sp., *Impagidinium* sp., *Spinidinium microechinatum* Stover et Evitt, *Microdinium* sp., *Hafniasphaera septata* Hansen, *Palaeoperidinium pyrophorum* (Ehrenb.) Sarjeant., *Diconodinium* sp., *Corrodinium marcovae* Vozzh., *Deflandrea arcuata* Vozzh., *D. andromensis* Vozzh., *D. dissoluta* Vozzh., *Deflandrea* sp., *Fibrocysta* sp., *Operculodinium* sp., *Senegalinium* sp. Форма *Apectodinium homomorphum* – это вид-индекс динозоны,

характеризующей отложения верхней части танета (верхи верхнего палеоцена). Эта зона установлена О.Н. Васильевой (1990) в Южном Зауралье из верхних горизонтов серовской свиты. Она отмечает пик встречаемости *A. homomorphum*, совпадающий с расцветом других видов этого рода, таких как *A. hyperacanthum*, *A. augustum*, *A. quinquelatum*, которые представлены и в комплексе Западно-Сибирской равнины. Этот уровень сопоставляется с зоной DP3 южных районов бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991), с зоной D5 (Costa, Manum, 1988), с зоной W1 Северо-Западной Европы (Cavelier, Pomerol, 1983), с зонами 6 и 7 в разрезах Дании (Heilmann-Clausen, 1985). Возраст коррелируемых осадков – верхняя часть зеландия.

Эоцен. Зона *Wetzeliella meckelfeldensis* – *Dracodinium varielongitudum* (DP4–6) установлена Л. Коста и Ч. Дауни (Costa, Downie, 1976) в Северо-Западной Европе. В Западной Сибири она выделена И.А. Кульковой (1988) в скв. К-37, междуречье Чузик–Кенга (в ирбитской свите), и прослежена в осадках этой свиты по территории Западной Сибири (Кулькова, Шацкий, 1990; Кулькова, 1994). Зона *W. meckelfeldensis* – *D. varielongitudum* (совместное распространение) установлена также О.Н. Васильевой (1990) в осадках ирбитской свиты Южного Зауралья. Отдельно зоны *W. meckelfeldensis*, *D. simile*, *D. varielongitudum* прослежены А.С. Андреевой-Григорович (1991) в палеогене юга бывшего СССР. Возраст осадков – низы ипра.

Четвертый реперный уровень – зона *Charlesdowniea coleothrypta* s.l. (DP7). На Западно-Сибирской равнине она впервые выделена в скв. К-37, междуречье Чузик–Кенга (Кулькова, 1988), из осадков верхнелюлинворской подсвиты (нюрольской свиты) с радиолариевым комплексом зоны *Heleodiscus lentis*.

Зона *Ch. coleothrypta* четко прослеживается по территории Западной Сибири (Кулькова, Шацкий, 1990) и на Южном Зауралье (Васильева, 1990). Объем этой зоны, по данным А.С. Андреевой-Григорович (1991), охватывает нанопланктонные зоны *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, *Nannotetrina fulgens* (частично), т. е. верхи ипра–низы лютета. Для комплекса характерны виды родов *Charlesdowniea* и *Wetzeliella*: *Charlesdowniea coleothrypta* (Will. et Down.) Lent. et Vozzh., *Ch. coleothrypta* subsp. *rotundata* (Chat. et Gruas-Cav.) Lent. et Vozzh.,

Общая шкала				Зоны по диноцистам									
Система	Отдел	Подотдел		Скв. К-14 (Комсомольская)	Скв. К-29, К-30, р. Сев. Сосьва	Скв. 11, 32, 29, р. Пур	Скв. К-37, Обь-Иртышское междуречье	Скв. 4, бассейн р. Васюган					
		Юрус	Ярус										
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен	Верх.	Хатт-ский	Не установлены	Не установлены	Не установлены	Не установлены	Не установлены					
			Рюпель-ский										
		Нижний	Приабон-ский						Charlesdowniea clathrata angulosa	Charlesdowniea clathrata angulosa	—	Charlesdowniea clathrata angulosa	Charlesdowniea clathrata angulosa
			Бартонский						Kisselovia ornata	Kisselovia ornata	Kisselovia ornata	Kisselovia ornata	
		Средний	Бартонский						Areosphaeridium diktyoplokum		Areosphaeridium diktyoplokum	Areosphaeridium diktyoplokum	
			Лютетский						Не установлены	Не установлены	Не установлены	Не установлены	Не установлены
	Эоцен	Верхний	Приабон-ский	Charlesdowniea fasciata, Charlesdowniea coleothrypta rotundata Charlesdowniea coleothrypta	Charlesdowniea coleothrypta s.l.	Charlesdowniea coleothrypta s.l.	Charlesdowniea fasciata, Charlesdowniea coleothrypta rotundata, Charlesdowniea coleothrypta	Charlesdowniea coleothrypta s.l.					
			Бартонский	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis	Dracodinium varielongitudum, Wetzeliella meckelfeldensis	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis					
		Средний	Бартонский	Apectodinium homomorphum				Apectodinium homomorphum					
			Лютетский										
		Нижний	Ипрский										
			Ипрский										
Палеоцен	Верхний	Танетский											
		Танетский											
Нижний	Датский	Зеланд-ский	Cerodinium speciosum	Cerodinium speciosum	Cerodinium speciosum	Cerodinium speciosum	Cerodinium speciosum						
		Датский											

Рис. 3. Схема корреляции палеогеновых отложений в скважинах К-14, К-29, К-30, 11, 32, 29, К-37, 4.

Ch. reticulata Will. and Down., *Charlesdowniea* sp., *Rhombodinium coronatum* Vozzh., *Cordosphaeridium gracile* (Eis.) Dav. et Will., *Achomosphaera ramulifera* Gerl., *Palaeoperidinium sibiricum* Vozzh., *Soaniella* sp., *Deflandrea phosphoritica* Eis., *Wetzeliella articulata*, *Thalassiphora pelagica* Eis., *Phthanoperidinium eocenicum* (Cooks et Eis.) Lent. et Will., *Hystriochokolpoma cinctum* Klumpp, *H. eisenackii* Will. et Down., *Deflandrea oebisfeldensis* f. *ovalis* (Alb.) Vozzh., *Samlandia chlamydophora* Eis. Зона *Ch. coleothrypta* сопоставляется с зонами по диноцистам W6–8 Западной Европы и с зонами D8–9 Северо-Западной Европы, ее возраст соответствует верхам ипра–низам лютета.

Шестой реперный уровень – зона *Kisselovia ornata* – *Areosphaeridium diktyoplokum* (DP9–10). Эта зона выделена из низов тавдинской свиты и занимает положение между зонами *Ch. coleothrypta* и *Ch. clathrata angulosa*. Она содержит виды, которые позволяют сопоставить ее с отложениями бартона Англии (Vujak, 1979) – *Rhombodinium longimanum* Vozzh., *R. irtishensis* Alb., *Lentinia serrata* Vujak, хотя вид-индекс *Kisselovia ornata* прослеживается в осадках Южного Зауралья, Казахстана и Западной Сибири, не отмечен в Европе. О.Н. Васильева (1990) предполагает, что по составу зонального комплекса зона *K. ornata* является возрастным аналогом зоны

Rhombodinium porosum европейской шкалы (Cavelier, Pomerol, 1983) и схемы А.С. Андреевой-Григорович (1991). Возраст осадков – бартон.

Седьмой реперный уровень – зона *Charlesdownia clathrata angulosa* (DP11). Содержание диноцист в этом комплексе непостоянное. По данным А.С. Андреевой-Григорович, объем этой зоны равен нанопланктоновым зонам *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и слоям с *Sphenolithus pseudoradians* – уровень приабона. Зона *Ch. clathrata angulosa* установлена в осадках тавдинской свиты. Состав микрофитопланктона следующий: *Adnatosphaeridium robustum* (Morgenroth) De Conick, *Achomosphaera membrani phora* (Agelopoulos) Eaton, *Areosphaeridium diktyoplokum* (Klumpp) Eaton, *Charlesdownia clathrata angulosa* (Chat. et Gruas-Cav.) Lent. et Vozzh., *Ch. fasciata*, *Cordosphaeridium exilimurum*, *Deflandrea phosphoritica*, *Gochtodinium spinula* Bujak, *Impagidinium dispertitum* (Cooks et Eis.) Stover and Evitt, *Soaniella granulata* Vozzh., *Wetzeliella irtyshensis* Alb., *Pterospermella*, *Tasmanites*, *Tithodiscus*. Эта зона прослежена И.А. Кульковой в тавдинской свите. Помимо зонального таксона *Ch. clathrata angulosa* встречены виды, соответствующие более низким горизонтам тавдинской свиты: *W. irtyshensis*, *Ch. fasciata*, *Areosphaeridium diktyoplokum*. Они обычны для комплекса диноцист с *Kisselovia ornata* Vozzh. Однако зональный вид *Ch. clathrata angulosa*, характерный для приабона, позволяет датировать вмещающие осадки приабонем. Этот вид-индекс способствует корреляции выявленного комплекса с зоной W12–13 Парижского бассейна и с зоной D12 межрегиональной шкалы Северо-Западной Европы, которые соответствуют приабону.

Изучение диноцист открыло широкие возможности сопоставления региональных и местных шкал с общей шкалой палеогена. Одновременно появился ряд дискуссионных вопросов. Например, как показали исследования, границы биозон региональной шкалы не всегда совпадают и требуют дальнейшего изучения. Дискуссии вызывают во всех регионах объемы нижнего палеогена и соотношение осадков дания и зеландия в общей шкале, их границы по различным группам (планктонные и бентосные фораминиферы, нанопланктон, диноцисты и т. д.) организмов, а также об-

суждаются соответственно те же вопросы и в региональных шкалах. Границы региональных стратиграфических единиц зависят от определений границ стратиграфических подразделений международной шкалы. До сих пор обсуждается граница эоцена и олигоцена. И. Мартини (Martini, 1971) предложил считать латторфским (рюпельским) ярусом (северогерманский ранний–нижний олигоцен) лишь только его верхнюю часть, включающую нижнеолигоценовую зону нанопланктона NP21 *Ericsonia subdistionia*. Она выделена в океанах и на континентах и присутствует совместно с нижнеолигоценовой зоной планктонных фораминифер *Globigerina tapuriensis*. К нижнему олигоцену (рюпелю) относится и зона NP22 *Helioscoposhaera reticulata*. На Северном Кавказе эти зоны приурочены к нижней части пшехского горизонта и к кызылджарскому горизонту Крыма. По данным А.С. Андреевой-Григорович (1985), в южных районах бывшего Союза NP22 соответствует зона по диноцистам *Phthanoperidinium amoenum* и *Wetzeliella symmetrica*. К сожалению, в Западной Сибири зоны по диноцистам этого уровня не установлены, и к нижнему и верхнему олигоцену общей шкалы отложения относятся условно.

До сих пор остается дискуссионным вопрос о границе олигоцена и миоцена. В общей шкале он сводится к определению возраста аквитанского яруса: относить ли его к верхнему олигоцену или к нижнему миоцену. По данным глубоководного бурения дна Тихого и других океанов, большинством исследователей граница олигоцена и миоцена проводится по подошве зоны *Globorotalia kugleri* (Крашенинников, 1971). Этой же зоной представлены и отложения аквитанского яруса в его стратотипе (Северная Аквитания во Франции). Она прослежена в непрерывных разрезах от Франции до Атлантического океана. Непосредственно ниже ее обнаружены осадки зоны фораминифер хаттского яруса. Следовательно, аквитан является подразделением нижнего миоцена, а олигоцен должен завершаться хаттским ярусом. Авторы понимают, что решить вопросы объемов ярусов континентального палеогена Западной Сибири и их возраста трудно, так как в них не обнаружены диноцисты. С ярусами общей шкалы региональные горизонты увязаны лишь условно.

Региональные стратиграфические подразделения, объем и их палеонтологическое обоснование

Основным региональным корреляционным подразделением западно-сибирской схемы палеогена предлагается принять горизонт, отвечающий конкретному этапу геологической истории Западной Сибири. Он выделяется как совокупность осадочных пород, характеризую-

щихся определенными литостратиграфическими, палеонтологическими признаками, которые позволяют установить одновременность их формирования в пределах всех районов Западной Сибири. Граничные уровни горизонтов не должны испытывать возрастное сколь-

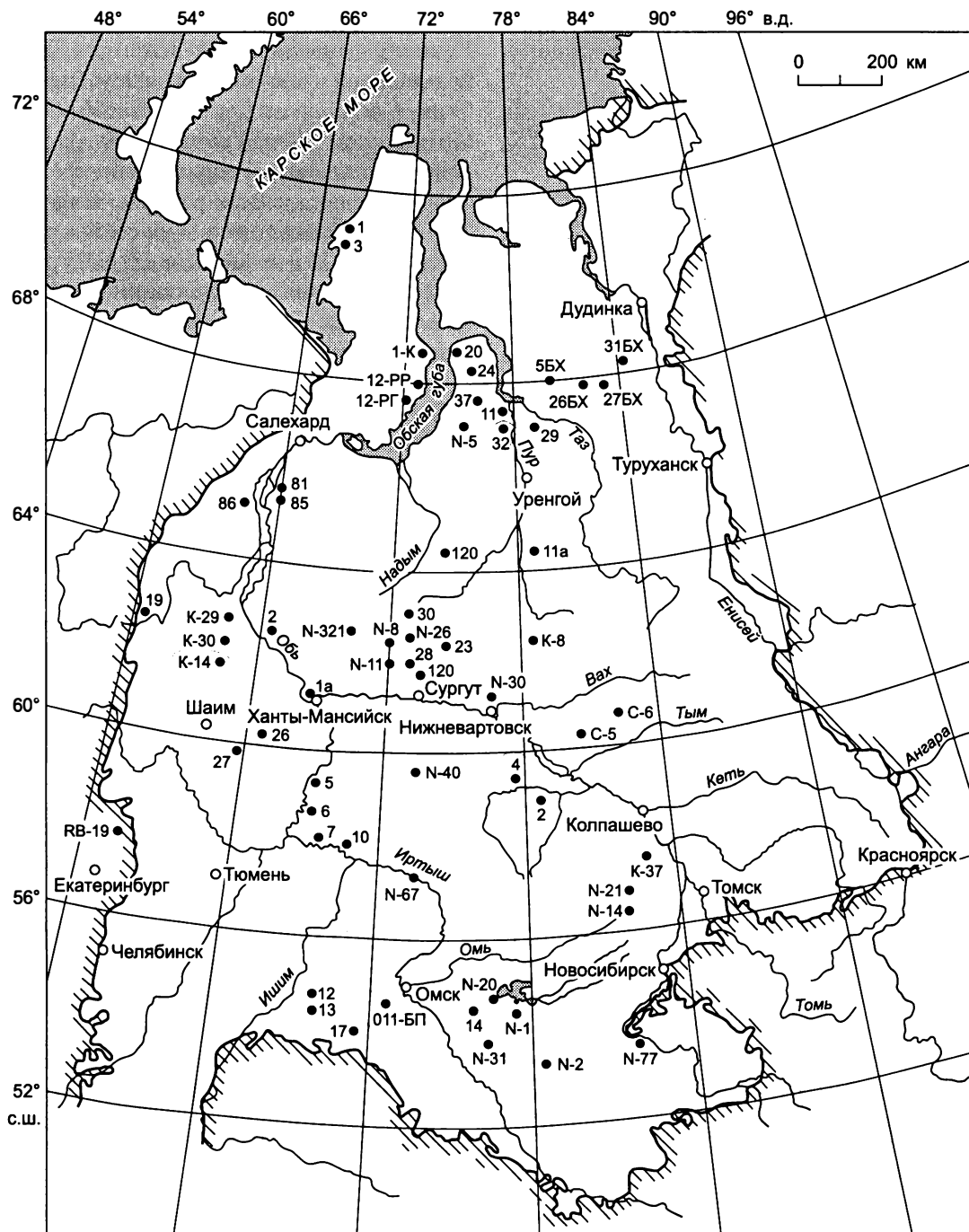


Рис. 4. Схема местонахождения скважин, изученных сотрудниками Института геологии нефти и газа СО РАН, и скважин с номерами N (А.Е. Бабушкин, СНИИГГиМС), адреса скважин см. в тексте.

жение. Горизонт объединяет ряд свит морского, прибрежно-морского и континентального генезиса.

На Тюменском совещании С.Б. Шацкий предложил упразднить люлинворский горизонт с тремя подгоризонтами (нижне-, средне- и верхнелюлинворский) и ввести вместо него подгоризонты самостоятельных серовского, ирбитского и нюрольского горизонтов. Хотя это предложение не получило поддержки. В настоящее время изучение диноцист и установление зональных форм, позволяющих проводить корреляцию региональных стратиграфических подразделений с общей шкалой, позволили поддержать точку зрения С.Б. Шацкого и в предлагаемой схеме выделить следующие горизонты: ганьковский – диноцисты не изучались; талицкий, соответствующий NP1–6; серовский, отвечающий NP7–9; ирбитский в объеме NP10–11; нюрольский – NP12–15 и низы NP16; тавдинский – соответственно верхняя часть NP16–20. В олигоцене – атлымский (новомихайловский) и журавский (туртаский), подразделяющийся на нижне- и верхнежуравский подгоризонты.

В региональных стратиграфических подразделениях – горизонтах палеогена – выделены слои с фауной фораминифер, радиолярий, диатомей и слои с палиноспектрами. Только по диноцистам удалось выделить и проследить по всей Западной Сибири зоны с видами-индексами, позволяющими коррелировать региональные подразделения палеогена с ярусами международной шкалы.

В основу разработки зональной шкалы морского и континентального палеогена положены палеонтологические данные по диноцистам, спорам и пыльце, полученные в последние годы в процессе обработки kernового материала скважин в Институте геологии СО РАН, предоставленного сотрудниками геолого-съёмочных партий различных экспедиций Тюменского геологического управления.

За опорные стратотипические разрезы при разработке стратиграфии морского па-

леогена были приняты скважины, приведенные на рис. 4. Разрез скв. К-14 (Комсомольская) на ж.д. Ивдель–Обь принять в качестве опорного при расчленении палеогеновых морских отложений западной части Западной Сибири (Зауральский фациальный район). Используются материалы по скважинам К-29, К-30 в бассейне р. Северная Сосьва. Для Приарктического Ямало-Тазовского района послужили результаты, полученные по скважинам 12-РГ, 12-РР и 32, 29, 11 (см. рис. 4). К числу основных относится скв. К-37, расположенная в центральной части Западной Сибири, в верховьях рек Чузык и Кенга, на Обь-Иртышском междуречье. Для расчленения континентального и верхов морского палеогена опорными послужили разрезы скважин N-30, 23, N-8, находящиеся в бассейне р. Аган, а также скв. К-8 в верховьях р. Пур. Используются материалы по скважинам К-29, К-30 в бассейне р. Конда и скважинам 12 и 17 на юге Западной Сибири, данные по описанию и расчленению этих скважин, полученные П.П. Генераловым (К-14), А.В. Кривенцовым (скв. К-37), И.А. Кульковой (скв. 011-БП), А.Е. Бабушкиным, который передал образцы керн ряда скважин Аганского профиля, а также Ю.П. Черепановым, А.И. Власовым, В.А. Богдашевым, и сведения по строению континентального палеогена по ряду естественных обнажений в низовьях Иртыша, изученных В.С. Волковой, Л.А. Пановой (1964, 1975), В.С. Волковой, И.А. Кульковой (1994, 1998).

Диноцисты из основных скважин морского палеогена и сопутствующие им палинокомплексы изучены И.А. Кульковой. Используются материалы Л.А. Пановой (1968, 1971, 1990а, б), которая палинологически обосновала ряд горизонтов морского и континентального палеогена. Рассмотрены также данные по радиоляриям Г.Э. Козловой (1987, 1989; Постановление..., 1989) и диатомеям З.И. Глезер (1979, 1986), Н.И. Стрельниковой (Унифицированные... схемы..., 2001).

Зональные шкалы по разным палеонтологическим группам

Зональное расчленение по фораминиферам

Фораминиферы изучались в последние годы В.М. Подобиной (1989, 1990, 1998). К сожалению, в разрезе морского палеогена Западной Сибири представлены лишь бентосные фораминиферы и лишь в тавдинской свите

встречены редкие экземпляры планктонных фораминифер. В талицкой свите ею выделен комплекс фораминифер с *Ammoscalaria friabilis* (Ehremeeva) позднепалеоценового возраста. Для нижнелюлинворской (серовской) под-

свиты, включающей слои с *Cibicidoides favorabilis* (Vassilenko), *Glomospira gordialiiformis* Podobina, *Cyclammia coksuvorova* Uschakova, определен позднепалеоцен-раннеэоценовый возраст (танетский–ирбитский ярусы). В верхах подсвиты обнаружены лишь единичные фораминиферы. Среднелюлинворская (ирбитская) подсвита содержит фораминиферы зоны *Textularia carinatiformis* – средний эоцен (лютетский–бартонский ярусы). Верхнелюлинворская (нюрольская) подсвита включает в себя, по данным В.М. Подобиной, два комплекса фораминифер: нижний – *Labrospira honesta* и верхний – *Reophaex subfusiformis* Earland, *R. dentaliniformis* Brady. Возраст этой подсвиты определен ею как верхнеэоценовый. Нижние слои перекрывающей тавдинской свиты выделены как раннеолигоценовая фораминиферная зона *Elphidiella vergandia*, в некоторых регионах (восточная часть Западно-Сибирской равнины) отмечены планктонные фораминиферы, характерные, по мнению этого автора, для зоны *Globigerina tapuriensis*. Однако точка зрения В.М. Подобиной и предложенная ею схема зонального деления палеогена по фораминиферам трудно сопоставима с имеющимися по другим группам организмов (радиоляриям, диноцистам, диатомеям, силикофлагеллатам, спорам и пыльце). Это было отмечено и в решении заседания расширенного бюро комиссии МСК по палеогеновой системе, состоявшегося 2 февраля 2001 г. во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Особенно это относится к расчленению, датировке и определению объемов талицкого, люлинворского и тавдинского горизонтов. В частности, нельзя согласиться с В.М. Подобиной по поводу трактовки возраста тавдинского горизонта, относимого ею к нижнему олигоцену (см. Унифицированные... схемы, особое мнение (2001)).

Зональное расчленение по радиоляриям

Радиолярии, изученные в последние годы Г.Э. Козловой (Козлова, Стрельникова, 1984; Козлова, Зайонц, 1987; Козлова, 1999) из палеогена Западно-Сибирской равнины, позволили ей сделать следующие выводы: самый древний комплекс радиолярий с зональным видом *Cromyocarpus(?) ovatus* установлен в марсятской свите восточного склона Урала и в нижней половине талицкой свиты.

Верхняя граница зоны проводится по исчезновению всех без исключения раннепалеоценовых видов. В верхнеталицкой свите радиолярии отсутствуют. Зона *Tripodiscinus sengilensis* прослежена Г.Э. Козловой в низах люлинворской свиты (серовская свита). Определение ее нижней границы затруднено в связи с отсутствием радиолярий в верхнеталицкой подсвите, однако Г.Э. Козлова предполагает, что основание люлинворской свиты (серовской) проходит внутри верхнего палеоцена, так как нижняя граница примерно соответствует границе зон *Buryella tetradica* и *Tripodiscinus sengilensis* в Среднем Поволжье. Первая зона отвечает низам верхнего палеоцена.

Зоны *Petalospyris foveolata*, *P. fiscella*, *Spongotrochus paciferus* установлены в среднелюлинворской (ирбитской) подсвите Западно-Сибирской низменности. Нижняя часть среднелюлинворской подсвиты (зона *P. foveolata*) соответствует верхнему палеоцену–нижнему эоцену, остальная часть подсвиты (зоны *P. fiscella* и *S. paciferus*) – нижнему эоцену.

Зона *Heleodiscus lentis* выделена в верхнелюлинворской подсвите, возраст – нижний, возможно, низы среднего эоцена. Тавдинская свита не содержит радиолярий.

Зональное расчленение по цистам динофлагеллат (планктонные водоросли)

Особый интерес представляет группа планктонных водорослей с органической оболочкой – это диноцисты, которые встречаются в карбонатных и бескарбонатных фациях. Они отличаются высокими темпами эволюции, большим морфологическим разнообразием, быстро осваивают морские акватории. В связи с этим диноциты играют большую роль в зональной стратиграфии, а присутствие их в препаратах с палинокомплексами позволяет выходить на прямую корреляцию морских и континентальных толщ. Важное значение эта группа фитопланктона имеет для палеогена Западной Сибири, где талицкая, серовская, ирбитская и нюрольская свиты отражают эпоху кремнеаккумуляции, и в них ни планктонные фораминиферы, ни нанопланктон не найдены. Установленные зональные комплексы диноцист сопоставлялись с зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону, так как А.С. Андреевой-Григорович (1991) изуча-

лись диноцисты и нанопланктон из одних и тех же разрезов и образцов южных регионов бывшего СССР совместно. Таким образом, выделялись динозоны и определялось их соотношение с зонами по нанопланктону и геологический возраст. Кроме того, проводилась корреляция с зональными шкалами Западной (Cavelier, Pomerol, 1983) и Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988) и др. В палеогене Западной Сибири, кроме диноцист, большую роль играют радиолярии, диатомеи, бентосные фораминиферы, споры и пыльца, ископаемые семена. Рассмотрим возможности использования разных групп ископаемых органических остатков палеогена Западно-Сибирской равнины для биостратиграфического обоснования региональной шкалы.

Диноцисты. Первые зональные схемы палеогеновых отложений европейских стратиграфических областей приводятся в работах (Costa, Downie, 1976; Hansen, 1977; Chateau-neuf, Gruas-Cavagnetto, 1978). В последние годы эта группа фитопланктона применяется для стратификации палеогеновых осадков, особенно в бореальных провинциях, перспективных на нефть и газ (Berggren et al., 1985; Costa, Manum, 1988). Зональное деление палеогеновых осадков Западно-Сибирской равнины впервые выполнено И.А. Кульковой (1987, 1988, 1994). Границы подразделений проводятся по первому появлению видов-индексов. Предложенная зональная схема не совершенна из-за недостаточной изученности группы. В палеогене Западной Сибири шесть динозон.

Зона *Cerodinium speciosum* прослежена в верхах талицкой–низах серовской свиты, объем зоны по нанопланктону соответствует подзоне *Ellipsolithus macellus*, зоне *Fasciculolithus tympaniformis* и нижней части подзоны *Heliolithus* (зеландий).

Зона *Arpectodinium homomorphum* установлена в верхней части серовской свиты, по нанопланктону – это верхняя часть подзоны *Heliolithus* и верхи зеландия зоны *Discoaster multiradiatus* (танет).

Зона *Wetzeliella meckelfeldensis*, *Dracodinium simile*, *D. varielongitudum* (совместное распространение) выделена в ирбитской свите, объем по нанопланктону соответствует зоне *Discoaster diastypus* (ипр).

Зона *Charlesdownia coleothrypta* s.l. прослежена в нюрольской свите. Подразделена на две подзоны *Ch. coleothrypta rotundata*,

объем всей зоны по нанопланктону – зона *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, частично *Nannotetrina fulgens* (верхи ипра–лютет).

Зона *Kisselovia ornata*, *Wetzeliella irti-shensis*, *Areosphaeridium diktyoplokum* (совместное распространение) обособлена в низах тавдинской свиты и отвечает по объему нанопланктоновой зоне *Reticulofenestra umbilica* (бартон).

Зона *Charlesdownia clathrata angulosa* выявлена в верхней части тавдинской свиты, отвечает нанопланктоновой зоне *Discoaster barbadiensis* (приабон).

Зональное расчленение по диатомовым водорослям

Эта группа ископаемых организмов самая распространенная в морском палеогене Западной Сибири. Она прослеживается по всему кремнистому разрезу и сравнительно хорошо изучена. А.П. Жузе, З.И. Глезер, Н.И. Стрельниковой и Н.В. Рубиной предпринимались попытки разработать зональную шкалу палеогена Западной Сибири по диатомовым водорослям (Решения..., 1983; Козлова, Стрельникова, 1984). В последние годы З.И. Глезер (Зональная стратиграфия..., 1991) предложена, на основании анализа этапности развития палеогеновых диатомовых флор и сопоставления этапов развития флор эпиконтинентальных и океанических бассейнов, следующая зональная шкала по диатомеям.

В низах талицкой свиты выделена зона *Trinacria heibergiana* (нижний палеоцен). В верхней части талицкой свиты–низах люлинворской обособлена зона *Sheshukovia mirabilis* (верхний палеоцен–низы эоцена).

Зоны *Hemiaulus proteus*, *Coscinodiscus josephinus*, *C. payeri* характеризуют, по-видимому, среднюю часть люлинворской (ирбитской) свиты (самые верхи верхнего палеоцена–нижний эоцен). Зона *Puxilla gracilis* установлена в верхней части люлинворской (нюрольской) свиты (нижний–средний эоцен), и, наконец, *Puxilla oligocenica* – в самых верхах люлинворской (верхи ипра–верхи лютета) и тавдинской свиты – нижний–средний эоцен (верхи лютета–бартон и приабон).

Силикофлагеллаты изучены в осадках морского палеогена Западной Сибири З.И. Глезер (Зональная стратиграфия..., 1991). Корреляция зон по диатомеям и силикофлагел-

латам с зональной шкалой по нанопланктону и планктонным фораминиферам почти однозначны, это позволяет определить положение региональных биостратиграфических подразделений в общей шкале.

Зональное расчленение по спорам и пыльце

Палинологический метод имеет большое значение при детальном расчленении и корреляции палеогеновых отложений. Споры и пыльца – одна из групп ископаемых остатков, позволяющих сопоставлять морские и континентальные отложения, а обилие в препаратах из морских осадков микрофитопланктона вместе со спорами и пыльцой дает возможность привязать биостратиграфические уровни по миоспорам с зонами по диноцистам и таким образом сопоставить с общей шкалой. В изучении спор и пыльцы Западно-Сибирской равнины принимали участие многие палинологи. В последние годы разработана палиностратиграфическая шкала, в которой выделены зоны и слои со спорами и пыльцой (Волкова и др., 1990; Зональная стратиграфия..., 1991).

Палинологическая шкала палеогена. В результате комплексного изучения диноцист, спор и пыльцы установлены палинологические особенности морского палеогена. В основу положены последовательное выявление временных диапазонов ключевых и корреляционных таксонов и их приуроченность к диноцистовым зонам. Опираясь на ключевые таксоны, их последовательное развитие во времени и пространстве, устанавливались региональные и местные биостратиграфические подразделения, такие как слои с характерным палинокомплексом и палинозоны, имеющие значение формальной единицы, используемой для корреляции разрезов в пределах Западно-Сибирского региона. Все это способствовало более дробному расчленению осадков (иногда менее яруса). Совместное нахождение пыльцы и спор с динофлагеллатами позволило сопоставить палинокомплексы через динозоны с зональными подразделениями общей шкалы. Такая возможность появилась лишь в последние годы, благодаря созданию И.А. Кульковой зональной шкалы морского палеогена по диноцистам (Кулькова, 1988; Кулькова, Шацкий, 1990; Кулькова, Волкова, 1994). Используются палинологические материалы, полученные в процессе обработки

кернов скважин и образцов из естественных разрезов, литературные данные по Западной Сибири, особенно разработки Л.А. Пановой (1968, 1983; Панова и др., 1990а, б), которая внесла большой вклад в изучение спор и пыльцы этого региона.

Для отложений морского палеогена установлены восемь палинокомплексов местного и зонального значения. В нижней части талицкой свиты (динозона *Cerodinium striatum*, в объеме нанопланктоновых зон NP2–3) выделен комплекс с *Trudopollis menneri*, *Wudopollis endangulatum*, *Oculopollis gigantens*.

Для верхней части талицкой и нижней серовской свиты (динозона *Cerodinium speciosum* в объеме нанопланктоновых зон NP4–7) обособлен палинокомплекс с *Trudopollis menneri* – *Anacolosidites insignis* – *Triatriopollenites araboratus*, для которого характерно значительное количество спор *Sphagnum* и пыльцы семейства *Taxodiaceae*. Встречается довольно много *Anacolosidites insignis* Samoil. В комплексе наблюдается сокращение пыльцы *Normapollis* и увеличение *Postnormapollis*. Стал более разнообразен состав пыльцы, сближаемый с таксонами современных растений – *Quercus sparsa* Mart., *Ulmoideipites*, *Myrica insignis* Glad., *Comptonia*, *Santalaceae*, *Oleaceae*, *Plicapollis pseudoexcelsus* Pfl., *Interpollis*. В виде редких реликтов мела отмечена пыльца *Aquilapollenites subtilis* N. Mton и *Oculopollis globosus*. Морфологические особенности некоторых таксонов дают основание предположить генетическую связь с *Myricaceae*, *Santalaceae*, *Porteaceae*, *Moraceae* с субтропическими и тропическими семействами. В составе комплекса принимают участие реликтовые виды папоротниковых – *Cyathea*, *Gleichenia*, что указывает на развитие листовенно-хвойных субтропических заболоченных лесов с травами.

Следующий палинокомплекс И.А. Кульковой установлен для верхнего палеогена из верхней части серовской свиты (динозона с *Apertodium homomorphum*, в объеме зон по нанопланктону NP8–9, скв. 4). Ключевыми таксонами являются *Trudopollis menneri* – *Triatriopollenites excelsus* – *Myrica*, *Tripopollenites robustus*. Этот комплекс характерен для осадков серовской (нижнелюлинворской подсвиты) свиты.

Из осадков серовской (ирбитской по П.П. Генералову) Л.А. Панова выделяет палинокомплекс с *Tripopollenites robustus* – *Plicapollis pseudoexcelsus*, сопоставляет его с

комплексом зоны *Globorotalia subbotinae* и относит к раннему эоцену. В связи с таким положением возраст этого комплекса и его объемы подлежат уточнению, так как, по данным И.А. Кульковой, за традиционный нижний эоцен следует считать отложения с *Wetzelialla meckelfeldensis* – *Dracodinium variegatum* в объеме нанопланктоновых зон NP10–11.

Для указанной зоны нижнего эоцена (ирбитская свита) установлен комплекс спор и пыльцы *Tripoporollenites robustus* – *Triatriopollenites excelsus*, *Myrica*, *Castanopsis*, *Castanea crenataeformis*. В нем принимают участие *Psilatricolporites*, *Rhoipites villensis* Boitz., *Rh. pseudocingulum* Boitz. и др. Довольно много присутствует пыльцы семейств *Myricaceae*, *Fagaceae*, *Moraceae*, *Hamamelidaceae*. Есть представители семейства *Pinaceae*. Комплекс отражает в раннем эоцене (ирбитское время) развитие субтропического леса из лиственных и вечнозеленых пород.

Для нюрольской свиты (динозоны 6–8, зоны нанопланктона 12–15 и низы зоны NP16) характерен палинокомплекс с *Araliaceoipollenites euphorii* – *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* – *Sapotaceoideaepollenites manifestus* – *Castanopsis pseudocingulum*. Эти виды определяют общий облик палинокомплекса для всей нюрольской свиты. Кроме указанных форм, в его составе доминируют разнообразные субтропические *Cyrilaceae*, *Loranthaceae*, *Santalaceae*, роды: *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Myrica*, *Comptonia*, *Palmae* и др. Состав пыльцы этого комплекса указывает на то, что растительные формации конца раннего–начала среднего эоцена имели ярко выраженный субтропический характер с преобладанием вечнозеленых пород (*Castanopsis*, *Lithocarpus*, *Rhus*, *Sapindaceae*, *Santalaceae*) с небольшим участием *Carya*, *Juglans*, *Tilia* и других, которые могли иметь субтропическую родословную.

Отложения с описанным комплексом Л.А. Панова и др. (1990а, б) подразделяет на слои внизу с *Castanea crenataeformis*, *Platycaryapollis*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*; верхнюю часть отложений люлинворской, нюрольской свит – как слои с *Castanea crenataeformis*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Rhoipites pseudocingulum*.

Следует отметить, что динозона с *Rhodobodium draco* по материалам Западной Сибири установлена только в скважинах 4, 11, верхняя граница слоев с *Castanea crenatae-*

formis – *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* проводится условно.

В вышележащей тавдинской свите выделены еще три палинозоны.

В отложениях с диноцистами зоны *Aegospheraeridium diktyoplokum* (верхняя часть в зоне NP16) установлен комплекс спор и пыльцы *Castanea crenataeformis*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Rhoipites pseudocingulum*, *Quercus gracilis*, характерный для нижней части тавдинской свиты.

Отложения динозоны *Kisselovia ornata reticulata*, *Wetzelialla irtishensis* (NP17 нижняя часть зоны и NP18 (верхи бартона–низы приабона)) характеризуются комплексом пыльцы и спор с *Quercus gracilis*, *Rhoipites pseudocingulum*, *Nyssa crassa*.

Самая верхняя часть отложений тавдинской свиты содержит диноцисты комплекса *Charlesdownia clathrata angulosa* (NP18 верхняя часть зоны и NP19–20), споры и пыльцу с *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*. В этом комплексе (по сравнению с предыдущим) сократилась роль пыльцы *Castanea*, *Castanopsis*, постепенно уменьшается доля участия пыльцы теплолюбивых растений *Engelhardtia*, *Cyclocarya*, *Platycarya*. Увеличивается родовое разнообразие мезофильных пород семейства *Juglandaceae* (*Carya*, *Pterocarya*). Постоянные представители мелколиственных – *Corylus*, *Betula*, *Alnus* и семейства *Ulmaceae*. Хвойные представлены пыльцой *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Состав пыльцы в комплексе указывает на развитие в тавдинское время лиственных, вечнозеленых и листопадных пород без субтропических представителей.

Палинологические комплексы имеют большое корреляционное значение. Они позволяют не только проводить сопоставление морских отложений с континентальными, но и способствуют их расчленению и привязке к динозонам, а через них – к основным подразделениям общей шкалы. В дальнейшем детализация и доработка палинокомплексов позволят провести еще более дробное расчленение морских палеогеновых отложений в пределах ярусов. К числу еще не решенных вопросов относится прослеживание границ распространения комплексов и их объемов, особенно на рубежах мела и палеоцена, внутри эоцена и на границах среднего–верхнего эоцена и олигоцена.

Палиностратиграфическая схема континентального палеогена (олигоцен). В конце позднего эоцена вследствие активизации

тектонических положительных движений началась регрессия, и в начале раннего олигоцена огромный морской бассейн полностью исчез. На территории Западной Сибири установился континентальный режим осадконакопления. Планетарная смена климатического и тектонического режимов обусловили новый этап осадконакопления, с которым тесно связано развитие флоры. Изучение спор и пыльцы из континентальных отложений показало, что флора олигоцена характеризуется расцветом различных мезофильных листопадных древесных пород. Типичные для эоцена вечнозеленые растения здесь почти вымирают и в ряде мест сохраняются лишь на положении реликтов. Широкое развитие получают хвойные (*Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, Таходиáceе и др.), а также теплоумеренные представители из семейств Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Ulmaceae и др. Основной фон всех олигоценых комплексов примерно одинаков. В связи с этим критерием для более дробного расчленения олигоценых отложений являются количественные показатели отдельных таксонов и их изменения снизу вверх по разрезу. К ним относятся преимущественно пыльца Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Ulmaceae, Nyssaceae.

Для олигоцена установлены четыре палинокомплекса. Первый комплекс выявлен для нижней части атлымской свиты в ряде скважин Обь-Иртышского междуречья (Панова, 1971). Здесь господствуют различные виды пыльцы семейства Pinaceae и ряд реликтов эоцена. Он известен в литературе как комплекс с Pinaceae, *Quercus graciliformis*. В большей части атлымской свиты наблюдается массовое развитие пыльцы хвойных растений (Панова, 1968; Любомирова, 1971; Кулькова, Волкова, 1994), среди которых преобладает пыльца Таходиáceе, разнообразных *Pinus* (*P. cembraeformis*, *P. sibiriciformis*, *P. strobiliformis* и др.), в меньшей степени *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Podocarpus*, *Cedrus*. Из покрытосеменных доминирует пыльца Juglandaceae с *Carya spackmania* Travers и Betulaceae. Постоянны *Juglans polyporata* Vojc., *J. sieboldianiformis*, *Pterocarya*, *Betula gracilis*, *Carpinus perfectus*, *Corylus* sp., *Alnus*, различные виды *Liquidambar*, *Tilia*, *Ilex*, *Nyssa*. Присутствуют кустарничковые и водно-болотные *Sparganium*, *Potamogeton* sp., *Diervilla* и др. Продолжает в небольших количествах встречаться пыльца

Quercus gracilis Boitz. и *Q. graciliformis* Boitz., которые были широко представлены в комплексах позднего эоцена. Этот комплекс описывается как Pinaceae – *Carya spackmania*, состав его изменяется в пространстве. В северных частях Западно-Сибирского региона, в атлымской свите, больше пыльцы *Myrica*, *Betula*, *Quercus*, *Juglans*. В южных, наоборот, увеличивается содержание пыльцы *Carpinus perfectus* и *Liquidambar* на фоне обилия пыльцы хвойных. Палинологические данные указывают на развитие в атлымское время полидоминантных хвойно-широколиственных лесов.

Третий комплекс с *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis* установлен для отложенного новомихайловского горизонта. По составу пыльцы он близок к атлымскому. Здесь также господствует пыльца хвойных растений, принадлежащая различным видам *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*. Довольно много пыльцы Таходиáceе (иногда до 25 %). Из покрытосеменных доминируют семейства Juglandaceae и Betulaceae. Особое значение имеют виды *Betula gracilis* Pan., *B. trigonia* Pan., *Juglans sieboldianiformis*. Для комплекса характерно небольшое количество *Magnolia*, *Nyssa* и др. Споры существенного значения не имеют. Палинокомплекс отражает хвойно-широколиственный тип растительности, близкий к растительным формациям атлымского времени. С новомихайловским временем связан расцвет тургайской флоры (Волкова, Кулькова, 1994, 1996).

Четвертый палинокомплекс с *Fagus grandifoliiformis* Pan., *Pterocarya stenopteroides* установлен по ряду скважин и разрезов (Волкова, Панова, 1964; Панова, 1968; Панова и др., 1990а; Кулькова, Волкова, 1994) для журавского (туртасского) горизонта. Верхнеолигоценый возраст отложений с этим комплексом обосновывается сопоставлением его со спектрами нижнебайгубекского подгоризонта с *Cardium abundans* Lev. и богатейшим палинокомплексом с *Fagus grandifoliiformis* (Бойцова и др., 1968). Этот палинокомплекс характеризуется богатством систематического состава. В нем также господствует пыльца хвойных пород, среди которой доминирует семейство Таходиáceе, а из Pinaceae – различные виды сосен, довольно часто встречается *Podocarpus*. Пыльца Juglandaceae и Betulaceae по-прежнему широко представлена в комплексе, хотя ее роль уменьшилась. Появились новые виды *Carya*, *Carpinus*, уве-

личилось количество пыльцы *Ulmus* и семейства *Fagaceae*. Здесь снова, как и в эоценовых комплексах, семейство занимает одно из первых мест. Это пыльца новых видов *Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*. В составе комплекса особое значение имеет *Fagus grandifoliiformis*. Среди субтропических характерны новые виды *Liquidambar*, *Plex*, *Nyssa*, *Symplocaseae*.

Особенно велика роль этой группы в отложениях южных районов Западно-Сибирской равнины. В комплексе постоянно отмечается пыльца водно-болотных, особенно *Trapa* и трав. Комплекс отражает развитие хвойно-широколиственных лесов с участием субтропических растений и ассоциаций типа *Taxodium* – *Nyssa*.

Завершая характеристику палиностратиграфической схемы, следует подчеркнуть, что для Западной Сибири благодаря усилиям многих палинологов изучена и прослежена структура палинокомплексов для всего палеогена. Ряд слоев с палинофлорой имеют еще узко-региональное значение и требуют уточнения объемов, границ и их распространения во времени и пространстве. Палинокомплексы, привязанные к динозонам, имеют большое значение для всей Сибири, так как они отражают глобальные события в развитии флоры и вообще в “событийной” стратиграфии, обусловленные главным образом тектоникой и климатом.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ФАЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Зауральский район

К особенностям строения морского палеогена Зауральского района следует отнести большие мощности и однообразие строения толщ, что затрудняет расчленение отложений и определение возраста свит. В стратиграфической схеме Западной Сибири, Зауралья возраст талицкой, люлинворской и тавдинской (чеганской) свит является дискуссионным. Например, нижняя часть талицкой свиты (марсятская подсвита) условно отнесена к верхнему палеоцену, хотя в верхнеталицкой подсвите найдены раннепалеоценовые моллюски, а остатки фораминифер и диатомей указывают на палеоценовый возраст.

Неопределенность и разночтение возраста относились и к люлинворской свите. Нижняя часть ее условно по положению в разрезе отвечает нижнему–среднему эоцену. Также датирована серовская свита, хотя в ней обнаружены двустворки, указывающие на ранний эоцен. Средняя и верхняя части люлинворской свиты (в приуральских разрезах – ирбитская подсвита) отнесены к верхнему эоцену, хотя двустворки вместе с радиоляриями зоны *Heleodiscus lentis* характерны для палеоцена–раннего эоцена. Таким образом, возраст палеогеновых морских свит спорен и требует уточнения. До сих пор остается дискуссионным вопрос о стратиграфическом положении и возрасте переходных от эоцена к олигоцену курганских слоев. Однако существует и такое представление, что граница

эоцена и олигоцена должна проходить в кровле или вблизи кровли люлинворской свиты, поскольку вышележащие отложения уверенно сопоставлялись с чеганской свитой Приаралья. С точки зрения современной биостратиграфии такие допущения не совсем обоснованы.

В процессе разработки детальной биостратиграфии морского палеогена огромное значение в последние годы приобрело создание зональной шкалы, основанной на изучении планктонных организмов. Однако следует отметить, что в палеогеновом бассейне, расположенном в поясе высоких широт, нет известкового планктона. Планктонные организмы представлены радиоляриями, диатомеями и силикофлагеллатами. Параллельное изучение радиолярий, диатомей и новые данные по сопоставлению комплексов радиолярий Западной Сибири, Зауралья и Поволжья со стандартной зональной шкалой по радиоляриям тропической области позволяют изменить существующие представления о возрасте ряда комплексов диатомей, а также некоторых свит восточного склона Урала. Уточнению возраста и объемов свит способствовали данные, полученные О.Н. Васильевой (1990) по изучению диноцист и созданию зональной шкалы и ее увязке с динофлагеллатовой шкалой по Западной Сибири (Кулькова, 1988, 1994).

Основным объектом для разработки зональной шкалы палеогена по радиоляриям и диатомеям для северной части Зауральского

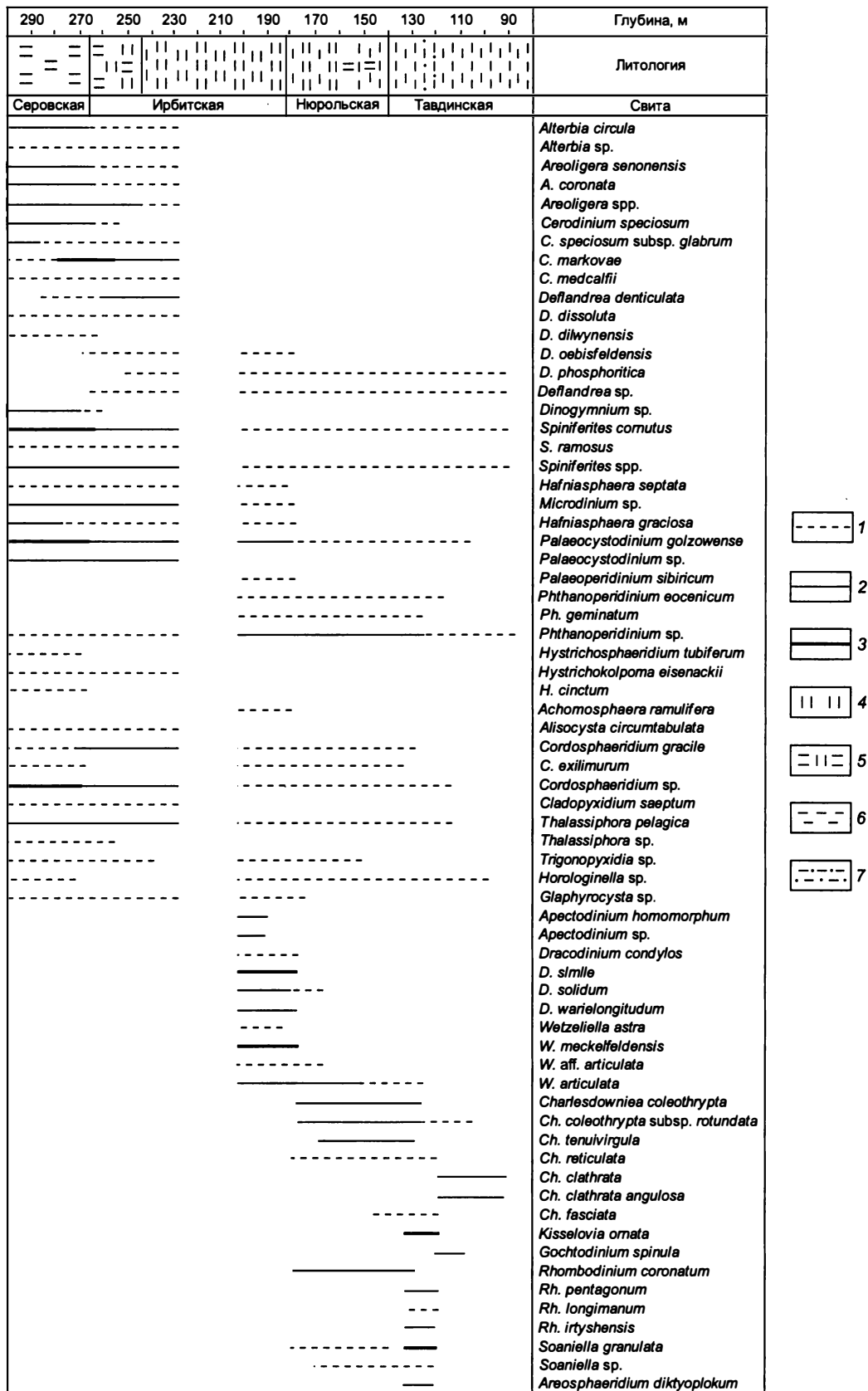


Рис. 5. Распространение диоцист в отложениях палеогена Западно-Сибирской равнины по разрезу скв. К-14.

Содержание диоцист: 1 – спорадически, 2 – постоянно, 3 – в незначительном количестве; 4 – опоки; 5 – диатомиты; 6 – глины; 7 – алевроиты.

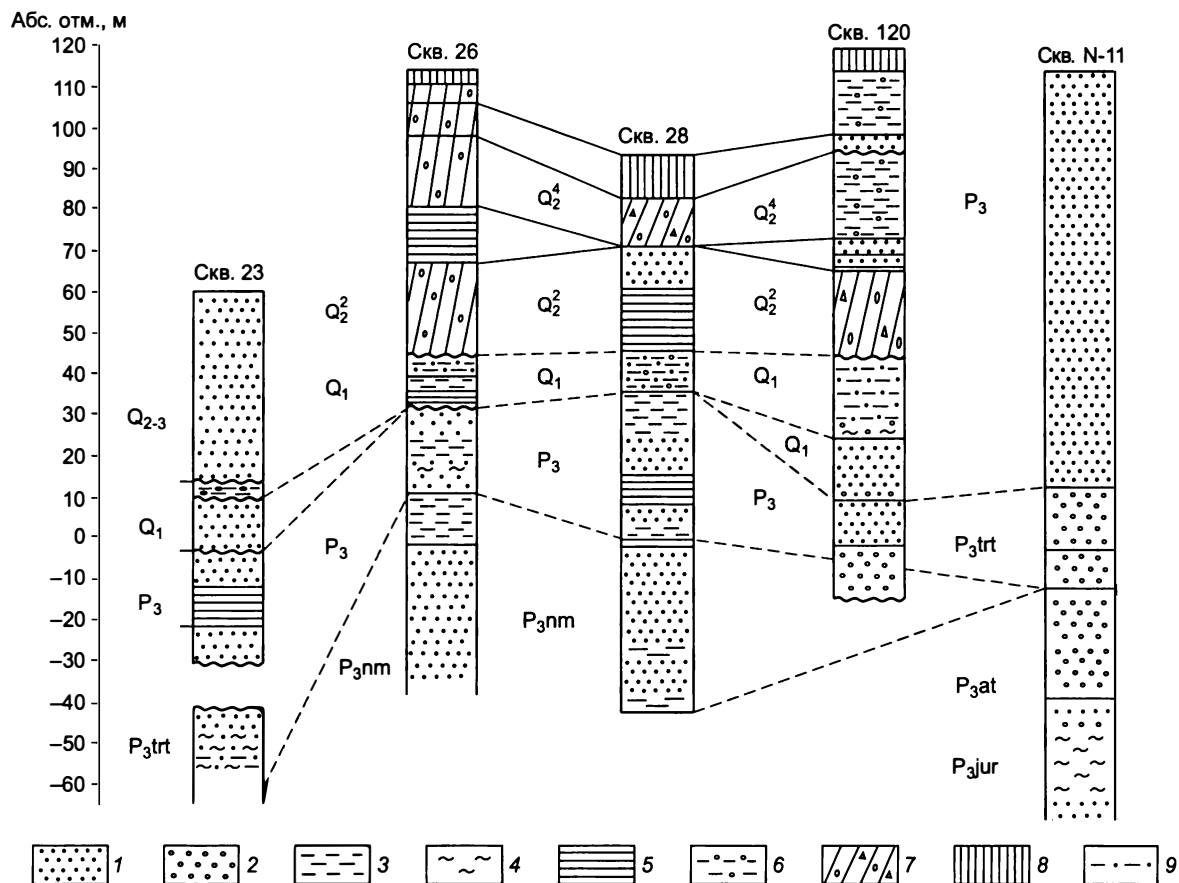


Рис. 6. Сопоставление отложений Аганского материка по палинологическим данным (скважины 23, 26, 28, 120, N-11):

1 – пески, 2 – песок с галькой; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – глины слоистые; 7 – тяжелые суглинки (морена); 8, 9 – глинистые алевриты. Свиты: jur – юрковская, at – атлымская, nm – новомихайловская, trt – туртасская.

фациального района послужил разрез Усть-Маньинской скв. 19 на р. Северная Сосьва, в восточной части Западной Сибири – скв. К-14 (рис. 5), расположенная на ж.д. Ивдель–Обь, а также скважины К-29, К-30 в бассейне р. Северная Сосьва (Кулькова, Шацкий, 1990). Использованы данные, полученные О.Н. Васильевой по южным районам Зауральского района. Строение континентального палеогена и палинокомплексы изучены по скважинам 26, 28 в восточной части Западной Сибири в бассейне Конды (см. рис. 4, 6).

Материалы по микрофитофоссилиям (споры, пыльца, диноцисты, диатомеи) и радиоляриям скважин 19, К-14 уникальны, так как все остатки изучались одновременно. Хотя следует отметить, что границы биозон, а следовательно, объемы и возраст свит представлены неоднозначно.

В Зауральском районе морской палеоген в скв. 19 на р. Северная Сосьва имеет мощ-

ность более 200 м. К палеоцену отнесены осадки, залегающие в инт. 210–165 м. В их составе выделены марсятская и ивдельская подсвиты, входящие в состав талицкой свиты по стратиграфическим схемам 1976 и 2001 гг. Первая подсвита (инт. 210–175 м) представлена диатомитами с прослоями песка и алеврита, а вторая состоит из алевритовых глин (инт. 175–165 м). Отложения содержат остатки диатомей, кремневых жгутиковых и радиолярий. В верхней части марсятской подсвиты (инт. 193–175 м) Г.Э. Козловой установлена зона радиолярий с видом-индексом *Stromyocarpus ovatus*, которая прослежена и в нижней части талицкой свиты Западной Сибири. Нижняя граница зоны определяется по первому появлению *Hexacantium subglobosum*, *Hexalonehe orientalis*. Верхняя граница проводится по исчезновению всех видов раннего палеоцена. Состав зонального комплекса зависит от типа вмещающих пород. Наиболее

полный он в диатомитах марсятской подсвиты. В глинах и аргиллитах талицкой свиты он обедняется и представлен видами “преимущественной сохранности”, к которым относится *Stromyocarpus ovatus*. Этой зоне соответствует зона по диатомеям *Trinacria senta*. Диатомеи, входящие в ее состав, были рекомендованы З.И. Глезер (1979а, 1991) в качестве зональных, характерных для верхнего палеоцена (Козлова, Стрельникова, 1984).

К нижнему эоцену в Зауральском районе отнесена однородно представленная толща диатомовых пород (инт. 165–40 м, скв. 19). Разделение их на свиты затруднено. Значительная часть осадков (инт. 175–154 м) не содержит радиолярий и диатомей. Отложения этой пустой зоны условно отнесены к ивдельской и нижней части серовской свиты.

В диатомитах в инт. 154–128 м обнаружены радиолярии зоны *Tripodiscinus sengilensis*, прослеженной в осадках восточного склона Урала, в низах люлинворской свиты, соответствующей, по-видимому, серовской свите в скв. К-29 и одноименной свите в скв. К-14 (инт. 300–265 м), содержащей диноцисты зоны *Arctodinium homomorphum*, которые определены И.А. Кульковой темно-серых окремненных массивных в опоках, переходящих вниз по разрезу в светло-серые более легкие, имеющие плитчатую текстуру (см. рис. 5). В скв. 19 радиоляриевой зоны *Tripodiscinus sengilensis* соответствует зона по диатомеям *Trinacria ventriculosa* (инт. 154–135 м). Граница между серовской и ирбитской свитами проходит между зонами условно. Они относятся к верхнему палеоцену–началу эоцена. В Западной Сибири в осадках палеогена зона *Tr. ventriculosa* не прослежена. Выше по разрезу, в инт. 128–40 м (скв. 19), установлены еще три радиоляриевые зоны: *Petalospyris foveolata* (инт. 128–105 м), хотя и не в полном объеме, ей отвечает диатомовая зона *Coscinodiscus uralensis* (135–111 м). Г.Э. Козлова (1989) считает, что эти зоны соответствуют нижней части ирбитской свиты (нижняя часть нижнелюлинворского горизонта), их основание проходит внутри верхнего палеоцена.

Следующая зона *Petalospyris fiscella* (инт. 105–74 м, скв. 19) установлена в средних частях люлинворской и ирбитской свит. Ей соответствуют диатомеи зоны *Coscinodiscus payeri*. На этом уровне появляется большое количество бореальных форм, характерных для верхней радиоляриевой толщи.

Для средней части ирбитской свиты Зауралья и верхнелюлинворской подсвиты в За-

падной Сибири Г.Э. Козловой обособлена зона *Spongotrochus paciferus* (скв. 19, инт. 74–44 м). Ей соответствует зона диатомей *Puxilla gracilis*.

Верхняя часть ирбитской свиты характеризуется радиоляриевой зоной *Heleodiscus hexasteriscus*, осадки которой вскрыты на юге Зауральского фациального района в скв. 1 (инт. 39–18 м) близ г. Курган. Верхняя граница этой зоны не прослежена, так как осадки отсутствуют. По объему зоны *Spongotrochus paciferus* и *Heleodiscus hexasteriscus* соответствуют диатомовой зоне *Puxilla gracilis*. Возраст ирбитской свиты по данным радиолярий – нижний–начало среднего эоцена. По мнению З.И. Глезера, возраст диатомовой зоны *Puxilla gracilis* – нижний эоцен, соответственно надо удревнить возраст всех нижележащих диатомовых зон.

Морской палеоген хорошо представлен в Зауральском районе опорной скв. К-14. Здесь в одном разрезе изучались диноцисты, радиолярии (Козлова, Зайонц, 1987), споры и пыльца (Панова и др., 1990б). В этом разрезе прослежена смена диноцист от зеландия до приабона. Описание скважины приводится по П.П. Генералову (см. рис. 5).

Серовская свита (инт. 300–265 м) сложена опоками темно-серыми, вниз по разрезу переходящими в светло-серые с прослоями алеврита. В отдельных интервалах порода разбивается на толстые плитки. Мощность 35 м.

Ирбитская свита (инт. 265,0–186,4 м) – диатомит светло-серый массивный. Вниз по разрезу сменяется трепеловидной породой. С глубины 246–245 м в отложениях четко выражена тонкая субпараллельная линзовидная микрослоистость. Нижняя часть свиты представлена опоконидной глиной, переходящей в опоку. Общая мощность 78,6 м.

Нюрольская свита (инт. 186,4–140,0 м) сложена глиной зеленовато-серой массивной с нечеткой плитчатой текстурой. На глубине 154 м появляются обломки тонкостенных раковин. С глубины 165 м глины сменяются серым диатомитом. Мощность 46,4 м.

Тавдинская свита (инт. 140–80 м) – вскрыты глины зеленовато-серые, аргиллитоподобные плитчатые, микрослоистые с линзочками и примазками светло-серого алеврита, с включениями пирита. Мощность 60 м.

Из осадков морского палеогена (скв. К-14) И.А. Кульковой установлены несколько зон диноцист. Зона *Cerodinium speciosum* описана из опок серовской свиты в инт. 294–270 м.

Аналогичная зона установлена О.Н. Васильевой (1990) в верхах талицкой–низах серовской свиты Зауралья, возраст соответствует верхам нижнего–низам верхнего палеоцена. Осадки этой зоны в скв. К-14 радиолярий не содержат.

Зона *Wetzeliella astra* – *W. meckelfeldensis* – *Dracodinium simile* – *D. varielongitudum* (инт. 206–182 м) DP4-6 – установлена в верхней части серовской–низах ирбитской свиты. Из осадков последней (скв. К-14, инт. 265,4–188,0 м) выделены комплексы радиолярий зон (Козлова, Зайонц, 1987):

- 1) *Petalospyris foveolata* (265,0–236,5 м);
- 2) *P. fiscella* (236,5–202,0 м);
- 3) *Spongotrochus paciferus* (202–188 м).

Возраст этих осадков Г.Э. Козлова (1987) определяет как верхний палеоцен–нижний эоцен. Л.А. Панова (1990) из осадков среднелюлинворской (ирбитской свиты по описанию П.П. Генералова) подсвиты в объеме нижних слоев зоны *Petalospyris fiscella* установила комплекс миоспор *Triporopollenites robustus* – *Plicapollis pseudoexcelsus*, который она сопоставляет с комплексами раннего эоцена бахчисарайского региона. Данные по диноцистам, радиоляриям и пыльце свидетельствуют о верхнепалеоценовом–нижнеэоценовом возрасте осадков серовской свиты.

Из нюрольской свиты (инт. 182–138 м) описаны диноцисты зоны *Charlesdowniea coleothrypta*, которой соответствует комплекс радиолярий зоны *Heleodiscus lentis*. Последняя широко прослеживается и в осадках Южного Зауралья (Васильева, 1990). Возраст осадков этих зон Г.Э. Козлова определяет как нижний эоцен, возможно, низы среднего. Сходный состав радиолярий выявлен в низах тавдинской свиты. Не исключено, по ее мнению, что интервал осадков (186–164 м) может являться частью зоны *H. lentis*.

В интервале 210,0–172,5 м (скв. К-14), нижняя часть интервала *Heleodiscus lentis*, Л.А. Панова определила комплекс пыльцы *Castanea crenataeformis* – *Platycaryapollis pseudoexcelsus*, который по основным таксонам сопоставляется с комплексами верхней части нижнего эоцена (зона *Globorotalia aragonensis*).

К нюрольской свите принадлежат диноцисты зоны *Charlesdowniea fasciata* (136–112 м). Этот интервал близок к нижележащему комплексу, но уже отличается заметным сокращением общего числа диноцист.

Зона *Kisselovia ornata* (инт. 128–114 м) занимает промежуточное положение между зонами *Charlesdowniea coleothrypta* и *Ch. clathrata angulosa*. Она содержит виды диноцист, позволяющих ее сопоставлять с отложениями бартона Англии. Вид-индекс прослежен в осадках Южного Зауралья.

Следующая зона *Charlesdowniea (Kisselovia) clathrata angulosa* (инт. 110–88 м) выделена уже в осадках тавдинской свиты. Для нее характерно уменьшение разнообразия диноцист. Количество диноцист в этом комплексе непостоянное. По данным А.С. Андреевой-Григорович, объем зоны равен нанопланктонным зонам *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* – уровень приабона.

Зональный комплекс позднего эоцена с *Ch. clathrata angulosa* установлен О.Н. Васильевой в чеганской свите Южного Зауралья. Верхняя граница слоев с этим комплексом ограничена естественным исчезновением ассоциаций микрофитопланктона в разрезах. Обычно верхние слои чеганской и тавдинской свит практически не содержат диноцист, встречаются лишь единичные представители зеленых водорослей *Pterospermella* и *Tithodiscus*, что, вероятно, связано с интенсивной регрессией морского бассейна.

Таким образом, для морского палеогена Зауральского района, благодаря комплексному изучению палеонтологических остатков (диноцисты, радиолярии, диатомеи, споры и пыльца), надежно обоснован возраст отложений и сопоставлены основные горизонты и свиты с Международной стратиграфической шкалой. Однако объемы динозон и их границы требуют уточнения. Обращает на себя внимание очень малая мощность осадков DP9 (лютет) и выпадение из разрезов DP8 *Rhombodinium draco*, которая хорошо прослеживается в отложениях палеогена европейской части Западной Европы. В отличие от схемы 1978 г. данные по диноцистам, радиоляриям и диатомеям позволяют датировать чеганскую и тавдинскую свиты концом среднего–верхним эоценом, хотя с такой датировкой не согласна В.М. Подобина. Тавдинскую свиту она относит к первой половине олигоцена. Ее заключению противоречат данные по диноцистам. Кроме того, согласно результатам формационного анализа, морскую тавдинскую свиту не логично сопоставлять с континентальными образованиями атлымского горизонта, которые

с размывом залегают на морских отложениях и начинают новый цикл осадконакопления.

Нижний олигоцен в Зауральском районе (на юге) представлен куртамышской свитой, включающей породы разного литологического состава. Обычно в верхних частях разрезов она сложена белыми, серыми, иногда желтовато-серыми мелкозернистыми кварцевыми песками и алевритами. В низах разрезов алевриты переходят в гидрослюдистые глины, обогащенные в различной степени песком и алевритом. Глины коричневые, коричневатые-серые, иногда зеленоватые-серые. Песчано-алевопесчаный материал включен в глины в виде тонких прослоев, в результате чего порода приобретает тонкую слоистость. Глины обогащены растительным детритом, кусками древесины. Мощность от 10 до 80 м. Куртамышская свита залегают на размытой поверхности чеганской свиты с резким контактом, который иногда подчеркивается наличием ярких охристых глин в основании, но не всегда выражен. На юге Зауральского района (в пределах г. Кургана) имеются разрезы, где отмечается постепенный переход от глин чеганской свиты к куртамышской через переходную пачку алевопесчаных образований. Мощность переходной пачки слоев, описанных как курганские, достигает 10–20 м. Эти слои представлены белыми песками и алевритами с прослоями зеленых глин и Л.А. Пановой отнесены к морским отложениям раннего олигоцена. В них найдены ядра моллюсков и стяжения сидерита. Однако морских организмов до сих пор не обнаружено. Предполагается, что образование их происходило в прибрежно-морских мелководных условиях. В курганских слоях установлен палинокомплекс с высоким содержанием пыльцы *Pinus* и *Taxodiaceae*. Для него характерно сокращение реликтов позднеэоценовой флоры *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* и увеличение роли теплоумеренных мезофильных пород. Курганские слои с *Pinaceae*, *Quercus graciliformis*, *Juglans polyporata* относятся к началу нижнего олигоцена. Они как бы предшествуют по времени куртамышской свите, которой на севере Зауралья и в восточной части Западной Сибири по уровню и последовательности развития флоры будут отвечать атлымская и новомихайловская свиты.

Наиболее представительный разрез куртамышской свиты вскрыт скв. RB-19 близ с. Мокроусово на границе с Тюменской областью. Здесь под осадками абросимовской сви-

ты в инт. 117–20 м залегают куртамышская свита, представленная чередованием пачек (до 10 м) алеврита зеленовато-серого, коричневого и глины коричневатой-серой. На глубине 61–58 м встречаются частые прослои растительного детрита. В инт. 117–96 м алевопесчаная слоистая толща сменяется глиной коричневой с гнездами и линзами алеврита. Мощность 87 м. Эта свита с резким размывом залегают на чеганской (121–117 м), представленной глиной зеленой, плотной, пластичной с линзочками и слойками темно-серого алеврита. Здесь установлен палинокомплекс с массовым развитием хвойных *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Среди покрытосеменных преобладает пыльца *Juglandaceae* с пыльцой *Carya spackmania* и *Betulaceae*. В небольшом количестве присутствуют реликты эоцена *Quercus graciliformis*, *Tricolporopollenites liblarensis*.

Кроме скважин, куртамышская свита на юге вскрыта в береговых обрывах рек Тавда, Тура, Исеть. Положение кровли изменяется от 3 до 43 м (абс. отм. 120–28 м; Власов, Черепанов, 1984). В разрезах свиты северных районов Нижнего Прииртышья преобладают коричневатые-серые мелкозернистые пески с прослоями глин и алевритов. Порода содержит растительную сечку, обломки лигнифицированной древесины, отпечатки листьев. А.И. Власов и Ю.П. Черепанов отмечают наличие в свите внутрiformационных и эрозивных несогласий, базальных горизонтов из глинистых окатышей (рис. 7).

Палинокомплексы из нижней части разрезов куртамышской свиты (в скважинах северной части Зауралья), согласно Н.Б. Дрожжанин и Т.Г. Семочкиной, отличаются от палинологической характеристики более южных районов и сопоставляются с палинозоной *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata* – верхней части ащайрыкской свиты Западного Казахстана. В верхней части свиты содержится до 40–70 % пыльцы голосеменных растений. Среди покрытосеменных ведущая роль принадлежит *Betulaceae*. Т.Г. Семочкина палинокомплекс сопоставляет с лоной *Juglans sieboldianiformis* – *Betula gracilis* из соленовских слоев и чиликтинской свиты Казахстана, т. е. куртамышскую свиту считает одновозрастным аналогом новомихайловской.

Ранее В.П. Никитин отмечал, что для куртамышской свиты характерна тургайская флора атлымского типа. В схеме 1978 г. эта свита отвечает объединенным атлымскому и

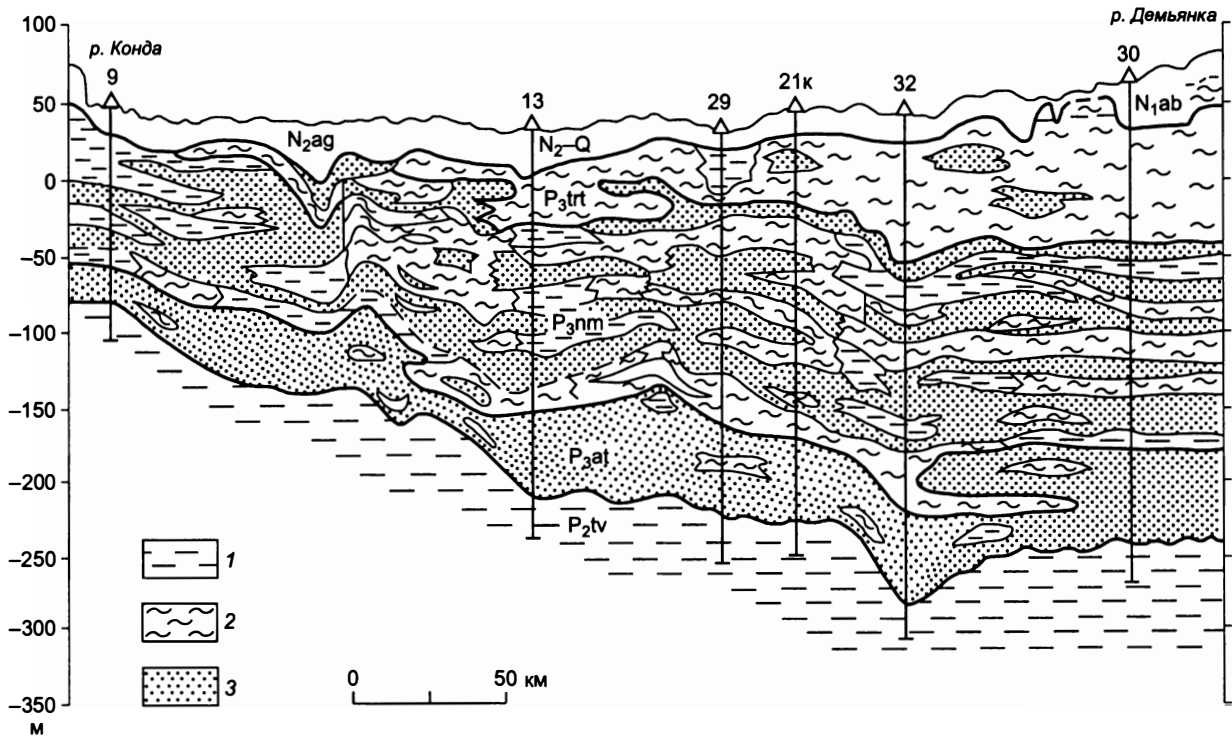


Рис. 7. Схема залегания палеогеновых отложений. Разрез по линии рек Конда–Демьянка (по данным А.И. Власова, Ю.П. Черепанова, 1984):

1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески. Свиты: tv – тавдинская; at – атлымская; nm – новомихайловская; trt – туртасская; ab – абросимовская; ag – ажарминская.

новомихайловскому горизонту. М.И. Дегтева и Ю.П. Черепанов считают ее только одновозрастным аналогом новомихайловского горизонта, с чем трудно согласиться, учитывая палинологические данные по южным районам Зауралья. На северо-восточных его участках, в бассейне Северной Сосьвы и левобережных притоков Конды, нижний олигоцен представлен атлымской и новомихайловской свитами. Здесь атлымская свита с размывом залегает на тавдинской и перекрывается новомихайловской (скважины 30, 32, 29; Власов, Черепанов, 1984) (см. рис. 7). Атлымская свита в бассейне Конды сложена кварцевыми светло-серыми песками с прослоями коричневатых и серых глин с включением растительного детрита и кусков лигнитизированной древесины. В верхней части, близ кровли, прослой глины имеют мощность до 10 м. Кровля свиты постепенно понижается от –50 м в сторону Западно-Сибирской равнины до –180 м. Мощность осадков 60–70 м.

В скв. 29 (инт. 90–60 м) и 30 (инт. 195–189 м) установлен палинокомплекс, типичный для атлымской свиты с массовым присутствием

пыльцы Pinaceae и Taxodiaceae. Среди покрытосеменных преобладает Juglandaceae с пыльцой *Carya spackmania* и Betulaceae. Присутствуют реликты эоцена – *Quercus graciliformis*, *Tricolporopollenites liblarensis*. Этот комплекс типичный для нижнего–среднего олигоцена.

В ряде скважин на левобережье Конды В.П. Никитиным описаны остатки семян, принадлежащие руководящим формам раннего олигоцена (*Azolla sibirica* Nikit., *A. inflata* Nikit., *Sparganium elondatum* Dorof., *Potamogeton auriculatus* Nikit.), которые входят в межовский комплекс флор (Никитин, 1989).

К нижнему олигоцену отнесена вышележащая толща осадков, известная как новомихайловская свита. Признаков размыва на контакте с атлымской свитой не обнаружено. По границе с вышележащей туртасской свитой отмечается площадной размыв. Кровля свиты имеет отметки от –58 до –75 м. Она представлена коричневато-серыми алевритами, алевритовыми глинами с прослоями песков и лигнитов, реже бурых углей. В осадках много растительной сечки и детрита, лигнитизированных древесных остатков.

В разрезах встречены редкие створки диатомей *Aulacosira praeislandica* Simon., *Melosira praegrnulata* (Ehr.) Ralfs., *M. praedistans* (Jonse) Mois.

В скв. 32 (глубина 150 м) В.П. Никитин определил мегаспоры и семена *Azolla ventricosa*, *Microdiptera praesibirica*, *Menuanthes* и др., характерные для новомихайловской свиты. Палинокомплексы, по заключению И.А. Кульковой, довольно однотипны. По составу они близки к атлымским, хотя имеют иные соотношения среди голосеменных и покрытосеменных, и присутствуют почти в равных количествах. В спектрах нет пыльцы *Carya spackmanii* и спор *Azolla*. Сокращается доля участия *Myrica*. Для комплекса характерны *Juglans sieboldianiformis* – *Betula gracilis*.

Верхний олигоцен включает туртасскую свиту, установленную в разрезе олигоцена по литофациальным особенностям и четким границам. Она трансгрессивно залегает на новомихайловской свите, перекрывается с размытом и нередко с угловым эрозионным несогласием нижнемиоценовой абросимовской свитой. В Зауральском районе она вскрыта в многочисленных скважинах. Выходы ее отмечены по рекам Тавда (Антропово–Васьково), Конда, Иртыш, Демьянка.

Туртасская свита представлена толщей монтмориллонит-гидрослюдистых алевритовых глин и алевритов с подчиненными прослоями песков с галькой белого кварца. Для нее характерна серовато-зеленая, иногда на западе коричневатая-серая окраска и тонкогоризонтальноперистая текстура. В составе глин присутствует глауконит (до 60–70 %) и отдельные морские водоросли (Рубина, 1973). Это послужило основанием для С.Б. Шацкого считать ее морской. Однако до настоящего времени остатков морских организмов не обнаружено. В породах встречено большое количество переотложенных спикул губок и пресноводных диатомей. Положение подошвы свиты хорошо согласуется со структурным планом кровли эоцена. Мощность свиты возрастает в восточном направлении до 75–100 м. Она содержит богатые комплексы миоспор (Волкова, Панова, 1964; Волкова и др., 1988а). В скв. 30 (инт. 133,0–102,4 м) установлен комплекс с *Fagus grandifoliiformis* – *Quercus sibirica*. В нем господствует пыльца Juglandaceae, Betulaceae. Заметны представители семейства Fagaceae и водно-болотные типа *Trapa*, *Sparganium*. Этот комплекс характеризует хвойно-широколиственную растительность.

Отложения содержат комплекс диатомей, выделенный Н.В. Рубиной и характерный для верхнего олигоцена. Малая доля прибрежных видов позволила ей сделать вывод о достаточно большой глубине озерного бассейна (Власов, Черепанов, 1984). Следует отметить, что данные по скважинам, пробуренным в последние годы в Зауральском районе, подтверждают схему строения континентального палеогена, принятую в 1978 г.

Приарктический район

В сводном разрезе палеоцена выделяют нижний и верхний отделы. Палеоценовые отложения на Ямале вскрыты ниже уровня Оби на глубине 160 м (310–160 м). Мощность осадков превышает 200 м. Палеоценовые осадки залегают на верхнемеловых осадках ганькинской свиты. Во всех скважинах непосредственно выше – плиоцен-нижнечетвертичные отложения.

К нижнему палеоцену в скважинах 12-РР и 12-РГ отнесена верхнетибейсалинская подсвита. Она представлена глинами алевритовыми, слюдястыми, иногда опоковидными. В этих скважинах отложения не изучались, так как образцы не были отобраны.

В низовьях Пура в скв. 11 нижнепалеоценовые отложения вскрыты в инт. 300–281 м. От вышележащих верхнепалеоценовых осадков они отделены 5-метровым слоем песка с растительным детритом. Отложения представлены темно-серой, почти черной глиной с включением углефицированных остатков. В скв. 29 (см. рис. 4, 8, А) в инт. 280–260 м нижнепалеоценовые осадки состоят из тонкозернистых слюдястых песков с прослоями черных алевритовых глин. Эти отложения условно отнесены к датскому ярусу нижнего палеоцена. В скв. 11 (см. рис. 6, 8, Б), на глубине 284 м, на границе с вышележащей серовской свитой верхнего палеоцена встречены обрывки диноцист *Cordosphaeridium*. В инт. 290–286 м той же скважины условно к датскому ярусу нижнего палеоцена отнесен комплекс с *Wodehouseia fibriata* Sanley. Для него характерно большое количество пыльцы *Triatriopollenites araboratus* Pfl., *Tricolporopollenites* spp., *Extratropopollenites clarus* Pfl., *Trudopollis supplingensis* (R. Pot) Pfl. Обильно встречается в комплексе вид *Wodehouseia fibriata*, характерный для датских(?) осадков Аляски для верхней части маастрихтских отложений Канады (McIntyre, 1976). Голосеменные в комплексе представлены Taxodiaceae и

А

Глубина, м	Литология	Свита	Краткое описание пород	Динозоны (по И.А. Кульковой, 1994)	Комплекс динофлагеллат (по И.А. Кульковой, 1994)	Палинокомплекс
0-20	Суглинки с гравием и галькой, с включением вивианита	Тавдинская	Суглинки с гравием и галькой, с включением вивианита	—	Не установлен	Единичные зерна четвертичных растений
20-40	Пески разнозернистые с гравием и галькой опок и кремнистых пород		Пески разнозернистые с гравием и галькой опок и кремнистых пород			
40-60	Пески мелкозернистые, кварцевые, слюдяные, в основании с гравием и галькой опок	Нюрольская	Пески мелкозернистые, кварцевые, слюдяные, в основании с гравием и галькой опок	DP7	<i>Rhombodinium pentagonum</i> , <i>Lentinia serrata</i> <i>Charlesdowniea coleothrypta rotundata</i> , <i>Rhombodinium glabrum</i>	<i>Araliaceipollenites euphorii</i> , <i>Sapotaceoidae-pollenites manifestus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>
60-80	Переслаивание алевроитовых глин и слюдяных алевроитов		Переслаивание алевроитовых глин и слюдяных алевроитов			
80-100	Глины зеленовато-серые, диатомитовые плитчатые с прослоями алевроитов и зеленовато-серых глауконит-кварцевых песков	Ирбитская	Глины зеленовато-серые, диатомитовые плитчатые с прослоями алевроитов и зеленовато-серых глауконит-кварцевых песков	DP6	<i>Dracodinium varielongitutum</i> , <i>Dracodinium simile</i> , <i>Wetzeliella meckelfeldensis</i>	<i>Castanea crenataeformis</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i>
100-120	Диатомиты и диатомитовые глины плитчатые и тонкоплитчатые с прослоями алевролитов		Диатомиты и диатомитовые глины плитчатые и тонкоплитчатые с прослоями алевролитов	DP5		
120-160			Диатомиты и диатомитовые глины плитчатые и тонкоплитчатые с прослоями алевролитов	DP4		
160-200	Диатомиты серые с раковистым изломом, с прослоями опок и диатомитовых глин	Серовская	Диатомиты серые с раковистым изломом, с прослоями опок и диатомитовых глин	DP3	Не установлен	Не установлен
200-220			Диатомиты серые с раковистым изломом, с прослоями опок и диатомитовых глин	DP2		
220-260	Пески серые, тонкозернистые слюдяные с прослоями до черных алевроитовых глин	Талицкая	Пески серые, тонкозернистые слюдяные с прослоями до черных алевроитовых глин	DP1	Не установлен	Не установлен
260-280			Пески серые, тонкозернистые слюдяные с прослоями до черных алевроитовых глин	DP1		

Рис. 8 (начало).

Рinасеae. Такой комплекс типичен для нижней подсвиты, сложенной континентальными образованиями.

Верхние палеоценовые отложения вскрыты в скважинах 12-РР и 12-РГ на Ямале (инт. 220–131 м), скв. 29 (280–200 м), в скв. 11 (300–205 м) (см. рис. 4, 8, А, Б). На Ямале они описаны как верхнетибейсалинская подсвита, в низовьях Пура и Таза к верхнему палеоцену отнесена верхнеталицкая подсвита и серовская свита. Отложения представлены песками мелко- и среднезернистыми, слабокаолинизированными (верхнеталицкая подсвита, скв. 29 (290–260 м) и скв. 11 (300–280 м)) и опоковидными глинами, диатомитами с прослоями глин (серовская свита). Мощность осадков от 80 до 100 м.

Верхнеталицкая подсвита в скважинах 12-РР и 12-РГ описана как верхнетибейсалинская. В инт. 167–122 м (скв. 12-РР) обнаружены диноцисты. Виды *Apectodinium hyperacanthum*, *A. quinguelatum* и другие свидетельствуют о формировании осадков в конце позднего палеоцена–начале раннего эоцена.

Одновременно с диноцистами в инт. 167–131 м установлен палинокомплекс, характеризующийся значительным количеством пыльцы семейства Myricaceae, разнообразных *Triatriopollenites* (в том числе *T. araboratus* Pfl., *T. excelsus* Pfl.). Менее представительна, но постоянно встречается пыльца стеммы *Normapollis* – *Trudopollis menneri* Zakl., *Nudopollis terminales* Pfl. Довольно разнообразна пыльца, сближаемая с таксонами со-

Б /

Глубина, м	Литология	Свита	Краткое описание пород	Динозоны (по И.А. Кульковой, 1994)	Комплекс динофлагеллат (по И.А. Кульковой, 1984)	Палинокомплекс
20	Пески серые, кварцевые мелкозернистые Песчаная морена (пески с включением гравия, гальки) Пески светло-серые, кварцевые с галькой, гравием кремнистых пород и опок			—	—	Единичные зерна пыльцы и спор четвертичных растений
40						
60						
60	Тавдинская	Глины серые и темно-серые, в основании базальный горизонт		—	Не установлен	Масса спикул губок
80	Нюрольская	Глины серые, опоковидные, плитчатые за счет тонких прослоев слюдястых алевритов с включением кварцево-глауконитовых зернистых песков		DP8	Не установлен	Не установлен
100				DP7	<i>Charlesdowniea coleothrypta rotundata</i> , <i>Charlesdowniea coleothrypta</i> , <i>Rhombodinium glabrum</i>	<i>Araliaceipollenites euphorii</i> , <i>Sapotaceoidaepollenites manifestus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>
120	Ирбитская	Диатомиты светло-серые, плотные с раковистым изломом. Встречаются редкие включения галек и кварцево-глауконитовых песков		DP6	<i>Dracodinium varielongitudum</i> , <i>Dracodinium simile</i> , <i>Wetzeliella meckelfeldensis</i>	Не установлен
140				DP5		
160				DP4		
180	Серовская	Диатомиты серые, плотные с прослоями диатомитовых глин. Породы разбиваются на бесформенные отдельности		DP3	<i>Deflandrea speciosa</i> , <i>Cerodinium markovae</i>	Не установлен
200				DP2		
220	Талицкая	Песок с растительным детритом Глина темно-серая до черной с включением углефицированных растительных остатков		—	Не установлен	Не установлен
240				—	—	—

временных растений: *Platycaryapollenites*, *Ulmoideipites krempii* And., *Casuarinidites*, *Quercus sparsa* (Mart.) Samoil, *Juglans nigripites*, *Engelhardtia*.

Для комплекса характерна пыльца *Anacolosidites insignis* и незначительное, но постоянное участие видов *Projectoporites spinulosus* Samoil и *Regina excelsa* Mtch. Единичны *Orbicularpollis globosus*, *Aquilapollenites*, *Proteacidites adenanthoides* Samoil.

Среди спор большая роль принадлежит *Sphagnum*, а среди хвойных – семействам Pinaceae, Taxodiaceae. Палинокомплексы подобного состава, по данным С.Р. Самойлович (1961), характерны для верхнепалеоценовых осадков Березово-Малоатлымского района Среднего Приобья и Заобья и Тазовского полуострова (р. Таб-Яха).

Пыльца *Anacolosidites insignis*, *Projectoporites spinulosus* и *Regina excelsa* свойственна верхнепалеоценовым комплексам северных частей низменности, для Зауральского фациального района (Васильева, 1990) и Павлодарского Прииртышья (Панова и др., 1990б).

Аналогичные палинокомплексы установлены в скв. 12-РГ (инт. 204,8–194,5 м) в осадках, описанных как нижнетибетская подсвита. На основании состава спор и пыльцы, принадлежащих *Anacolosidites insignis*, *Regina excelsa*, *Projectoporites spinulosus*, осадки датируются также не нижним, а верхним палеоценом.

Для осадков нижнего (зеландский ярус) и верхнего палеоцена И.А. Кульковой установлены зоны диноцист с видом-индексом *Cerodinium speciosum*, *C. markovae*, по объе-

В

Глубина, м	Литология	Свита	Краткое описание пород	Динозоны (по И.А. Кульковой, 1994)	Комплекс динофлагеллат (по И.А. Кульковой, 1987)	Палинокомплекс
			Пески коричневатые-серые, разнозернистые, пылеватые, с гравием, галькой	—	—	Не установлен
20			Пески серые, пылеватые, слабослюдистые	—	—	Не установлен
40		Тавдинская	Глины серые до темно-серых, алевритистые с тонкими прослоями алевритов и тонкоплитчатые листоватые. В верхней части с растительными остатками	DP10	<i>Rhombodinium pentagonum</i>	<i>Quercus gracilis</i> , <i>Quercus graciliformis</i>
60		<i>Quercus gracilis</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i>				
80		Нюрольская	Глины зеленовато-серые, опоковидные, плитчатые, листоватые	DP7	<i>Charlesdowniea coleothrypta rotundata</i> , <i>Ch. coleothrypta</i> , <i>Rhombodinium glabrum</i>	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Quercus gracilis</i> , <i>Tricolporopollenites liblarensis</i>
100						
120		Ирбитская	Глины диатомитовые серые, опоковидные, плотные, неслоистые	DP6	<i>Dracodinium varielongitudum</i> , <i>D. simile</i> , <i>Wetzeliella meckelfeldensis</i>	<i>Araliaceoipollenites euphorii</i> , <i>Sapotaceoidaepollenites manifestus</i> , <i>Pompeckjoidaepollenites subhercinicus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>
140						
160			Диатомиты серые до светло-серых, в кернах раскалываются на угловатые обломки с раковистым изломом	DP5	DP4	
180						
200						

Рис. 8. Низовья р. Пур:

А – скв. 29, Б – скв. 11, В – скв. 32. 1 – опоки; 2 – глина опоковидная; 3 – диатомиты; 4 – глина аргиллитоподобная; 5 – диатомит с прослоями диатомовых глин; 6 – глина опоковидная плитчатая с прослоями алеврита; 7 – песок с гравием; 8 – глина тонкоплитчатая; 9 – песок; 10 – гравий; 11 – суглинок; 12 – места отбора образцов керна; 13 – песчаники.

му соответствующие зонам NP4–7. Кроме видов-индексов в скв. 11 (инт. 250–193 м) встречаются динофлагеллаты *Caratyopsis diebeli*, *Cordosphaeridium inodes* (Klumpp) Eis., *Areoligera*, *Eocladopyxis*. Подобный состав диноцист сходен с комплексом, выделенным для палеоцена (зеландия) Бельгии (Schumacker, Chateauneuf, 1976).

В Приарктическом районе в скважинах 29, 11, 32 присутствуют отложения нижнего, среднего и верхнего эоцена. Осадки представлены исключительно морскими фациями мощностью до 150 м. В их составе выделены ирбитская, нюрольская, тавдинская свиты (см. рис. 8).

К нижнему эоцену в низовьях Пура и Таза отнесена толща осадков (ирбитская сви-

та), вскрытая в скв. 11 (инт. 205–120 м), в скв. 29 (200–100 м) и в скв. 32 (202–100 м) (см. рис. 8). Отложения здесь представлены диатомитами светло-серыми плотными с прослоями алевритов. В скв. 11 встречаются редкие прослойки галек и кварцево-глауконитовых песков. В инт. 193–125 м (скв. 11) выделена зона *Wetzeliella astra* – *Dracodinium simile* в объеме NP10–11.

В скв. 29 в низовьях Пура диноцисты зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* (DP5) выявлены в отложениях на глубине 180–150 м, а зоны DP6 с *Dracodinium varielongitudum* – *D. simile* в инт. 150–101 м. В верхах этого интервала появляется *Charlesdowniea coleothrypta*, характерный для этой динозоны. Пыльца и споры отсутствуют. Они содержались

вместе с диноцистами шестой зоны только в скв. 32 в инт. 110–100 м и принадлежат к комплексу *Araliaceoipollenites euphorii*, *Sapotaceoideaepollenites manifestus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*.

Средний эоцен (нюрольская свита или верхняя часть люлинворского горизонта) в низовьях Пура и Таза присутствует во всех скважинах, наибольшую мощность (до 70 м) отложения имеют в скв. 11 (инт. 123–60 м). Примерно на тех же глубинах (100–65 м) они вскрыты в скв. 29, 32 и представлены диатомовыми зеленовато-серыми глинами, в сухом состоянии легко разбиваются на плитки за счет включения тонких прослоев кварцево-глауконитовых песков. В скв. 11 (инт. 123–83 м) обнаружены диноцисты зоны *Charlesdownia coleothrypta*, кроме того, встречены *Rhombodinium coronatum*, *Charlesdownia tenuivirgula*.

Одновременно с диноцистами в этом интервале установлен очень характерный палинокомплекс с преобладанием трехбороздно-поровой пыльцы: *Castanea crenataeformis*, *Araliaceoipollenites euphorii*, *Sapotaceoideaepollenites manifestus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*, присутствуют также *Platycaryapollenites*, *Palmae*, *Casarinidites*, *Comptonia* и др. Этот комплекс сходен с комплексами, установленными Л.А. Пановой и характерными для зоны *Globorotalia aragonensis* и низам зоны *Acarinina bullbrookii*.

Зона *Charlesdownia coleothrypta* выделена в скв. 29 (инт. 98–78 м), в скв. 32 (инт. 93–68 м) совместно с *Ch. coleothrypta* отмечен вид *Rhombodinium coronatum*. Здесь присутствует пыльца, принадлежащая палинокомплексу *Araliaceoipollenites euphorii* – *Sapotaceoideaepollenites manifestus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*. Динозона 7, по И.А. Кульковой (1994), отвечает зоне *Charlesdownia coleothrypta rotundata* (Андреева-Григорович, 1991), соответствующей NP12–низам NP15, т. е. верхам ипра–лютету. Радиолярии, диатомеи и бентосные фораминиферы в описанных скважинах не изучались.

Верхний эоцен в Приарктическом районе представлен тавдинским горизонтом. Тавдинская свита этого горизонта вскрыта во всех трех скважинах. Отложения изучены, судя по данным диноцист, неполно. Верхняя часть осадков размыта. Наибольшая мощность (45 м) вскрыта в скв. 32, где осадки представлены

глиной серой и темно-серой, тонкоплитчатой, листоватой. В верхней части разреза глина имеет включения растительных остатков и сверху перекрыта песком тонкозернистым, слюдистым, условно отнесенным к верхнему олигоцену. В скв. 29 мощность осадков верхнего олигоцена не превышает 15 м, а в скв. 11 – 10 м.

В скв. 32 (инт. 58–45 м) обнаружены диноцисты *Rhombodinium pentagonum* Vozzh., *Lentinia serrata* Bujak, *Areosphaeridium diktyoplokum* Klumpp. Одновременно в этой зоне описана пыльца комплекса *Castanopsis pseudocingulum* – *Rhoipites pseudocingulum* – *Quercus gracilis* – *Tricolporopollenites liblarensis*, коррелируемого со среднеэоценовым комплексом, установленным Л.А. Пановой и соответствующим зоне планктонных фораминифер *Globigerina turcmenica* и *Bolivina asiatica* (Бартон). В инт. 42–30 м диноцисты, принадлежащие зоне *Rhombodinium pentagonum* – *Charlesdownia clathrata angulosa*, характеризуются, вероятно, концом среднего–верхним эоценом. В этом интервале установлен комплекс пыльцы *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, *Castanea crenataeformis*, *Rhoipites pseudocingulum*. В значительном количестве появилась пыльца *Carya simplex*, *Corylopsis*, *Hamamelis* и др. Эта палинологическая характеристика отвечает осадкам динозоны 10 (по И.А. Кульковой), коррелируемой с осадками бартонского яруса Западной Европы.

Следует отметить, что в Приарктическом районе состав диноцист позволяет выделить отложения, являющиеся разновозрастными аналогами палеоценовых и эоценовых отложений Западной Европы (зеландского, танетского, ипрского, лютетского и бартонского ярусов). Бартонским возрастом датируется нижняя часть осадков тавдинской свиты. Отложения приабонского яруса в скважинах отсутствуют. Для арктических районов характерно выпадение из разрезов отложений континентального палеогена и неогена.

Центральный (Сибирскоувальский) район

Для характеристики морского и континентального палеогена этого района послужили разрезы скважин, пробуренных на различных площадях Ханты-Мансийской впадины (скважины 85, 86), в низовьях Оби (см.

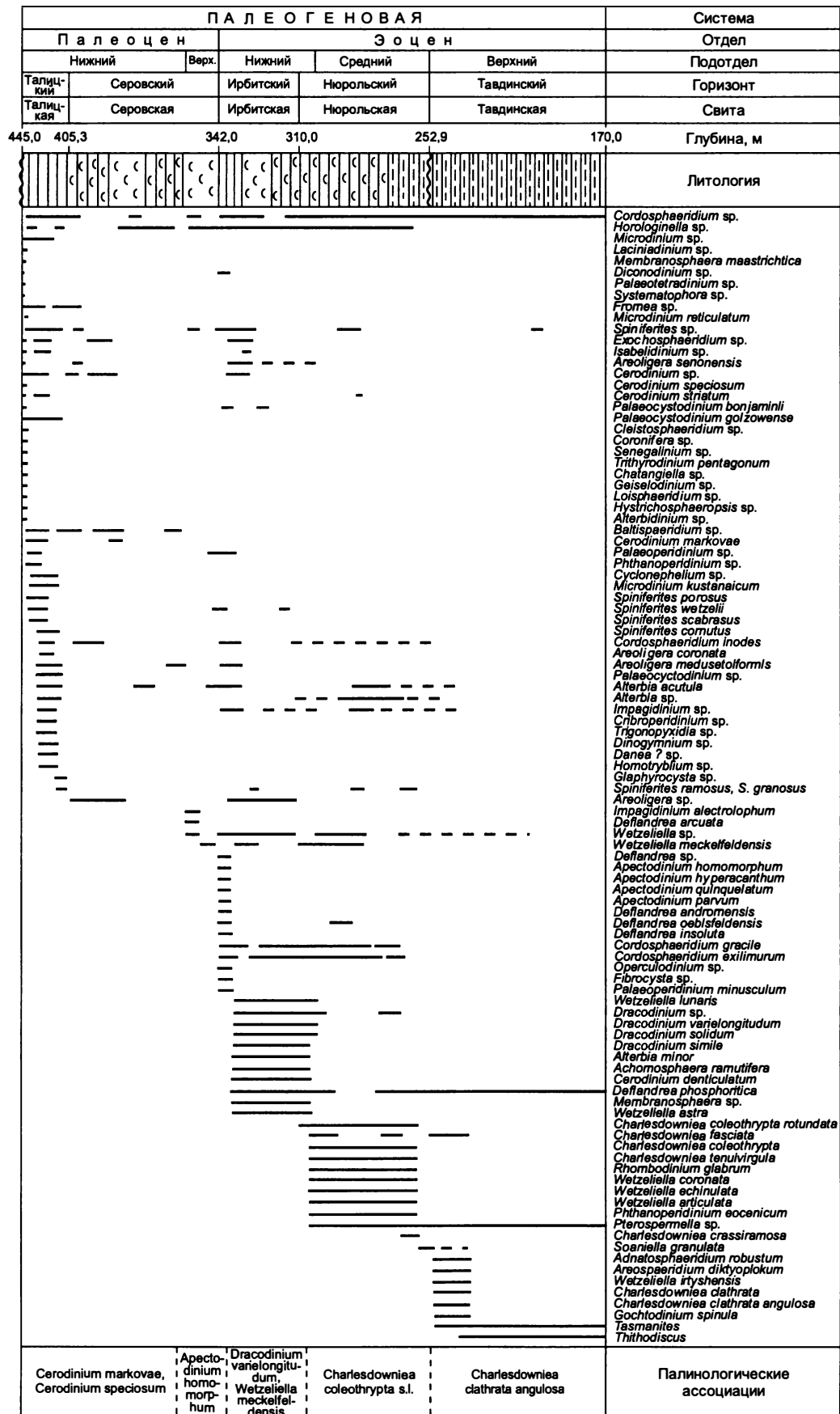


Рис. 9. Распространение диноцист в разрезе скв. 4:

1 – глины; 2 – опоковидные глины; 3 – алевриты.

рис. 4, 6, 9), скважины на Аганском материке, расположенные на междуречье Пура и Агана (скв. N-11, N-8), Агана и Ваха (23, N-26, 28), скв. 4 (в бассейне Васюгана), на Обь-Иртышском междуречье, а также естественные разрезы континентального палеогена в низовьях Иртыша. Мощность осадков морского палеогена превышает 300 м. Достаточно представительны разрезы континентального палеогена. Суммарная мощность его достигает 150 м. В пределах Ханты-Мансийской впадины известны морские фации палеоцена (талицкая и серовская (нижнелюлинворская подсвита) свиты), эоцена (люлинворская свита со средней и верхней подсвитами) или, по С.Б. Шацкому (1989), ирбитская, нюрольская свиты и тавдинская с двумя подсвитами. В результате изучения диноцист совместно со спорами и пыльцой по новым материалам уточнен возраст свит и проведена более обоснованная их корреляция со стратиграфическими подразделениями международной шкалы.

Талицкая свита в низовьях Оби (скважины 81, 85, 86) представлена глиной темно-серой, почти черной жирной, иногда опоконидной. Мощность до 50 м. В глинах содержатся единичные находки диноцист, не позволяющие определить возраст. В скв. 81, где черные глины залегают ниже уреза Оби непосредственно под четвертичными отложениями, в инт. 119,3–97,3 м обнаружено много пыльцы и спор. В составе палинокомплекса преобладает пыльца покрытосеменных (до 63 %). Среди последних заметное место занимает пыльца *Anacolosidites insignis* (Cooks), *Trudopollis menneri* (Marth.) Zakl., *Extratropopollenites clarus* Zakl., *Quercus sparsa* Mat. Довольно часто в этих отложениях встречается пыльца *Ulmoideipites krempii*, *Myrica insignis*, *Triatriopollenites araboratus* (R. Pot.), *Tr. excelsus* (R. Pot.) Pfl., *Alnus*, *Comptonia*, *Triatriopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp. Отмечены в небольшом количестве, но постоянно *Aquilapollenites subtilis* N. Match. и *Wodehouseia* (*Regina excelsa*). Среди хвойных доминирует пыльца *Taxodiaceae*, но обычны *Cedrus*, *Podocarpus*, *Picea*, *Pinus* sub. gen. Напл. Среди спор преобладает *Sphagnum australe* Cook. et Pit., *Sp. regium*, *Polypodiaceae*, *Gleichenia*. Диноцисты представлены единичными находками *Fromea*, *Ceratiopsis*, *Alterbia*.

Состав палинокомплекса позволяет коррелировать с верхнепалеоценовыми комплексами верхнеталицкой подсвиты, описанными

С.Р. Самойлович (1961). К верхнему палеоцену Л.А. Панова и др. (1990б) относит палинозону *Trudopollis menneri* – *Anacolosidites insignis* – *Triatriopollenites araboratus*. Все эти виды пыльцы обнаружены в скв. 81. Таким образом, возраст черных глин – верхний палеоцен, и они, вероятно всего, отвечают по объему серовской свите (согласно С.Б. Шацкому).

К нижнелюлинворской подсвите (серовская свита) и верхней части талицкой свиты отнесены осадки в скв. 4 (бассейн Васюгана), вскрытые в инт. 415,6–353,0 м (см. рис. 9). В глинах этого интервала обнаружены диноцисты зон *Cerodinium speciosum*. Возраст осадков, вмещающих эту зону, не опускается ниже зеландия и определяется как ранний–поздний палеоцен. Совместно с диноцистами установлена пыльца комплекса *Anacolosidites* – *Platycaryapollis* – *Ulmoideipites* – *Triatriopollenites araboratus* – *Trudopollis menneri*. Основная часть пыльцы относится к стемме *Normapollis*, небольшая к *Postnormapollis*. Отмечены зерна *Wodehouseia*, *Triprojectus*. Заметны *Taxodiaceae*. Среди спор доминирует *Sphagnum*. Комплекс характерен для верхнего палеоцена.

Выше по разрезу в скв. 4 установлена зона *Apertodinium homomorphum*. Граница между зонами *Cerodinium speciosum* и *A. homomorphum* проведена условно. Осадки этой зоны относятся к верхней части верхнего палеоцена (верхний танет). Для серовской свиты этой части разреза И.А. Кульковой установлен палинокомплекс *Trudopollis menneri* – *Triatriopollenites excelsus*, характерный для серовской (нижнелюлинворской подсвиты) свиты. Присутствуют также морские фации всех отделов эоцена. Следует отметить, что эоцен в данной скважине, возможно, представлен неполно.

Нижний эоцен – глина серая с прослоями диатомитов (ирбитская свита–среднелюлинворская подсвита). В инт. 337–316 м установлена динозона *Wetzelia meckelfeldensis* – *Dracodinium varielongitudum* – нижний эоцен, отвечающий NP10, т. е. нижней части ипрского яруса. С этой зоной связан комплекс спор и пыльцы *Triporopollenites robustus* – *Triatriopollenites excelsus*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *Myrica*, *Castanopsis*, *Castanea crenataeformis*, *Rhoipites villensis*, *Rh. pseudocingulum*, *Platycaryapollis*, *Comptonia*, *Alnus quadropollenites* и др.

Средний эоцен представлен в скв. 4 глиной зеленовато-серой, опоковидной, с прослоями кварцево-глауконитового алеврита (инт. 310–256 м, нюрольская свита). В глинах установлена зона *Charlesdowniea coleothrypta*. Одновременно описан палинокомплекс *Araliaceipollenites euphorii* – *Pompeckjoidaeipollenites subhercinicus* – *Sapotaceoidaeipollenites manifestus* – *Castanopsis pseudocingulum*. Зона *Ch. coleothrypta* соответствует NP12–14, т. е. верхней части ипрского и низам лютетского яруса (Кулькова, 1994). В данном разрезе динозоны, отвечающие большей части среднего эоцена (верхняя часть лютета и бартон), не установлены.

Верхний эоцен включает тавдинскую свиту с двумя подсвитами. В нижней подсвите (251,0–215,8 м) в глинах зеленовато-серых аргиллитоподобных с прослоями алевритов и слюдястого песка установлена зона *Charlesdowniea clathrata angulosa* (приабон). Комплекс спор и пыльцы *Castanopsis pseudocingulum* – *Quercus gracilis* характерен для нижнетавдинской подсвиты среднего–верхнего эоцена.

К верхнетавдинской подсвите относятся глины зеленовато-серые, тонкослоистые, листоватые (инт. 215,8–170,0 м). В глинах присутствуют единичные *Deflandrea phosphorica*, *Pterospermella*, *Tasmanites*, *Tithodiscus* и комплекс миоспор *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, характерный для верхнего эоцена.

Морской палеоген в Центральном районе вскрыт почти во всех скважинах. Завершает морской разрез тавдинская свита с четким делением на две подсвиты, которые не всегда содержат диноцисты, но палинокомплекс, увязанный с динофлагеллатами по скв. 4, прослеживается и на других площадях. Так, в скв. N-30 (Нижневартовская площадь) в нижнетавдинской подсвите, представленной зеленовато-серыми листоватыми глинами, установлен комплекс с *Quercus gracilis* – *Castanopsis pseudocingulum*, характерный для нижнетавдинской и нижнеюрковской подсвит Западной Сибири. В комплексе преобладает трехбороздно-поровая и трехбороздная пыльца типа *Quercus*, *Castanea* и *Castanopsis*, что присуще для динозоны *Kisselovia ornata*, выделенной из осадков бартонского яруса Западной Европы.

Палинокомплекс с *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* – *Tricolporopollenites liblarensis* и обилием мелкой трехбороздной пыльцы широко представлен в скважинах Обь-Иртыш-

ского и Вах-Аганского регионов и охарактеризован диноцистами зоны *Charlesdowniea chathrata angulosa*, позволяющими коррелировать с осадками приабонского яруса Западной Европы.

В Центральном районе, кроме морского палеогена, наиболее полно по сравнению с другими зонами изучен континентальный палеоген, из осадков которого выделены атлымская, новомихайловская и туртасская свиты. Общая мощность осадков более 200 м. В последние годы в ОИГГМ СО РАН обработан новый материал, поступивший от различных геолого-съемочных партий (Нижневартовской, скважины 19, N-30; Варьеганской, скважины 23, N-26, 28, N-11, 120; см. рис. 6). Палинологические характеристики континентального палеогена из стратотипических естественных обнажений детально рассматривались В.С. Волковой, Л.А. Пановой (1964, 1975). Здесь мы коснемся палинокомплексов более кратко.

Атлымская свита описана ранее в обнажении на Оби близ пос. Атлым. В стратотипическом разрезе отложения представлены среднезернистым белым песком с обилием кварцевых галек. В скв. 2 (260–200 м) к атлымской свите отнесена песчаная толща мощностью 60 м, состоящая из песка мелкозернистого серого, в кровле коричневатого с прослоями лигнита. Встречаются прослой коричневатосерой глины. На положительных структурах мощность свиты сокращается до 10–15 м. Она сложена грубозернистым белым кварцевым песком с гальками. Такой состав обнаружен в скв. 28 в верховьях Агана.

Для палинокомплекса атлымской свиты характерно массовое развитие хвойных семейств *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Среди покрытосеменных преобладают представители семейства *Juglandaceae* с пыльцой *Carya spackmania* Trav. и *Betulaceae*, в небольших количествах присутствуют реликты эоцена – *Quercus graciliformis* Boitz., *Tricolporopollenites liblarensis* Zakl., что характерно для нижнего–среднего олигоцена.

Новомихайловская свита также входит в состав нижнего–среднего олигоцена. Она широко распространена и представлена бурыми глинами, в составе которых имеются прослой алевритов, лигнитов, бурых углей. В ее основании в скважинах залегает чаще всего песок с прослоями глин. Мощность осадков 70–80 м.

Наиболее представительный палинокомплекс получен из новомихайловской свиты в скв. 1а, пробуренной в районе Ханты-Мансийска (Волкова и др., 1988а), инт. 144,0–135,5 м. Свита представлена глиной коричневой, плотной, иногда отмечается перемешивание глины и тонкозернистого кварцевого песка (до 20 см). Толща насыщена полуразложившимися растительными остатками. В комплексе встречается много хвойных. Поражает видовое разнообразие *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*. В отдельных образцах возрастает значение *Picea* (*Picea tobolica*, *P. alata*). Отмечены *Dacrydium*, *Keteleeria*, *Taxodium*, *Sequoia*. В группе покрытосеменных выделяются *Betula gracilis*, *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. polyporata* Vojc. Заметно участие кустарниковых и водно-болотных растений: *Diervilla*, *Ericaceae*, *Onagraceae*, *Potamogeton*, *Spartanium*. Постоянно присутствует *Trapa* с видами *T. minuta* и *T. macropectinata*. Количество последней возрастает к концу интервала, хотя этот вид наиболее характерен для отложений туртасской свиты верхнего олигоцена. В небольшом количестве отмечены зерна *Castanopsis*, *Castanea crenataeformis*. Этот комплекс с *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis* характерен для атлымской и новомихайловской свит. Выделить палинокомплекс отдельно для той и другой свит трудно. Возраст определяется на основании сопоставления с чиликтинской свитой Тургайского прогиба и соленовских слоев (с *Raehakia cimlanica*) на Северном Устюрте (Бойцова, 1972).

Туртасская свита представлена во всех скважинах. Она обнажается в береговых обрывах Иртыша и его притоках (Волкова, Панова, 1964; Волкова и др., 1988б). В западной части района (скв. 2) – это алевриты зеленовато-серые с глауконитом, в скв. 4 – глины алевритовые с прослойками слюдястого алеврита. В центре Ханты-Мансийской впадины свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (скв. 1а) состоит из глин зеленовато-серых твердых горизонтально-слоистых за счет включения зеленовато-серого слюдястого кварцевого песка (Волкова и др., 1988а). Толщина песчаных прослоев 25 см. В основании глин имеется полуразложившаяся древесина, мощность их 15–16 м. Контакт с коричневатосерой глиной новомихайловской свиты резкий.

Верхняя подсвита отличается от нижней более песчаным составом и состоит из чередования пачек песка, суглинка и глины. В

скв. 1а от нижней подсвиты она отделена двухметровым прослоем серого мелкозернистого кварцевого песка с остатками древесины. Выше залегает четырехметровая пачка глины зеленовато-серой с голубоватым оттенком. Текстура глины горизонтально-волнистая перистая, чередуются прослои тонкозернистого слюдястого песка (2–3 мм). В средней части керна встречаются линзы желтовато-серого алеврита. Вверх по разрезу глина сменяется суглинком серовато-зеленым с прослоями и линзами мелкозернистого песка. Чередуются прослои песка (2–3 мм) и суглинка (4–7 мм). Осадки имеют тонкогоризонтальную перистоволнистую слоистость, характерную для крупных озер и эстуариев. Наличие полубугорчатых растительных остатков указывает на формирование осадков вблизи берега. Мощность осадков в этой скважине около 10 м. Такое же строение имеют отложения в береговых обрывах Иртыша и его притоках (Волкова, Панова, 1964).

Отложения в скв. 1а (инт. 129–109 м) содержат споры и пыльцу. В составе палинокомплекса широко представлены разнообразные хвойные: *Pinus longifoliiiformis* Zakl., *P. minuta* Zakl., *P. cembraeformis* Zakl., *Abies*, *Picea*, *Dacrydium*, *Podocarpus*, много *Taxodiaceae*. В группе покрытосеменных по сравнению с новомихайловским комплексом возрастает роль *Pterocarya stenopteroides* Vojc., *Nyssa rotunda* Pan., *Ilex obscuricostata* Trav. Появляется в небольшом количестве *Fagus grandifoliiiformis* Pan., *Quercus sibirica* Pan., *Castanea*. Роль пыльцы *Betula* сохраняется. Возрастает значение *Trapa macropectinata* Dorf., *Lonicera*, *Diervilla*, отмечены *Magnolia*, *Rhus*, постоянны *Ulmus crassa* Pan., *Ericaceae*, *Salix*. Палинокомплекс с *Fagus grandifoliiiformis* Pan. сходен с палинокомплексом из туртасской свиты Прииртышья (Волкова, Панова, 1964) и отражает хвойно-широколиственный тип растительности с участием субтропических растений. При этом следует отметить, что количество пыльцы субтропических и теплолюбивых форм в туртасском комплексе, по сравнению с новомихайловским, возросло. Туртасская флора завершает олигоценый этап развития растительности Западной Сибири.

Четкое деление туртасской свиты на две подсвиты выдерживается не во всех скважинах. На сводах положительных структур эта свита представлена песком мелкозернистым

слюдистым. В Ханты-Мансийской опорной скважине мощность песков достигает 60 м. К северу от долины Оби, на Аганском материке (скв. 26, 28, N-11; см. рис. 6), мощность песков сокращается до 10–30 м. Иногда туртасскую свиту трудно отличить от песчаной новомихайловской. Однако комплекс пыльцы с *Fagus grandifoliaiformis* – *Pterocarya stenopteroides* позволяет проводить корреляцию ранних фаций туртасской свиты.

Обский (Томско-Александровский) район

В этом районе выделены морские фации талицкой, люлинворской (с тремя подсвитами), тавдинской свит и континентальные – атлымской, новомихайловской, туртасской (или лагернотомской) свит. По мощности морского палеогена А.В. Кривенцов (1984) территорию района делит: 1 – на область наиболее полно представленного морского палеогена, приуроченного к структурным впадинам, например, Нюрольской, мощностью более 300 м; 2 – на область с выпадением из разрезов отложений части подсвит и целых свит мощностью 30–300 м; 3 – на область нерасчлененного морского палеогена мощностью 2–30 м.

Отложения палеоцена представлены талицкой свитой, распространенной в бассейне рек Васюган, Нюролька и Чижарка. Вблизи левобережья Оби, в притомской части, эта свита из разрезов выпадает. Здесь на меловых породах с размывом залегает эоцен. К свите (в бассейне Васюгана, скв. 4) отнесены глины темно-серые, почти черные, плотные, жирные, иногда тонкослоистые. Мощность ее во внутренних частях впадин достигает 72 м и на положительных структурах – 20 м.

Из темно-серых и черных глин В.М. Подобина (1989) установила нижнепалеоценовый комплекс фауны с *Ammoscalaria friabilis* Ehrem. Второй микрофаунистический комплекс *Cibicides favorabilis* Vassil., характеризующий отложения верхнего палеоцена, по данным А.В. Кривенцова, не установлен.

Иное представление имеется у И.А. Кульковой. Изучая диноцисты, она пришла к выводу, что в скв. 4 (левый берег р. Елизаровка, правый приток р. Васюган) к верхнему палеоцену следует отнести нижнелюлинворскую подсвиту, представленную темно-серыми плотными опоковидными глинами, иногда тем-

но-серыми аргиллитами с прослоями кварцево-глауконитового песчаника. Эту подсвиту С.Б. Шацкий (1970) выделил как серовскую свиту. Мощность осадков – 32 м.

В верхней части талицкой и серовской свиты (по С.Б. Шацкому) в скв. 4 (инт. 415,6–356,5 м) И.А. Кульковой установлена зона *Cerodinium speciosum*. Возраст осадков этой зоны не опускается пока ниже танета (ранний–поздний палеоцен).

В скв. К-37 в восточной части зоны талицкая свита отсутствует. Здесь непосредственно на верхнемеловых отложениях залегают аргиллитоподобные глины серовской свиты мощностью 20 м (инт. 236–215 м). Для этих отложений установлена зона *Deflandrea speciosa*, *Cerodinium markovae* (рис. 10).

Комплекс спор и пыльцы из скв. 4 (инт. 415–365 м) содержит *Anacolosidites insignis* – *Platycaryapollis* – *Ulmoideipites* – *Triatriopollenites araboratus* – *Trudopollis menneri*. Основная часть пыльцы относится к стемме *Normapollis*, небольшая – *Postnormapollis*. Отмечены зерна *Wodehouseia*, *Triprojectus*, присутствует пыльца *Taxodiaceae*. Среди спор доминирует *Sphagnum*. Комплекс характерен для верхнего палеоцена.

Выше по разрезу (инт. 352–342 м) из верхней части серовской свиты выявлена зона *Apectodinium homomorphum*. Ей соответствует палинокомплекс *Trudopollis menneri* – *Triatriopollenites excelsus*, *Myrica*, *Triporopollenites robustus*, типичный для верхов верхнего палеоцена. Аналогичный комплекс пыльцы и спор установлен и в скв. К-37 (инт. 236–216 м; см. рис. 10). Здесь присутствуют *Myrica*, *Comptonia*, *Trudopollis menneri*, *Platycaryapollis*, *Plicapollis pseudoexcelsus*.

Эоцен в этом районе представлен ирбитской (среднелюлинворская подсвита), нюрольской (верхнелюлинворская подсвита) и тавдинской свитами.

Ирбитская свита состоит из зеленовато-серой, в сухом состоянии светло-серой, плотной опоковидной глины. В скв. 4 она вскрыта в инт. 310–268 м, в скв. К-37 – в инт. 210–180 м. Мощность свиты в различных разрезах колеблется от 20–30 до 70 м.

В скв. 4 (инт. 337–316 м) в свите установлена зона диноцист с *Wetzeliella meckelfeldensis* – *Dracodinium varielongitudum*. Состав характерен для нижнего эоцена. В скв. К-37 выделены три динозоны (DP4–6), для которых

Глубина, м	Литология	Свита	Краткое описание пород	Динозоны (по И.А. Кульковой, 1994)	Комплекс динофлагеллат	Палинокомплекс
10-30		Q ₂₋₃	Пески среднезернистые	—	—	Не установлен
50-70		Туртас-ская	Чередование пачек глин и алевроитов слюдястых. Глины серые	—	—	<i>Fagus grandifoliiformis</i> , <i>Pterocarya stenopteroides</i> , <i>Pinus</i> sp., <i>Taxodiaceae</i> , <i>Quercus sibirica</i>
90-110		Новомихай-ловская	Чередование алевроитов с прослоями лигнита и глин Пески с прослоями лигнита и глин Бурый уголь Алевроиты, глины. Пески с прослоями глин	—	—	<i>Betula gracilis</i> , <i>Juglans sieboldianiformis</i>
130-150		Атлым-ская tv ₂ tv ₁	Пески серые с обломками обугленной древесины Глины зеленые, плотные	DP11 DP10	<i>Charlesdowniea clathrata</i> <i>angulosa</i> , <i>Ch. ornata reticulata</i>	<i>Quercus gracilis</i> , <i>Q. graciliformis</i> <i>Quercus gracilis</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i>
170-190		Нюроль-ская	Глины зеленовато-серые	DP7	<i>Charlesdowniea ornata reticulata</i> , <i>Wetzeliella irtishensis</i> , <i>Areosphaeridium diktyoplokum</i>	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Quercus gracilis</i> , <i>Tricolporopollenites liblarensis</i>
190-210		Ирбит-ская	Глины зеленые, почти белые	DP6 DP5 DP4	<i>Dracodinium varielongitudum</i> , <i>D. simile</i>	<i>Tricolporopollenites excelsus</i> , <i>Myrica</i> sp.
210-230		Серов-ская	Глины аргиллитоподобные, опоковидные	DP2	<i>Deflandrea speciosa</i> , <i>Ceratiopsis markovae</i>	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Extratropopollenites</i> , <i>Trudopollis</i>
250-310		K ₂	Глины зеленые, в сухом состоянии почти белые			Не установлен
310-330	Песчаники зеленовато-серые					Не установлен
330-350	Глины черные с прослоями песчаника и сидерита					
350	Пески серые мелкозернистые с прослоями алевроитов Глины серые					

Рис. 10. Обь-Иртышское междуречье, скв. К-37 (м-б 1:1000). Усл. обозн. см. рис. 8.

комплекс спор и пыльцы представлен *Triporopollenites robustus*, *Triatriopollenites excelsus*, *Myrica*, *Castanopsis*, *Castanea crenataeformis* с участием *Psilatricolporites*, *Rhoipites villensis*, *R. pseudocingulum*, *Platycaryapollis*, *Comptonia*, *Alnus quadropollenites* и др. Подобный комплекс определен и в скв. 4 (инт. 310–268 м). Обычно эти динозоны и пыльца характерны для верхов нижнего–низов среднего эоцена (верхи ипра–низы танета). А.В. Кривенцов отмечает, что в восточной части фациального района люлинворскую свиту разделить на

подсвиты невозможно, так как мощность ее сокращается, а следовательно, нельзя выделить ирбитскую и последующую нюрольскую свиту. Лишь только с помощью диноцист расчленение на свиты все же возможно.

Нюрольская свита в скв. 4 вскрыта в инт. 268–252 м (мощность 17 м). В скв. К-37 (инт. 180–155 м) она представлена аргиллитоподобной зеленой глиной с раковистым изломом. В указанных интервалах установлена динозона *Charlesdowniea coleothrypta* и выявлен палинокомплекс *Araliaceoipollenites*

euphorii – *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* – *Sapotaceoidaepollenites manifestus* – *Castanopsis pseudocingulum*. Возраст динозоны по объему отвечает нанопланктоновым зонам 12–15. Динозона *Rhombodinium draco* в верхней части нюрольской свиты пока не установлена. На основании диноцист возраст свиты определяется как верхи нижнего–первая половина среднего эоцена (конец ипра–лютет).

Тавдинская свита (средний–верхний эоцен) широко распространена в Обском районе. Она вскрыта многочисленными скважинами. Отложения представлены серовато- или желтовато-зелеными глинами тонкой листоватой текстуры за счет присыпок алевролита и песка. В толще имеется тонкий слой песка, разделяющий глины на две подсвиты, но это отмечается не всегда. Иногда нижнетавдинская подсвита полностью замещается песками. В ряде скважин тавдинская свита визуально плохо отличается от нюрольской, хотя минералогический состав их различен. В легкой фракции свиты уменьшается содержание глауконита и возрастает количество хлорита, появляется сидерит. Отмечается повышенное содержание группы эпидота. Мощность >100 м.

Возраст тавдинского горизонта в этом районе по разным группам организмов определяется неоднозначно. Находки песчаных и известковистых фораминифер родов *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Gaudryinopsis*, *Nonion* и комплекс с *Criboelphidium ristanicum* и *Nonion torosovae* устанавливается большинством специалистов как позднеэоцен–раннеолигоценовый. Опираясь на находки планктонных фораминифер *Globigerina suteri* в основании отложений тавдинской свиты, В.М. Подобина склонна относить ее к раннему олигоцену. Изучение последовательного распределения диноцист в скв. 4 позволило установить в глинах нижней тавдинской подсвиты (инт. 251,0–228,5 м) зону *Charlesdowniea clathrata angulosa*. Здесь же описан палинокомплекс *Castanopsis pseudocingulum* – *Quercus gracilis*, характерный для нижней части тавдинской свиты, позволяющий датировать отложения верхним эоценом.

Выше по разрезу из серовато-зеленых листоватых глин (инт. 218–170 м) верхнетавдинской подсвиты описан комплекс миоспор *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, типичный для верхнего эоцена.

В скв. К-37 (на Обь-Иртышском междуречье) в восточной части зоны мощность сви-

ты сокращается. Она вскрыта в инт. 155–140 м и представлена серовато-зеленой глиной. В этом интервале И.А. Кульковой установлены две зоны DP10–11 (*Kisselovia ornata* и *Charlesdowniea clathrata angulosa*) и комплекс миоспор (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Rhoipites pseudocingulum*), позволяющие относить отложения к концу среднего–верхнему эоцену.

В северо-восточной части Обского района (Притомско-Нарымском) глины тавдинской свиты замещаются серыми алевролитистыми песками с редкими прослоями глин. В основании часто встречаются галька и гравий. Нередко в кернах отмечаются прослой бурых глин и углей. Песчаные отложения в схемах 1978, 2001 гг. описаны как юрковская свита. Мощность песков 35–100 м.

В нижней части юрковской свиты содержатся фораминиферы *Lenticulina reveri*, *L. ex gr. decorata*, *Baggina valvalineriaformis*, *Uvegerina pygmea*, *Cibicides subungerianus*, *Bolivina*, близкая к *B. antegrassa*. Тип осадков и включения фораминифер показывают, что свита является прибрежно-морской. Ее возраст и корреляция с тавдинской свитой приводится по данным палинологии. Отложения содержат два палинокомплекса: внизу *Quercus gracilis* – *Castanopsis pseudocingulum*, вверху *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*. Возраст соответствует верхнему эоцену.

К континентальному палеогену отнесены отложения атлымской, новомихайловской и туртасской (лагернотомской) свит. Основной проблемой являются определение возраста, принципы корреляции и генезис осадков. Мощность этих свит в районе более 150 м.

Нижний олигоцен представлен двумя свитами – атлымской и новомихайловской. Первая свита традиционно сложена серым кварцевым и кварцево-полевошпатовым песком с прослоями бурых глин и лигнита. В скв. 4 (инт. 168–118 м) вверх по разрезу они сменяются глиной коричневатой-серой с прослоями алевролита в основании. В скв. К-37 (инт. 140–125 м) залегает серый песок с обломками обугленной древесины. Мощность осадков в бассейне Васюгана достигает 50 м, к востоку сокращается до 10–15 м. Комплекс пыльцы и спор с *Carya sprackmania* характеризуется пылью широколиственных с *Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*.

Новомихайловская свита – это сложно-построенная толща, состоящая из чередования глины коричневатой-серой с алевролитом в основании, алевролита светло-серого, иногда

мощностью до 12 м, и песка с пропластками коричневой глины. В скв. 4 свита залегает в инт. 118–55 м. Здесь установлен палинокомплекс с *Betula gracilis*, *Juglans sieboldianiformis*, прослеживающийся широко во всех скважинах. В скв. К-37, в Притомской части равнины, он определен в инт. 123–70 м, где свита представлена чередованием песчаных прослоев в основании, затем перемежением глины, алевролита, бурого угля (толщиной до 3 м) и вновь алевролита с прослоями лигнита и глины. Мощность 50 м. На контакте с перекрывающей ее туртасской свитой залегает глина серая плотная. Из новомихайловской свиты в инт. 100–82 м выделен также комплекс пыльцы *Betula gracilis*, *Juglans sieboldianiformis*.

Здесь В.П. Никитин (1989) определил состав флоры двух уровней – более ранней и более поздней, но из-за сложности строения свиты пока нельзя определить связь их с отдельными слоями и пачками. По его заключению, в составе флоры присутствуют еще некоторые элементы из тавдинской и атлымской свит, однако возрастная диагностика обеспечивается рядом новых видов, расцвет которых приходится на поздний олигоцен. Интересно отметить, что некоторые растения, по мнению В.П. Никитина, были предками современных. На основании данных по флоре новомихайловскую свиту палинологи относят к раннему–среднему олигоцену.

Туртасская свита (верхний олигоцен) представлена глинами алевролитистыми и алевролитами с хорошо выраженной тонкой горизонтально-перистой слоистостью, характерной для мелководных частей озерных бассейнов и дельт. Наличие глауконита и сидерита дало основание А.В. Кривенцову считать отложения прибрежно-морскими. Однако, как показали исследования Е.В. Шумиловой, глауконит здесь не является первичным образованием.

Отложения Туртасского озера-моря залегают неширокой полосой вдоль линии максимальной трансгрессии и обособлены в журавскую свиту. Возрастным аналогом туртасской и журавской свит является лагернотомская свита, представленная песками серыми мелкозернистыми с прослоями глин. Мощность осадков небольшая и составляет в скв. К-37 (инт. 65–40 м) и скв. 4 (инт. 55–6 м) до 40–50 м.

Корреляция отложений туртасской, журавской, лагернотомской свит проводится по данным палинологии. Для всех свит установ-

лен палинокомплекс с *Fagus grandifoliiformis* – *Quercus sibirica*, *Castanea*. По сравнению с новомихайловской свитой здесь возрастает количество пыльцы субтропических растений. Отмечено чрезвычайное богатство состава пыльцы семейства Pinaceae (Волкова, Панова, 1964, 1975). В скважинах 4 и К-37 в туртасской свите (по И.А. Кульковой) постоянно присутствуют травы и водно-болотные растения – *Sparganium*, *Potamogeton*, *Trapa*. Палинокомплекс с *Fagus grandifoliiformis* характерен для всей территории Западной Сибири. Таким образом, для континентальных отложений палеогена установлены три палинокомплекса. Выявление их особенностей способствовало расчленению сложных по литологии и фациям и разных по стратиграфической полноте разрезов сероцветной формации олигоцена на дробные местные стратона. Их разделение основано на различном содержании пыльцы Pinaceae и Taxodiaceae, широколиственных и мелколиственных термофильных и травянисто-кустарниковых растений.

С олигоценом связано широкое распространение тургайской флоры на всю равнину. Рубеж наиболее резкой смены комплексов здесь, как и в других фациальных районах, относится на конец эоцена–начало олигоцена, где происходит смена морского режима континентальным. Дискуссионными по-прежнему остаются объем и возраст тавдинского горизонта.

Омско-Кулундинский район

В схеме этот район подразделяется на Ишимский, Барабинский и Кулундинский подрайоны. Здесь также описаны морские отложения палеоцена и эоцена и достаточно полно представлен олигоцен. В этом районе остро стоит вопрос о границе мела и палеогена. Фрагментарно распространены отложения талицкого горизонта, нет ясных представлений об условиях его залегания: то ли осадки палеоцена залегают на морской ганьковской свите, то ли на континентальной – сымской. К сожалению, мы не располагаем геологическим материалом и не смогли проанализировать палинокомплексы. Практически в Ишимском и Барабинском подрайонах почти отсутствуют осадки палеоцена. Орловские пески с пыльцой *Triporopollenites robustus* – *Ulmoideipites* мощностью до 40 м развиты не повсеместно и недостаточно изучены.

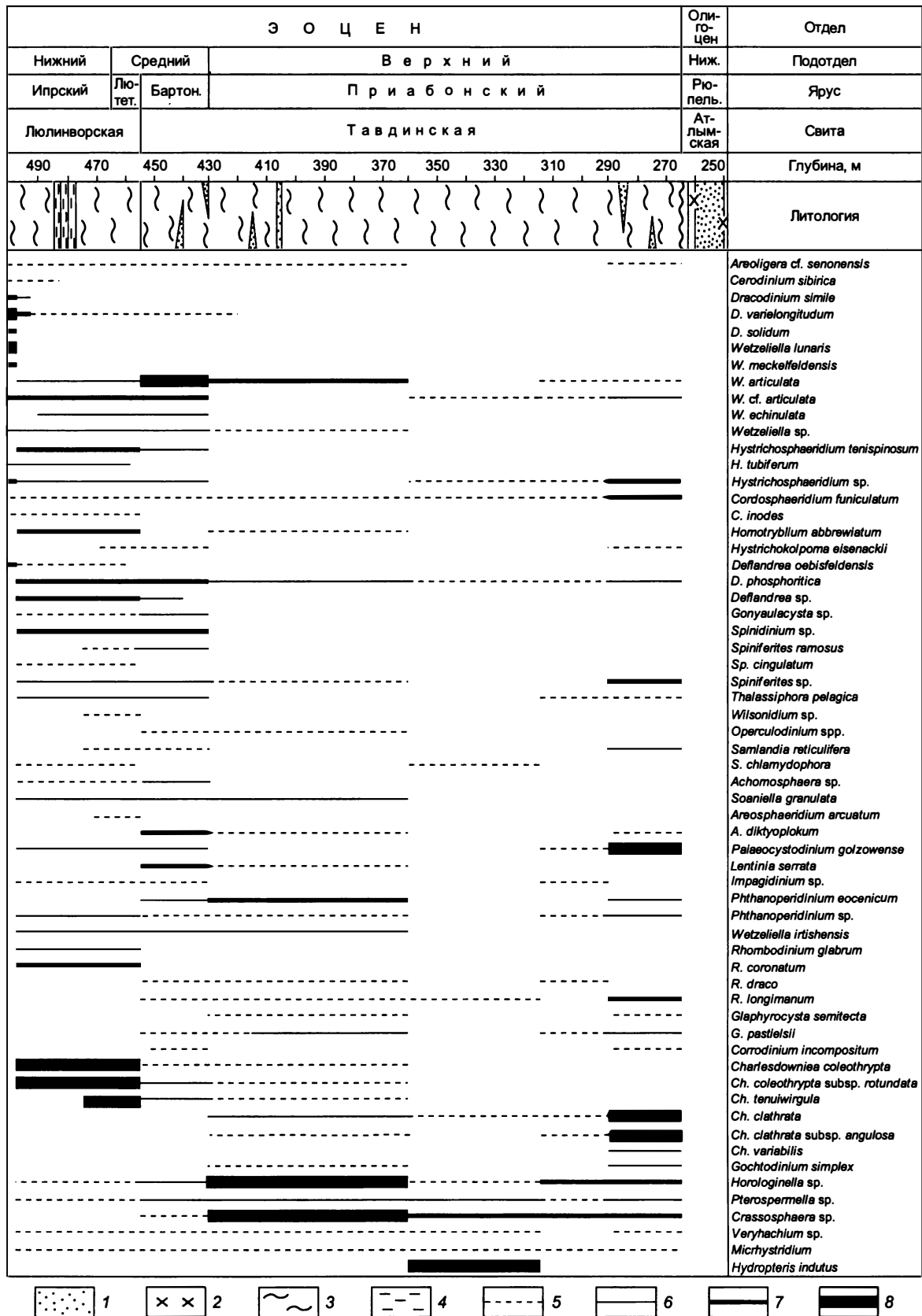


Рис. 11. Распространение диноцист в разрезе скв. 011-БП (с. Ачаир, Омская область):

1 – пески; 2 – растительный детрит; 3 – жирные глины; 4 – алевриты глинистые. Содержание диноцист: 5 – спорадически, 6 – постоянно, 7 – значительно, 8 – много.

Общая шкала					Зональная шкала по диноцистам (Германия, Парижский бассейн, Дания)	Зоны по диноцистам, скв. 011-БП	Слои с палинофлорой	Свита	
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	(Martini, 1971)					
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен	Нижний	Рюпельский	NP21	Phthanoperidinium amoenum	Не установлены	<i>Carya spackmania</i> , Pinaceae	Атлымская	
				Верхний	Приабонский	NP20/19	Kisselovia (Charlesdowniea) clathrata angulosa	Charlesdowniea clathrata angulosa	<i>Quercus gracilis</i> , <i>Q. graciliformis</i>
	NP18	<i>Hydropteris indutus</i>							
	NP17	<i>Quercus gracilis</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Nyssa crassa</i>							
	Средний	Бартонский	Лютетский	NP16	Rhombodinium porosum	Rhombodinium draco, Areosphaeridium dikt oplokum	Не установлены	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Quercus gracilis</i>	
				NP15	Rhombodinium intermedium, Areosphaeridium diktyoplokum				
				NP14	Systematophora placacanta				
				NP13	Wetzeliiella articulata, K. (Ch.) fasciata				
	Нижний	Ипрский	Лютетский	NP12	Kisselovia (Ch.) coleothypta rotundata, K. (Ch.) coleothypta	Charlesdowniea coleothypta rotundata, Ch. coleothypta	Не установлены	<i>Araliaceoipollenites euphorii</i> , <i>Sapotaceoidaepollenites manifestus</i> , <i>Pompeckjoidaepollenites subhercinicus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>	Люлинворская
				NP11					
				NP10					
				NP10				Dracodinium varielongitudum, D. simile, Wetzeliiella meckeffeldensis, W. astra	

Рис. 12. Распределение диноцист и пыльцы в скв. 011-БП (люлинворская и тавдинская свиты).

Не удалось вновь исследовать диноцисты и палинокомплексы из глин люлинворской свиты. Лишь только в 2000 г. была получена характеристика по микрофитофоссилиям по скв. 011-БП, расположенной вблизи Омска. Из этой скважины И.А. Кульковой были изучены диноцисты из люлинворской и тавдинской свит (рис. 11, 12) и одновременно споры и пыльца, что позволило установить последовательность слоев с палинофлорой (см. рис. 12).

В этом районе мы также располагали керном еще из четырех скважин. Две из них расположены на юге Западной Сибири (скважины N-1, 14, Венгеровский район Новосибирской области) и две на границе с Северным Казахстаном (скважины 12, 13). Наиболее полный разрез представлен в скважинах 14 и 17, где вскрыты осадки морского эоцена (чеганская свита) и континентального палеогена.

Верхний эоцен. Чеганская (тавдинская) свита в скв. 14 вскрыта в инт. 350–302 м, в скв. 12 (рис. 13) – в инт. 140–138 м. Отложения представлены оливково-зеленоватыми жирными горизонтально-слоистыми глинами (Волкова, Кулькова, 1980).

Корреляция зеленых глин в скважинах проведена по данным палинологии. Из глин установлен палинокомплекс, в котором преобладает пыльца покрытосеменных растений и доминантной группой является трехбороздная пыльца *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites* spp. К субдоминантам относится пыльца трехбороздно-поровая – *Tricolporopollenites cingulum*, *Castanea crenataeformis*, *Castanopsis pseudocingulum*, среди хвойных Pinaceae, Taxodiaceae. Этому комплексу всегда сопутствует пыльца *Nyssa crassa*, *Corylopsis*

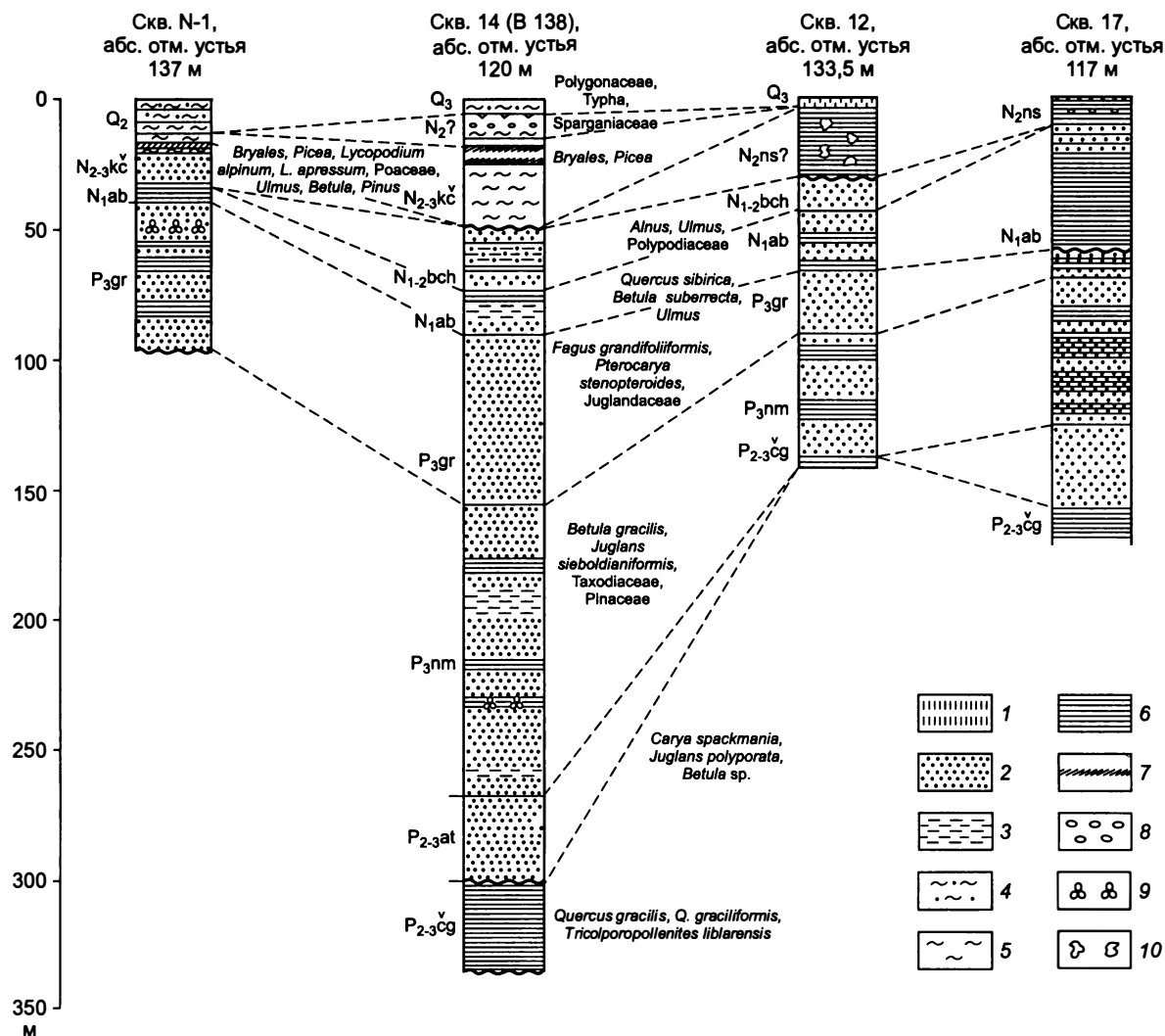


Рис. 13. Сопоставление палеогеновых и неогеновых отложений по палинологическим данным:

1 – лессовидные суглинки и супеси; 2 – алеврит; 3 – супесь; 4 – суглинок с прослоями алеврита; 5 – суглинок; 6 – глина; 7 – почва; 8 – галька; 9 – растительные остатки; 10 – мергельные конкреции. Свиты: çg – чеганская; gr – журавская; bch – бещеульская; ns – новостаничная; kc – кочковская. Остальные см. рис. 6, 9.

sp., *Liquidambar* sp., *Carya* sp., *Juglans poly-porata*, *Corylus*, *Alnus*, *Trudopollis pompeckii*. Пыльца *Pistillipollenites gregorii*, *Reevesia* sp. отмечена спорадически. Спор мало, это – *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Cyathea*.

Характерной особенностью комплекса является присутствие планктона *Hystri-chosphaeridium*, *Deflandrea*, *Melosira*, *Cras-sophaera*, *Trochlearia crassa*. Подобный комп-лекс установлен в скв. 17 (инт. 161,8–158,0 м) в Северном Казахстане. Он состоит из серо-вато-зеленых плотных глин с присыпками, линзами и гнездами светло-серого алеврита, с редкими включениями пирита. Комплекс пыльцы и спор юга Западной Сибири *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* коррелирует с пали-

нозой из верхнетавдинской подсвиты Цент-рального района и палинозой *Quercus gra-cilis* – *Juglans poly-porata* чеганского горизонта Тургайской равнины (Бойцова, Панова, 1973), Северного Устьурта и Северного Приаралья. Палинологические данные позволяют заклю-чить, что флоры Северной Барабы и Северного Казахстана сходны. В настоящее время возраст этого комплекса по данным диноцист уточнен и его так же, как и в Центральном районе, следует рекомендовать для верхнего эоцена.

Континентальный палеоген представлен осадками нижнего и верхнего олигоцена.

Нижний олигоцен. Осадки вскрыты в скв. 14 (инт. 300,0–167,8 м) и в скв. 17 (инт. 158–126 м) и представлены речными

светло-серыми алевритами с тонкими прослойками алевритовой глины. Они залегают с резким размывом на верхнеэоценовых глинах. Речные отложения содержат споры и пыльцу. Руководящими видами в комплексе являются *Carya spackmania*, *Juglans polyporata*, *Betula gracilis*. Господствуют виды Juglandaceae (*Carya spackmania*, *Juglans sieboldianiformis*, *J. polyporata*, *Pterocarya* sp.), Betulaceae (*Betula gracilis*, *Carpinus perfectus*, *Corylus*, *Alnus*), Pinaceae и Taxodiaceae. Субдоминанты – *Quercus*, *Tilia*, *Rhus*, сопутствующие *Quercus gracilis*, *Ulmus*, *Liquidambar*. Этот комплекс сходен с комплексом из атлымского горизонта центральной и северной частей Западной Сибири. В связи с этим он является руководящим и для нижнего олигоцена Северной Барабы и Кулунды (атлымский горизонт).

Выше по разрезу (на речных песках) залегают озерные и озерно-болотные отложения. Они вскрыты в скв. 14 (инт. 267,8–185,0 м), в скважинах 12 и 17 в интервалах 138–91 и 126–70 м соответственно. Мощность осадков колеблется от 110 до 30–18 м, постепенно убывая в сторону Казахского щита. В Северной Барабе (скв. 14) отложения представлены глинами буровато-серыми с прослойками бурого угля. В нижней части разреза глинистой толщине преобладают голубовато-серые тона. Ближе к Казахстану (скважины 12, 17) осадки состоят из алевритовых коричневатобурых тонкослоистых глин. В сухом состоянии порода распадается на тонкие плитки. На плоскостях наслоения имеются включения тонкого растительного детрита.

Корреляция отложений между скважинами проведена по палинологическим данным (см. рис. 13). В палинокомплексе из глин в равных количествах представлена пыльца голо- и покрытосеменных растений. В группе последних господствуют представители семейств Juglandaceae и Betulaceae – *Juglans sieboldianiformis*, *J. polyporata*, *Pterocarya stenopteroides*, *Carya* sp., *Betula gracilis*, *Betula* sp., *Corylus sibirica*. Постоянно присутствует *Nyssa*, *Tilia*, *Rhus*, *Sterculia*. Характерно появление пыльцы *Quercus sibirica*, *Fagus grandifoliiformis*. В качестве коррелятивных таксонов в этом палинокомплексе следует принять *Betula gracilis* и *Juglans sieboldianiformis*. Группа хвойных богато представлена семействами Pinaceae и Taxodiaceae. Спор мало, они принадлежат Polypodiaceae, *Osmunda*, *Sphagnum*, *Lycopodium*. Этот комплекс по

составу пыльцы близок к новомихайловскому Центрального района. Основными коррелятивными таксонами являются *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis* для районов юга Западной Сибири и Северного Казахстана. Это дает основание считать, что здесь распространены отложения нижнего олигоцена.

Верхний олигоцен. Отложения вскрыты в Северной Барабе, в скв. 14 (инт. 155–90 м), в скважинах 12, 17 в интервалах 92–66 и 70–57 м соответственно. Мощность осадков достигает 50–60 м, уменьшаясь в сторону Казахстана до 13–20 м. Отложения с резким размывом залегают на подстилающих нижнеолигоценых образованиях.

В скв. 14 отложения представлены серым горизонтально-слоистым песком с подчиненными прослоями алеврита и алевритовой глины. В толще встречены зерна вивианита. В составе палинокомплекса хорошо представлена пыльца покрытосеменных и хвойных. Из покрытосеменных доминирует по-прежнему пыльца Juglandaceae и Betulaceae (*Pterocarya stenopteroides*, *Carya glabraeformis*). Возрастает роль пыльцы Fagaceae (*Castanea* sp., *Fagus grandifoliiformis*, *Castanopsis*) и Ulmaceae (*Ulmus crassa*, *Ulmus* sp.). Постоянно присутствует пыльца трав, особенно водно-болотных – *Trapa*, *Sparganium*, *Polygonum persicarya*. Пыльца хвойных разнообразна. Доминируют Taxodiaceae и Pinaceae – различные виды *Pinus* sp., *Tsuga torulosa* Trav., *T. crispa* Zakl., *Cedrus*. Спор мало, качественный состав их не изменился.

Близкий палинокомплекс установлен для отложений из скважин 12, 17, представленных зеленовато-серым глинистым алевритом, переходящим в нижней части разреза в зеленовато-серую глину. Отложения имеют своеобразную перемежающуюся слоистость. Чередуются горизонтально-слоистые и косослоистые алевриты. Для всей толщи характерно присутствие присыпок светло-серого алеврита и мелкозернистого кварцевого песка. По текстурным особенностям толща аналогична туртасской свите низовьев Иртыша. Здесь господствует пыльца покрытосеменных растений. Особенно возрастает значение семейства Fagaceae и пыльцы трав. Появляются новые виды *Quercus* (*Q. sibirica*, *Q. alnifoliiformis*), *Castanea*. Характерны *Fagus grandifoliiformis* и *Ulmus*. Среди разнообразных хвойных выделяются Taxodiaceae, различные виды *Pinus*, *Tsuga*, *Ephedra*, *Abies*, *Picea*. Этот палиноком-

плекс типичен для верхнего олигоцена туртасской свиты, которому в Северной Барабе соответствует журавская свита. От северного варианта отложений он отличается большим количеством и разнообразием пыльцы *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans* (Волкова, Кулькова, 1980).

В отложениях туртасской свиты из разрезов скважин на юге Западной Сибири (скв. 14, В-138), на границе Северного Казахстана (скв. 12, 17), затем у с. Надцы на Иртыше и у Лагерного Сада в г. Томске, кроме пыльцы и спор содержится большое количество спикул губок, диатомей и конъюгат. Последние выявлены и описаны из этих разрезов впервые. Они представляют собой зеленые водоросли, у которых вегетативные и репродуктивные клетки имеют микроскопические размеры и органическую оболочку, близкую по составу к спорополленину. Среди конъюгат чаще всего встречаются *Planctonites* spp., *Tetrapidites*, *Trochlearia*, *Ovoidites*. Некоторые формы определены до вида – *Ovoidites emarginatus* Lumb., *O. ligneolus* (R. Pot.), *Tetrapidites delicatus* Lumb., *Trochlearia crassa* Lumb. Видовое разнообразие *Ovoidites* увеличивается с середины олигоцена. Конъюгаты живут в пресных водах, предпочитая мелкие, хорошо прогреваемые водоемы, иногда встречаются в солоноватых водоемах, эстуариях, прибрежных зонах морей при небольшой солености. Типично морских видов среди них нет. Сравнительный анализ, выполненный К.А. Любомировой, морфотипов конъюгат современных и встречающихся в разрезах палеоген-неогеновых отложений Западной Сибири, Южного Урала и некоторых других регионов бывшего СССР, показал, что в начале становления континентального режима

на территории Западной Сибири в конце эоцена–раннем олигоцене участие и разнообразие конъюгат невелико. Позже, во время формирования туртасской свиты, когда Западная Сибирь представляла собой равнину с наиболее развитой речной сетью и большими озерами, типа Туртасского озера-моря, количество и разнообразие конъюгат возрастают. Таким образом, эта группа альгофоссилий имеет большое значение и может быть использована в палеогеографии как прямой показатель условий осадконакопления и для биостратиграфии континентальных толщ.

Следует отметить, что строение континентального палеогена в этом районе сходно с характером осадков других фациальных районов. Это указывает на развитие обширного озерного бассейна, занимающего почти всю центральную часть Ханты-Мансийской впадины. Наибольшие мощности осадков зафиксированы в приуральской и центральной частях равнины. В восточном и южном направлениях, в сторону береговой части бассейна, мощность их уменьшается. Несмотря на большие размеры бассейна, озеро-море было пресноводным. Остатки морских организмов не обнаружены. В основу корреляции морского и континентального палеогена положены в этом районе только палинокомплексы. К проблемным вопросам относятся: выявление динозон для палеоценовых и эоценовых отложений, их границ, распространение и сопоставление с динозонами других фациальных районов. Не решены проведение границы мела и палеогена, возраст и соотношение орловских песков и талицкой свиты и расчленение вышележащих эоценовых отложений люлинворской свиты.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Талицкий горизонт включает в себя морские (талицкая свита), прибрежно-морские и континентальные (тибейсалинская, парабельская свиты) отложения.

Талицкая свита на большей части Западно-Сибирской плиты сложена морскими темно-серыми или почти черными, иногда опоквидными глинами. По литологическому составу она подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена глинами серыми и темно-серыми в различной степени

опоквидными, иногда аргиллитоподобными с присыпками, реже прослойками зеленовато-серого алевритового материала, содержание которого возрастает снизу вверх по разрезу. Глины массивные, с неровным изломом, существенно монтмориллонитовые с примесью хлоритов и гидрослюд. Порода сложена мельчайшими чешуйками глинисто-слюдистых минералов с микрослойчатой структурой основной массы и полуугловатыми обломочками алевритовой размерности (10–15 %), кварца,

полевых шпатов, чешуек хлорита от 0,02–0,04 до 0,08 мм и редкими зернами глауконита. Глинистая масса насыщена углистым веществом в виде сгустков и тонкорассеянных включений.

В центральных и северо-восточных частях территории в основании нижней подсвиты прослеживается “кремнистый горизонт”, сложенный прослоями опоковидных глин. Основная масса глин состоит из бурых глинистых минералов волокнистого и чешуйчатого строения, нередко однонаправленно ориентированных с микрослойчатой структурой основной массы. Кластический материал обычно алевритовой размерности, распределен в породе неравномерно, представлен кварцем, глауконитом, реже полевым шпатом. Опаловое вещество (от 10–20 до 25–30 %) в виде округлых глобулей органогенного происхождения, содержание которого возрастает в нижней части разреза. Из аксессуарных минералов присутствуют рудные, эпидот, турмалин, сфен, гранат, апатит.

Верхняя подсвита (50–130 м) сложена пластичными темно-серыми глинами с мелкими линзами алевритов и кварцево-глауконитовых песков, количество которых возрастает как вверх по разрезу, так и в восточном направлении. В ряде разрезов по восточному обрамлению Центрального района близ кровли фиксируется пачка коричневато-серых глин, алевритов и песчаников мощностью 20–30 м. Песчаники и алевриты кварцево-глауконитовые и кварцево-полевошпатовые с глинистым и глинисто-опаловым цементом базального типа. Основная масса тяжелой фракции (до 80 %) – аутигенный пирит. Присутствуют ильменит (магнетит), циркон, турмалин, гранат, рутил и другие, в основном устойчивые минералы.

Граница между верхней и нижней подсвитами талицкой свиты литологически четко не выражена. По данным рентгеноструктурного анализа в месте их перехода (в инт. 8–5 м) содержание минералов группы монтмориллонита растет сверху вниз (от 40 до 60 %) и уменьшается количество глинистых хлоритов и гидрослюд (от 60–50 до 30 %).

На востоке Среднего Приобья в морских глинах талицкой свиты содержание пелитовой фракции составляет 94–98 %, алевритовой – 1–6 %, псаммитовой – доли процента. Легкая фракция сложена пегниогенным опалом. Зерна его неправильной формы, бурова-

тые, полупрозрачные, часто загрязненные глинистыми частицами. Кластический материал состоит из единичных зерен кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых пород. Встречаются округлые зерна зеленого глауконита. Тяжелая фракция представлена аутигенным пиритом (70–90 %), который наблюдается в виде округлых зерен и их стяжений, реже включений неправильной формы. Кроме того, присутствуют (%): ильменит (1,0–6,5), циркон (0,6–1,5), нерудные непрозрачные минералы (0,3–1,5), зеленая роговая обманка (до 1,7), иногда единичные зерна апатита, силлиманита, андалузита, ставролита, моноклинных пироксенов, анатаза, рутила, граната. Отмечаются лимонит (3–5 %), сидерит (0,7–2,8 %), глауконит.

В восточной части, в зоне перехода морских в прибрежно-морские фации, происходит опесчанивание глинистых отложений и существенное изменение их минерального состава. Здесь в легкой фракции преобладают глауконит (0,2–54,2 %) и пегниогенный опал (до 10,7 %). В небольшом количестве (до 2 %) отмечается органогенный опал, кластический материал – в основном кварц (35,9–85,5 %). Органогенный опал – псевдоморфозы по радиоляриям и спикулам губок. Кварц представлен бесцветными зернами неправильной формы, полуугловатыми и полуокатанными, иногда с включениями пузырьков газа. Глауконит зеленый, ярко- и буровато-зеленый в виде зерен изометричной, округлой, эллипсоидной и неправильной формы. Постоянно (6,3–26,0 %) встречаются угловатые и полуугловатые неправильной формы бесцветные и водяно-прозрачные, иногда частично выветрелые зерна полевых шпатов, листочки зеленой слюды (до 10,8 %), обломки кремнистых пород (0,2–7,9) и неопределимые выветрелые минералы (до 6,9 %). Отмечаются биотит (0,1–0,4 %), мусковит (0,2–3,2), хлорит (до 1,3) и хлоритизированные зерна (до 1,3 %).

Содержание тяжелой фракции возрастает до 6,9 %. В ее составе преобладают рудные: магнетит, ильменит (2,3–47,0) и пирит (13,1–88,0 %). Также отмечаются лимонит (0,1–0,8, редко до 8,2 %), нерудные непрозрачные минералы (0,4–7,1), циркон (0,8–6,8, иногда до 19,5), гранат (0,2–3,1), турмалин (0,2–5,7), анатаз (0,1–5,4), зеленая слюда (до 1,4), апатит (0,6–1,1), зеленая роговая обманка (0,1–7,4), минералы группы эпидота (0,2–16,1 %). Редко встречаются сидерит (0,1–1,0, иногда

до 11,2 %), рутил (до 0,8 %), сфен, шпинель, бурая роговая обманка, андалузит, единичные зерна хлорита, биотита и фосфорсодержащих минералов.

При переходе в зону опоквидных глин количество эпидота в тяжелой фракции сокращается, а отдельные прослои морских отложений содержат цирконокварцевый комплекс минералов. Западнее пос. Новый Васюган по всему разрезу кремнистой формации распространена цирконокремнистая ассоциация. Исчезновение эпидота и сокращение количества полевых шпатов объясняются деформацией состава обломочного материала в зоне осадконакопления. Поступавший с континента эпидот захоронялся в прибрежной зоне, не достигая центральных частей морского бассейна (Казанский, 1963). В песках и глинах встречаются стяжения сидерита, а в зоне перехода континентальных осадков в прибрежно-морские – хлориты. Для кремнистых отложений характерна ассоциация: монтмориллонит, каолинит, опал, тридимит, кристобалит, глауконит и сульфиды железа (мельниковит).

Прибрежно-морские и континентальные фации талицкого горизонта в Ямало-Тазовском и Приенисейском районах выделены в тибейсалинскую и парабельскую свиты.

Тибейсалинская свита отличается большей песчаностью. Она делится на две подсвиты. Нижняя подсвита – серые и темно-серые алевритистые слюдистые глины, иногда опоквидные, а верхняя – пески мелко- и среднезернистые полевошпатово-кварцевые, слабокаоилизированные, с растительными остатками. В скважине на р. Таз, в пос. Толька, нижняя часть разреза свиты (40 м) представлена преимущественно глинистыми темно-серыми алевритами, пески и глины имеют подчиненное значение. Верхняя часть (128 м) сложена серыми, темно- и зеленовато-серыми тонко-мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песками. По литолого-минералогическому признаку выделяются в разрезе три пачки пород. В верхней пачке (74–67 м) в минеральном составе преобладает сидерит (67–74 %), в средней (119–74 м) – повышенное содержание рудных непрозрачных минералов (50–80 %), а также циркона (4–8), граната (1,7–3,2), минералов метаморфических пород (до 3 %) и незначительное содержание зеленой роговой обманки. В нижней пачке (240–143 м) резко увеличивается количество зеленой роговой об-

манки. Общим для всего разреза является отсутствие или незначительное содержание пироксенов.

Парабельская свита в Приенисейском и Притомском районах сложена преимущественно песками, иногда глинами и песчаниками. Пески серые тонко-мелкозернистые, реже среднезернистые полевошпатово-кварцевые, глинистые, с растительными остатками. В редких случаях в песках отмечаются глауконит и маломощные прослои железистых песчаников.

В легкой фракции преобладают кварц (75 %), полевой шпат (22 %), присутствует глауконит. Карбонатность до 4 %. Выход тяжелой фракции в песках 1–3 %, содержание рудных минералов в среднем составляет 38 %, лейкоксена, циркона (5–6), эпидота (36), роговой обманки (11 %), аутигенных (%): сидерита (10), пирита (12).

В терригенной части парабельской свиты в бассейне р. Тым преобладает эпидотово-полевошпатовый комплекс минералов, возрастает количество зерен с игольчатыми включениями, а также отмечается кварц с призмами апатита и циркона.

Люлинворский горизонт – комплекс морских, прибрежно-морских и континентальных отложений, фациально сменяющих друг друга с запада на восток и включающих собственно люлинворскую, кусковскую и среднюю часть островновской свиты.

Люлинворская свита по литологическому составу подразделяется на три подсвиты.

Нижнелюлинворская подсвита (серовская свита) сложена опоками и опоквидными глинами. Опоки серые, темно-серые, плотные, сложены опаловым веществом с небольшой примесью глинистого материала. Текстура мелкопятнистая, отмечаются мелкие углестые включения. Основная масса породы состоит из аморфного опалового вещества (35–70 %) с примесью тонкорасеянного глинистого мелкочешуйчатого материала (5–30 %) и кластического материала алевритовой размерности (5–35 %). В минеральном составе основной массы доминирует опал, кристобалит-тридимитового типа, присутствуют кристобалит и кварц.

По данным рентгеноструктурного анализа фракция <0,01 мм (57,2 %) в большей части сложена опалом (45–100 %). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом (до 25 %) и гидрослюдой (до 20 %). Легкая фракция сложена плохоокатанными зернами

кварца (75–90) и реже полевыми шпатами (5–20 %), встречаются зерна глауконита, единичные створки диатомей и спикулы губок. Выход тяжелой фракции низкий (до 0,5 %), в ее составе преобладают пирит (15–45), магнетит, ильменит (8–15), гранат (5–10), эпидот (9–21), циркон (2–7), лейкоксен (4–11 %) и др. Характерно повышенное содержание апатита, составляющего нередко более 10 % (среднее 5,5).

По результатам химического анализа содержание общего кремнезема в опоках составляет 83–95 %, глинозема – 3,1–7,2 %. Роль других оксидов (Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O) незначительна, отмечается возрастание их количества вверх по разрезу.

Опоковидные глины плотные, светло-серые, легкие породы с раковистым изломом. По разрезу они приурочены преимущественно к верхней части подсвиты. По латерали с запада на восток происходит замещение опок опоковидными глинами, где участками отдельные разрезы подсвиты полностью сложены ими. Эти глины в отличие от опок, в которых слоистость, как правило, отсутствует или неясная, имеют обычно тонкую слоистость за счет послойного размещения алевритового материала.

В шлифах порода сложена буровато-желтым, опалово-глинистым материалом с преобладанием в основной массе монтмориллонита и гидрослюд. Обломочный материал алевритовой размерности (5–10 %) распределен в глинистой массе неравномерно в виде линзочек и гнездообразных скоплений и представлен в основном кварцем и реже полевым шпатом.

Среднелюлинворская подсвита (ирбитская свита) – диатомиты, реже диатомовые глины и глинистые диатомиты, желтовато-серые и серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком, обычно рыхлые, мучнистые, иногда уплотненные за счет глинисто-опалового цемента, легкие, с землистым или раковистым изломом. В шлифах порода почти полностью сложена створками диатомей, реже спикулами губок различной степени сохранности, замещенными опалом. Отдельные разности диатомей содержат значительную примесь глинистого тонкочешуйчатого материала, придающего породе слоистое строение. Встречаются мелкие (0,01–0,03 мм) угловатые обломочки кварца и единичные зерна глауконита. Содержание глинистых частиц колеблется от 20 до 50 % снизу вверх по разрезу. По данным рент-

геноструктурного анализа глинистая фракция представлена каолинитом (10–17 %), хлоритом (15–20), гидрослюдой (15–20) и монтмориллонитом (55–60 %).

Терригенная примесь алевритовой размерности состоит из легкой фракции кварца (55–75 %), полевых шпатов (5–15), органогенного опала (5–10), слюды (1–5 %). Отмечается повышенное содержание глауконита (5–20 %). В тяжелой фракции преобладают пирит (57 %), магнетит, ильменит (15), лейкоксен, титансодержащие (3,81), эпидот (5,7), циркон (1,9 %) и др.

Содержание аморфного кремнезема (по данным химического анализа) возрастает по разрезу подсвиты снизу вверх от 20 до 55 %. При этом общее содержание кремнекислоты уменьшается от 75–80 до 60 %. Количество глинозема в этом направлении постепенно возрастает от 10 до 14 % и выше. Другие гидроксиды составляют первые проценты.

По данным полуколичественного спектрального анализа в средней подсвите люлинворской свиты по сравнению с нижней возрастает содержание большинства химических компонентов: Zr, Y, Yb, Ba, Ni, Pb, Cr, Ti, Mn.

Верхнелюлинворская подсвита (нюрольская свита) представлена глинами серыми с зеленоватым оттенком и зеленовато-серыми опоковидными, тонкоплитчатыми с тонкими прослойками светло-серых слюдистых алевритов, иногда тонкозернистых кварцево-глауконитовых песков. По гранулометрическому составу они сложены фракциями (мм): <0,005–53 %; 0,005–0,05 – 44,5; >0,05 – 2,5 %. Легкая фракция – кварц (45–70 %), полевые шпаты (5–15), глауконит (10–20), органогенный опал (до 10 %), отмечаются слюды. В тяжелой фракции преобладает пирит (50–70 %), присутствуют магнетит-ильменит (10–20), эпидот (5–10), лейкоксен и титансодержащие (5–15), циркон (1,5–2,5), гранат (1,5 %).

В шлифах порода сложена глинистой изоморфной массой, в которой наблюдаются угловатые включения кварца, реже полевых шпатов алевритовой размерности (0,03–0,06 мм) и зерна зеленого глауконита (0,1–0,2 мм).

В разрезах подсвиты юга Тазовского полуострова (скв. 32, глубина 68 м), по данным рентгеноструктурного анализа, глинистая фракция представлена каолинитом (до 10 %), хлоритом (20), гидрослюдой (20) и монтмориллонитом (50 %). По всей территории За-

падно-Сибирской плиты содержание монтмориллонита в глинах изменяется от 45–50 до 65 %, достигая максимального в центральной (глубоководной) части морского бассейна (Среднее Приобье) и уменьшаясь в его периферийной части (Приуралье, приенисейская часть, юг Тазовского полуострова). В этом же направлении возрастает количество каолинита от 10–15 до 35 % и выше при стабильном содержании хлорита и гидрослюд.

По данным гранулометрического анализа глины со среднего течения р. Арка-Таб-Яха содержат фракции (мм): 1–0,25 – 1,9 %; 0,25–0,05 – 1,4; 0,05–0,01 – 14,2; 0,01–0,005 – 15,2; <0,005 – 67,3 %. Число пластичности – 45,2. Содержание в глинах (%): SiO₂ – 59,08, FeO – 0,51, Fe₂O₃ – 6,39, TiO₂ – 0,64, CaO – 0,30, MnO – 0,13, MgO – 2,59, Na₂O – 0,28, K₂O – 1,99, П.п.п – 9,08. Результаты испытаний глин в лаборатории Уренгойской нефтегазодобывающей экспедиции показали, что они имеют: удельный вес – 1,15–1,16 г/см³, вязкость – 24 с, водоотдачу – 11–16 см³/30, корочку – 2,5–3,0 мм, статическое напряжение сдвигу – 0, песок – 4–5 %, рН – 5 и могут применяться в качестве буровых растворов.

В восточной части Центрального района, около Нижневартовска и пос. Назино, в составе подбиты возрастает количество алевроитового материала (от 4 до 15 %). В легкой фракции на близком расстоянии содержание кварца увеличивается от 63 до 96 %, но уменьшается количество полевых шпатов от 33 до 5 %, глауконит сохраняется в пределах 2–11, хлорит – 12 %. В составе тяжелой фракции, содержание которой достигает участками 21,1 %, основным коррелятивным минералом является пирит-марказит, развитый по радиоляриям, имеющим форму шариков. Присутствуют также рудные минералы (43–63 %), представленные ильменитом, часто рутилизированным, и редкими зернами магнетита, а также лейкоксена (8–14), циркона (3–12), турмалина (0,7–8,5), граната (2,0–5,6), эпидота (0,3–6,8 %). На Тым-Вахском междуречье верхнелюлинворская подбита выходит непосредственно на поверхность, она сложена зеленоцветными глинами, песками и песчаниками, иногда с кварцевым гравием. Песчаники имеют псаммитовую структуру, цемент базальный карбонатный с примесью гидрослюд. В легкой фракции – глауконит (до 74 %), лептохлорит (до 74,4), кварц (15,2–88,8), полевые шпаты (1,6–7,5 %). Отмечают-

ся кварцит (0,4–0,9 %), слюда (0,8–0,9), гидрослюда (1,0–2,6), хлорит (0,9–3,0), неопределимые продукты выветривания (8,6–56,0 %). Постоянно присутствуют органические остатки (1,4–5,2 %) – спиккулы губок, радиолярии, фораминиферы.

Кусковская свита представлена переслаиванием глин и песков, песчаниками и песками. Глины темно-серые с сине-зеленым оттенком, плотные с линзами мелко- и средне-зернистых буровато-зеленых песков с включениями обуглившейся древесины и редкого мелкого гравия. Участками пески глауконитово-кварцевые и полевошпатово-кварцевые, в зоне перехода от морских фаций к континентальным с прослоями железистых песчаников и линзами мелкооолитовых гидрогетит-лептохлоритовых руд с содержанием Fe_{вал} до 30–50 %. По данным Е.В. Шумиловой, в породах постоянно встречаются глауконит (3–54 %), кварц (34,8–63,9), полевые шпаты: ортоклаз и микроклин (7,6–29,9 %), а также обломки кремнистых пород (1,3–10,5 %), мусковит (до 13) и зеленая слюдка (до 9 %). В составе тяжелой фракции преобладает ильменит (41–69 %), присутствуют нерудные непрозрачные минералы (до 27,2), циркон (до 11,2), зеленая роговая обманка (до 4,5), турмалин (до 5), минералы группы эпидота (0,1–22,0), сидерит (до 31,6 %), в небольшом количестве сфен, рутил, анатаз. С кусковской свитой в Томском Приобье связано Туганское месторождение титана и циркония. Продуктивная толща сложена тонко-мелкозернистыми песками (72,6 %) с примесью средне- (16,4) и крупнозернистых (7,4 %) в различной степени каолинизированных. Легкая фракция – кварц (75–90 %), каолинизированные полевые шпаты (10–15) и тонкий каолинит (5–20 %). Содержание ильменита изменяется от 10–15 до 60–80 кг/м³, циркона – от 2–3 до 15–20 кг/м³. В составе россыпи в результате обработки крупнообъемной пробы обнаружены около 200 алмазов с медианным диаметром 0,083 мм в виде многогранников и зерен неправильной формы. Кроме алмазов, присутствуют также муассанит, корунд, гранат, шпинель, дистен, бейделлит и другие минералы. По мнению Ю.А. Полканова, по физическим свойствам алмазы относятся к метаморфогенному типу и аналогичны россыпям Северного Казахстана и Украины.

Тавдинский горизонт включает в себя морскую, собственно тавдинскую свиту и кон-

тинентальные – юрковскую и верхнюю часть островновской свит.

Тавдинская свита сложена глинами зеленовато-серыми, иногда с голубоватым оттенком, плотными с плитчатой или листовато-чешуйчатой отдельностью, к плоскостям которых приурочены слойки, гнезда и линзочки мелко- и тонкозернистого кварцевого песка и мучнистого алеврита. В глинах этой свиты в отличие от верхнелюлинворской подсвиты существенно понижается содержание монтмориллонита (от 50–40 до 15 %) и повышается количество каолинита (от 20 до 50), хлорита (от 10 до 30) и гидрослюд (от 5 до 25 %).

Кластический материал в легкой фракции представлен в основном кварцем (60–95 %) и полевыми шпатами (5–30 %). Содержание слюд обычно не превышает 5–6 %. По сравнению с верхнелюлинворской подсвитой резко понижается содержание глауконита, количество которого не более 7,5–10,0 %. Выход тяжелой фракции колеблется от долей до 10 %. Значительная ее часть сложена аутигенным пиритом (до 40) и сидеритом (до 25 %). Рудные минералы – магнетит и ильменит – составляют 10–50 %, эпидот – 1,5–18, циркон – 1–6, сфен – до 5, апатит – до 5, лейкоксен – 3–15, гранат – до 6 % и др.

Общее содержание кремнекислоты уменьшается до 65–50 % и является минимальным для кайнозоя, в то время как количество глинозема возрастает до максимальных значений (14,5–20,0 %). Повышается роль гидроксидов железа (до 4–8) и марганца (до 0,2 %). Количество других оксидов по сравнению с верхнетавдинской подсвитой понижается и составляет (%): CaO – 0,2–1,4, MgO – 1,3–2,2, Na₂O – 0,5–1,0, MgO – 1,5–2,5, TiO₂ – 0,8–1,2, SO₃ – 0,3–1,7, P₂O₅ – до 0,3.

В восточной части Центрального района тавдинская свита сложена тонкослоистыми алевритистыми глинами с содержанием пелитовой фракции 78–91 %, алевритовой – 9–10, псаммитовой – до 2 %. Глинистые минералы – монтмориллонит и гидрослюда, значительно реже бейделлит. Карбонатность пород изменяется от 2 до 9 %. Крупные зерна представлены кварцем, пиритом, сидеритом.

В легкой фракции преобладают кварц (64–90 %), полевые шпаты (11–38), присутствуют хлорит (до 22) и глауконит (до 10 %), слюд мало. Зерна кварца угловатые, полуугловатые, бесцветные, часто с непрозрачными включениями. Полевые шпаты калиевые,

часто с микроклиновыми, реже с полисинтетическими двойниками.

Тяжелая фракция составляет от единичных зерен до 2 %, в ней доминируют пирит, ильменит, магнетит и минералы группы эпидота. Пирит (от единичных зерен до 93 %) образует зерна неправильной формы и округлые стяжения. Ильменит (0,9–65 %) представлен зернами неправильной формы, угловатыми, полуугловатыми и нередко полуокатанными и окатанными. Минералы группы эпидота (1–38 %) слагают зерна неправильной формы, полуугловатые и угловатые бесцветные, светло-зеленые, часто полупрозрачные. Характерно повышенное содержание циркона – от 1 до 13 % и более. В незначительном количестве присутствуют лимонит (до 6 %), нерудные непрозрачные минералы (0,8–11,0), гранат (до 4), рутил (до 2), зеленая роговая обманка (0,1–5,0 %). Редко встречаются брукит, сфен, тремолит, щелочная роговая обманка, моноклинные пироксены, слюды, хлоритоиды, андалузит, шпинель, хлорит, даллит-коллофанит.

Юрковская свита распространена в восточных и северных частях Западно-Сибирской плиты и представлена песчаными регрессивными фациями тавдинского моря. Пески бурые, буровато-серые мелко-, средне- и неравномерно-зернистые кварцево-полевошпатовые глинистые, часто слюдистые, иногда с гравием. Гранулометрический состав по фракциям (мм): <0,01 – 5,5–38,0 %; 0,01–0,1 – 3,0–33,5 %; 0,1–0,25 – 1,0–47,5 %; 0,25–0,5 – 5,5–87 %; 0,5–1,0 – 3,5–19,0 %; >1,0 – 1,0–17,3 %.

Легкая фракция представлена кварцем (56,5–97,1) и полевыми шпатами (1,3–35,5 %). Кварц образует зерна неправильной формы, полуугловатые и полуокатанные, бесцветные, с точечными непрозрачными включениями. Полевые шпаты неправильной формы, полуугловатые, бесцветные, частично выветрелые буровато-серые. Постоянно по всему разрезу встречаются выветрелые неопределимые минералы (0,3–2,2 %), зеленая слюда (0,3–4,6) и обломки кремнистых пород (0,6–3,3 %). В отдельных образцах отмечаются биотит, мусковит, хлорит, хлоритизированные зерна. Из аутигенных минералов в незначительных количествах присутствуют глауконит (0,5–1,8 %), органогенный и пегнитогенный опалы.

Содержание тяжелой фракции колеблется от долей до 3,5 % и выше. В ее составе преобладают магнетит, ильменит (13,0–77,8 %), цир-

кон (1,1–6,3), минералы группы эпидота (4,2–13,8 %). Постоянно встречаются сидерит (0,1–4,7 %), лимонит (0,1–4,9), нерудные непрозрачные минералы (0,9–14,2), гранат (0,1–3,3), турмалин (до 0,9), зеленая роговая обманка (0,6–3,6), ставролит (до 2), дистен (0,1–2,9), зеленая слюда (до 1,3 %). В отдельных образцах отмечаются анатаз (до 13,6 %), брукит, апатит, силлиманит, глауконит, мусковит, пироксены, фосфорсодержащие минералы.

Из этого следует, что по сравнению с глинистыми морскими фациями в континентальных песчаных фациях увеличивается содержание ильменита, циркона, минералов группы эпидота, зеленой роговой обманки и значительно уменьшается количество пирита в тяжелой фракции, глауконита и опала – в легкой.

В Бийско-Барнаульской впадине в эоцене преобладало континентальное осадконакопление, где в условиях низменной озерно-аллювиальной равнины накапливались отложения верхней части островновской свиты.

Островновская свита в нижней части сложена мелко-, средне- и крупнозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками с мелкой галькой и гравием кремнистого состава, в верхней части – толщей белых, серых и черных (гумусированных) глин с растительными остатками и пластами лигнитов мощностью до 8 м.

Минеральный состав тяжелой фракции песков близок к меловым и представлен во фракции 0,5–0,25 мм ильменитом – 56,8 % (среднее содержание), цирконом – 7,5, лейкоксеном – 17,8, магнетитом – 1,2, эпидотом – 2,2, гранатом – 42 %. В более тонкой фракции (0,25–0,01 мм) содержание ильменита уменьшается до 19,4 %, а циркона и лейкоксена возрастает до 10,3 и 24,9 % соответственно. Здесь также преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы с коэффициентом устойчивости $> +2,5$.

Атлымский горизонт представлен одноименной свитой, залегающей практически повсеместно с размывом на отложениях тавдинского горизонта, что определяет специфичность ее литолого-минерального состава. Она сложена мелко-, средне- и разнозернистыми песками с преобладанием фракции 0,25–0,1 мм, которая составляет 60–70 %. Отмечаются редкие прослойки алевритистых глин и лигнитов. Крупнообломочный материал концентрируется в базальном горизонте или образу-

ет линзообразные скопления по разрезу. По данным литолого-минералогического анализа содержание пелитового материала в песках невысокое (не более 23 %). Глинистые минералы – каолинит и гидрослюда. Карбонатность пород низкая (1,7 %).

Легкая фракция песков сложена кварцем (74–97) и полевыми шпатами (2–25 %). Постоянно в долях процента присутствуют биотит, мусковит, зеленая слюда. Изредка отмечаются хлорит и хлоритизированные обломки. Выветрелые обломки и обломки кремнистых пород встречаются в небольших количествах. Тяжелая фракция составляет обычно 0,2–1,5 %, иногда возрастает до 4–5 и даже до 6,4 %. Основным минералом этой фракции является ильменит (26–70 %). Постоянно лейкоксен (4–14 %), циркон (6–13), эпидот (0,6–21), апатит (до 4,4 %). Зерна ильменита полуугловатые, угловатые, нередко полуокатанные и окатанные. Минералы группы эпидота представлены зернами неправильной, изометрической и призматической формы, бесцветными, светло-зелеными, редко салатно-зелеными. Все прочие минералы имеют подчиненное значение – лимонит (0,1–2,0 %), гранат (1–6), рутил (0,1–1,4), анатаз (0,2–2,0), апатит (до 6), зеленая роговая обманка (0,1–1,0 %). В долях процента присутствуют турмалин, ставролит, дистен, силлиманит, шпинель, иногда корунд, андалузит, слюда, моноклинные пироксены, щелочная роговая обманка, тремолит, сфен, брукит, пирит.

Литолого-минералогическая граница между тавдинской и атлымской свитами четкая. В песках последней совершенно отсутствуют глауконит и хлорит, характерные для тавдинской свиты. Содержание эпидота, апатита, дистена в песках атлымской свиты существенно выше, чем в нижележащей толще, так же как и концентрация ильменита, циркона и других устойчивых минералов.

Новомихайловский горизонт включает в себя разнофациальные отложения: озерные, болотные, аллювиальные. По литолого-минералогическим особенностям в аллювиальных фациях наблюдается наиболее высокое содержание устойчивых минералов в тяжелой фракции, в частности, ильменита, лейкоксена, циркона, а эпидота и роговой обманки значительно выше в озерно-болотных и озерно-аллювиальных осадках. В легкой фракции наиболее высокие содержания кварца отмечаются

в аллювиальных песках по сравнению с озерными и глинистыми озерно-болотными отложениями, где более высокие содержания полевых шпатов, хлорита и других минералов.

Верхнюю границу атлымской свиты можно четко отделить от новомихайловской по меньшему содержанию в тяжелой фракции эпидота, роговой обманки и полевых шпатов и по более высокому – ильменита, магнетита, циркона и кварца. В новомихайловской свите постоянно присутствуют сидерит и хлорит, в атлымской они отсутствуют.

Куртамышская свита выделена в Восточном Приуралье, где разрез новомихайловской свиты сильно опесчанивается и не отличается от атлымской, и представлена олигомиктовыми песками тонко-мелкозернистыми, слабопылеватыми, слюдистыми с прослоями алевритов, глин, лигнитизированных растительных остатков. В составе песков преобладает фракция 0,25–0,1 мм (70–75 %). Содержание кварца колеблется в пределах 85–95 %, полевого шпата – 5–10, обломков горных пород – 1,0–2,5, растительных остатков – до 6 %. Выход тяжелой фракции 5,6–6,6 %. Доминируют минералы группы магнетита-ильменита (60–70 %), постоянно присутствуют лейкоксен-титанистые минералы (6–8), пирит (1,5–2,5), циркон (7–9) и рутил (1–2 %). По сравнению с песками атлымской свиты отмечается некоторое понижение содержания амфиболов (до 0,5–1,0 %), граната (до 1–2), эпидота (до 2,5–4,5 %).

В разрезе куртамышской свиты, при общем преобладании песков, установлены прослои алевритистых глин. В составе фракции 0,05–0,01 мм – кварц (51 %) и полевой шпат (22 %). Выход тяжелой фракции в алевритово-глинистой разности составляет 1 %. Содержание магнетита-ильменита – до 27 %, циркона – до 3,4, рутила – до 0,5, пирита – до 1 (ниже чем в песках), но несколько повышенное содержание граната (до 2,4), эпидота (до 7,5), амфиболов (до 1,7 %). Кроме того, присутствуют лимонит (до 8,4 %), сидерит (до 12) и слюда (до 1,7 %). Глинистая часть (по данным рентгеноструктурного анализа) в среднем сложена каолинитом (38 %), хлоритом (29), гидрослюдами (15), монтмориллонитом (18 %).

Журавский (туртасский) горизонт представлен озерными (морскими), прибрежными фациями (туртасская свита) и континентальными (лагернотомская и, частично, корликовская толща).

Туртасская свита – это монотонная толща тонкослоистых алевритистых глин и зеленых, зеленовато-серых алевритов с маломощными прослоями полевошпатово-кварцевых глауконитовых песков. Содержание пелитового материала в глинах колеблется от 19 до 46 %, алевритового – от 53 до 81, псаммитового – не превышает обычно 1 %. Карбонатность пород изменяется от 8 до 12 %.

Легкая фракция – кварц (41–83 %), полевые шпаты (4,6–37) и слюда (1,2–5,4 %). Кроме того, присутствуют хлорит (3–15 %), кремнистые спиккулы губок и глауконит. Содержание последнего колеблется в широких пределах (от 2,4 до 74 %), составляя в большинстве разрезов от 1 до 7,0–9,8 %. Минеральные зерна слабо корродированы. В тяжелой фракции преобладают рудные (7,7–72 %), минералы группы эпидота (2,5–37), лейкоксен (1–23), циркон (1–11 %). Постоянно присутствует сидерит (от 2 до 69 %). В восточной части Центрального фациального района резко уменьшается содержание эпидота и появляется амфибол, а также турмалин, дистен, ставролит.

Наибольшие концентрации ильменита и циркона при минимальном содержании сидерита отмечаются в нижней части туртасской свиты, выделяемой некоторыми исследователями в нижнетуртасскую подсвиту, с которой связано Тарское месторождение ильменита и циркона. Продуктивный горизонт сложен мелко-тонкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками с редкими линзовидными прослоями (0,5–7,5 м) разнозернистых песков с кремнистой галькой и гравием. Рудные минералы приурочены преимущественно к фракции 0,1–0,25 мм и представлены ильменитом – от 5–10 до 80 кг/м³, цирконом – от 1 до 12–15, лейкоксеном и рутилом – до 6–8 кг/м³. Отмечается сходство Тарской россыпи с таковыми типа Заячьей в Павлодарском Прииртышье, что свидетельствует, вероятно, об их едином источнике – Северо-Восточном Казахстане.

Повышенные содержания рудных минералов, титана и циркона отмечены также в регрессивных фациях журавского горизонта в юго-восточных и южных районах Западно-Сибирской плиты. В районе Ордынского Приобья россыпь приурочена к горизонту мелко-тонкозернистых песков, залегающих на глубинах 153,7–148,2 м в верхней части разреза туртасской свиты. Пески сложены кварцем (69–80) и полевыми шпатами (15–20 %) с

примесью слюд и глауконита. Тяжелая фракция сосредоточена преимущественно во фракциях 0,1–0,05 мм и представлена ильменитом (69–78 %), а также цирконом, лейкоксеном и рутилом. В последние годы в составе россыпи обнаружены мелкие кристаллики алмазов метаморфогенного типа.

Лагернотомская свита сложена в верхней части глинами и алевритами с прослоями бурых углей, в нижней – преимущественно песками. Глины зеленоватые, коричневатые, иногда зеленовато-голубоватые каолинистовидные, обычно алевритистые с линзами и пластами бурых углей мощностью до 2,5 м и прослойками тонко-мелкозернистых песков, полевошпатово-кварцевых разнозернистых, преимущественно средне- и крупнозернистых, нередко с гравием кварца и окатышами глин. Вверх по разрезу размер фракции постепенно уменьшается, увеличивается их глинистость и слюдиность. Вся толща насыщена бурым растительным детритом.

В легкой фракции песков преобладают кварц (50–95), полевые шпаты (0,9–28,5 %). Отмечаются кварциты (до 4,8 %), слюды (до 3,5), гидрослюды (до 7), хлорит (до 4,8), неопределимые продукты выветривания (до 49 %). В тяжелой фракции рудные составляют 31,0–88,6 %, лейкоксен – до 38,8, эпидот-цоизит – 0,8–34,9, роговая обманка – 0,2–13,7, циркон – 0,8–6,0, иногда до 9,8–13,8, апатит – 0,2–2,5, гранат – до 9,4 (в отдельных пробах до 20), турмалин – до 9,4, пироксен – до 2,0, метаморфические минералы – до 5,8 (иногда до 10), сфен – 1,1, рутил – 3,2, хлорит – 1,3, анатаз, брукит – до 0,7, хромшпинелиды – до 0,5 %. Среди аутигенных – гидрогетит (0,2–27), сидерит (0,1–21), пирит (2,1–4,6 %).

Корликовская толща по литологическому составу сходна с вышеописанными. Это преимущественно пески светло-серые до белых разнозернистые, каолинизированные, с редкими прослойками каолиновых глин, иногда с кремнистой галькой и глинистыми окатышами. Минералогический анализ образцов из скважин, пробуренных в среднем течении р. Вах, показывает, что значительная часть легкой фракции представлена полевыми шпатами (38,3–76,9 %). Это ее отличает от осадков тавдинской (юрковской) свиты, где преобладает

кварц (от 18 до 58 %), обломки кремнистых пород составляют 0,3–10 %. Спорадически встречаются зеленые слюды и хлорит.

В тяжелой фракции преобладают рудные (магнетит и ильменит) – до 64,3–76,2 %, в значительных количествах присутствуют нерудные непрозрачные минералы – 1,7–15,7 %, циркон – 3,3–10, гранат – до 2,6, рутил, тремолит – до 3 %, шпинель, ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, турмалин – до 1,3 %.

В стратотипе, в бассейне р. Вах (обн. Белая Гора-1, 2 и др.), в песчаном разрезе корликовской толщи по минеральному составу выделяются два горизонта. Нижний отмечается повышенным содержанием эпидота, роговой обманки и тремолита и пониженным – рудных минералов. Верхний (в отличие от нижнего) характеризуется большим содержанием ильменита, циркона, титансодержащих минералов и силлиманита, что подтверждается спектральным анализом образцов из этой части разреза.

В пределах Бийско-Барнаульской впадины позднеолигоценовые осадки имеют континентальный генезис, они представлены глинами, алевритами, песками и песчано-гравийными отложениями. Последние встречаются преимущественно близ Горного Алтая. Характерная особенность отложений – их сильная фациальная изменчивость, тем не менее в них достаточно четко устанавливается ритмичное строение. В основании каждого ритма залегают пески или (в предгорной части) песчано-гравийно-галечные отложения, которые вверх по разрезу постепенно переходят в глины каолинист-гидрослюдистые черные и светло-серые, иногда темно-серые, гумусированные. Вблизи горных сооружений они красноцветные, нередко с горизонтами песка и гравия в основании.

В тяжелой фракции песков преобладают устойчивые минералы, в верхней части содержание их уменьшается, появляются промежуточно устойчивые (эпидот, сфен), что связывается с изменением климатической обстановки и усилением глубинной эрозии. В Бийско-Барнаульской впадине существовала озерно-речная система, основная водная артерия прослеживается по линии Бийск–Барнаул–Камень-на-Оби с притоками, стекавшими с Салаира и Алтая.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В результате изучения диноцист (Кулькова, 1994) была разработана зональная шкала морского палеогена Западной Сибири, создание которой было необходимо в связи с детализацией стратиграфии палеогена, проведения корреляции морских и континентальных осадков и разработкой легенд к геологическим картам. В ней заинтересованы также геологи-практики, занимающиеся различными вопросами в районах освоения нефтегазовых месторождений. Зональная шкала морского палеогена была создана И.А. Кульковой на основе исследования керн из скважин, обработанных в Институте геологии СО РАН (рис. 14). Она была пионером в области изучения диноцист Западно-Сибирского региона. Ею проведена корреляция сибирских динозон с зонами динофлагеллат южных районов бывшего Союза (Андреева-Григорович, 1991), где они исследовались вместе с нанопланктоном, показано сопоставление зональных подразделений палеогена Западной Сибири с ярусами Западной Европы. Рассмотрены возможности использования разных групп ископаемых органических остатков (радиолярий, диатомей, силикофлагеллат, спор, пыльцы, карпоидов) палеогена Западно-Сибирской равнины для биостратиграфического обоснования региональной шкалы. Уточнены границы биозон. Одновременно показано, что границы стратиграфических единиц не всегда совпадают в пределах одного яруса, иногда данные по всем видам фауны расходятся в отношении как объема зон, так и их количества. Особенно это относится к небольшим отрезкам времени, что обусловлено различными темпами эволюции тех или иных групп или различной их реакцией на изменения среды обитания. Кроме этих причин, большое значение имеют полнота геологической летописи и частота отбора материала. При корреляции палеонтологических данных важно также комплексное изучение отложений на содержание органических остатков из одних и тех же интервалов скважин и разрезов. К сожалению, выполнение этих требований не всегда возможно. Однако несмотря на ряд недостатков, зональное расчленение морского палеогена благодаря изучению диноцист надежно обосновано. В итоге из одних и тех же разрезов составлена региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений для пяти фа-

циальных районов. В унифицированную часть схемы вынесены зоны диноцист. Для палеоцена и эоцена их установлено одиннадцать (DP1–11). Показана корреляция динозон с нанопланктоновыми зонами. Одновременно с динозонами отработаны палинокомплексы и проведена их корреляция с другими органическими остатками. Палинологические данные способствовали также сопоставлению разрезов палеогена. Следует подчеркнуть, что только палеоген Западно-Сибирской равнины характеризуется наибольшей полнотой разреза и наличием морских отложений. В связи с этим разрезы данного региона выдвигаются в разряд эталонных для всей Северной Азии. Кроме того, МСК СССР от 29 января 1985 г. постановил принять предложение стратиграфической комиссии комитета по палеогеновой системе “О применении номенклатуры ярусных подразделений общей шкалы в практике стратиграфического деления палеоценовых и эоценовых отложений на территории Союза” (Решения..., 1983). На основании изложенного создание стратиграфической шкалы сибирского палеогена и увязка ее с общепринятой зональной шкалой приобретают особое значение. Далее кратко рассмотрим унифицированную и региональную части стратиграфической схемы Западно-Сибирской равнины.

Палеоцен

Нижний палеоцен. В общей шкале палеогеновой системы выделены отделы, подотделы и ярусы. Как уже отмечалось, в основу разработки зональной шкалы положен видовой состав диноцист. Основной единицей региональной шкалы являются горизонт, свита, слои с фауной и пылью. В состав нижнего палеоцена, согласно Международной общей шкале, включены два яруса – датский и зеландский. Первый ярус выделен в объеме трех нанопланктоновых зон NP1–3. С.Б. Шацкий (1989) в Западной Сибири к этому ярусу отнес отложения ганькинского горизонта с одноименной свитой. Обоснованность такого положения этим автором не рассматривалась. Вопрос о возрасте и объеме ганькинской свиты решить пока трудно, так как разрезы ее не изучены. В скважинах, исследованных на содержание диноцист, зона DP1 отсутствует. Не выявлена также нижняя граница распрос-

Общая шкала				Планктонные зоны (фораминиферы, нанопланктон)		РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ																	
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Berggren et al., 1995	Martini, 1971	Горизонт	Зоны по диноцистам (Кулькова, 1994)	Радиолярии (по Г.Э. Козловой, 1999)	(Глезер, 1991)		Споры и пыльца Зап.-Сиб. равнины (Панова, 1971; Кулькова, Волкова, 1997)	Карпология (Никитин, 1984, 1989)											
									Диатомеи	Силико-флагеллаты													
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен	Верхний	Хаттский	P ₂₂	NP25	Туртасский					<i>Fagus grandifoliiformis</i> – <i>Pterocarya stenopteroides</i>	<i>Azolla incerta</i> – <i>Capparidopsis aquilina</i> <i>Stratiotes inversus</i> – <i>Cleome prisca</i>											
				P ₂₁	NP24																		
				P ₂₀	NP23																		
				P ₁₉	NP22																		
				P ₁₈	NP21																		
				P ₁₆₋₁₇	NP20																		
		Нижний	Рюпель-ский	Атым-ский	Не установлены	P ₁₅	NP19	Тавдинский	Не установлены				<i>Quercus gracilis</i> , <i>Q. graciliformis</i>	<i>Azolla oligocenica</i> – <i>Alnus czeganica</i> – <i>Decodon sphenosus</i>									
						P ₁₄	NP18																
						P ₁₃	NP17																
						P ₁₂	NP16																
						P ₁₁	NP15																
						P ₁₀	NP14																
	Эоцен	Средний	Верх.	При-абон-ский	Не установлены	P ₉	NP13	Нюрольский	Heleodiscus lentis				<i>Castanea crenataeformis</i> , <i>Castanopsis pseudocin- gulum</i> , <i>Rhoip tes pseudo- cingulum</i>	<i>Azollites minor</i> – <i>Pseudoisoetes tymensis</i>									
						P ₈	NP12																
						P ₇	NP11																
			Средний	Лютетский		Нюрольский	DP7 <i>Charlesdowniea coleothrypta</i> s.l.								P ₆	NP10	Ирбитский	Spongotrochus paciferus, Petalospyris fiscella				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>	
															P ₅	NP9							
															P ₄	NP8							
		Нижний	Ипрский	Ирбитский	DP6 <i>D. varielongitudum</i> DP5 <i>D. simile</i> DP4 <i>Wetzeliiella meckelfeldensis</i>			P ₃	NP7	Серов-ский	P. foveolata				<i>D. defandrei compacta</i> <i>D. frenquellii carentis</i>								
								P ₂	NP6														
								P ₁	NP5														
		Палеоцен	Верхний			Танетский	Не установлены	P ₁	NP4								Талицкий	Heleodiscus lentis				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>	
								P ₂	NP3														
								P ₃	NP2														
Нижний	Зем-ланд-ский		Талицкий	DP2 <i>Cerodinium speciosum</i> , <i>C. markovae</i>	P ₄	NP7		Серов-ский	P. foveolata				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>										
					P ₅	NP8																	
					P ₆	NP9																	
Нижний	Датский	Талицкий			DP1 Не установлены	P ₇	NP12								Ирбитский	P. foveolata				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>			
						P ₈	NP11																
						P ₉	NP10																
Нижний	Датский		Талицкий	DP1 Не установлены		P ₁₀	NP14	Нюрольский	Heleodiscus lentis				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>										
						P ₁₁	NP15																
						P ₁₂	NP16																
Средний	Лютетский	Нюрольский			DP7 <i>Charlesdowniea coleothrypta</i> s.l.	P ₁₃	NP17								Тавдинский	Heleodiscus lentis				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>			
						P ₁₄	NP18																
						P ₁₅	NP19																
Верх.	При-абон-ский		Тавдинский	DP11 <i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>		P ₁₆₋₁₇	NP20	Туртасский	Heleodiscus lentis				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>										
						P ₁₈	NP21																
						P ₁₉	NP22																
Нижний	Рюпель-ский	Атым-ский			Не установлены	P ₂₀	NP23								Туртасский	Heleodiscus lentis				<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>			
						P ₂₁	NP24																
						P ₂₂	NP25																

Рис. 14. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений:

Dn – диноцисты; D – диатомеи; P – пыльца; S – споры; R – радиолярии; K – карпоиды.

Горизонт	ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ										
	Зауральский					Приарктический					
	Запад →		Восток			Ямал		Тазовский п-ов		Низовья рек Пур и Таз	
Туртасский	Наурзумская свита Глины гидрослюдистые каолиновые 5–10 м		Туртасская свита Пески, глинистые алевриты до 90 м S, P, K								
Атлым- ский	Курганш- ская свита	Глины, алевриты, пески с прослоями лигнитов 60–170 м		Новомихайловская свита Глины коричневато-серые 0–70 м Атлымская свита Пески кварцевые до 50 м Курганские слои. Чередование зеленых глин, алевритов до 15–20 м					Корликская толща Пески белые и светло-серые с линзами гравия до 140 м S, P, K		
Тавдинский		Глина тонкослоистая, зеленая с прослоями кварцевого алеврита 150 м		Тавдинская свита (нижняя подсвита) Глины с прослоями глауконитового песка 30–40 м Dп, K, D, S, P					Юрковская свита Пески светло-серые, разнозер- нистые с прослоями глины и гравия 30–40 м S, P		Тавдинская свита
Нюрольский	Нюрольская свита Глины диатомитовые с присыпками кварцевого алеврита. Диатомиты глинистые до 150 м Dп, R, D, S, P							Нюрольская свита Глины опокovidные плитчатые с включениями алеврита и пирита до 70 м Dп, S, P			
Ирбитский	Ирбитская свита Диатомиты светло-серые, легкие с гнездами глауконитового песка до 80 м Dп, R, D, S, P							Ирбитская свита Глины алевритистые, опокovidные до 70 м		Ирбитская свита Глины опокovidные, диатомиты, глины с прослоями опок до 90 м Dп, S, P	
Серов- ский	Серовская свита Переслаивание опок, песчаников с глауконит- кварцевым цементом 16–100 м Dп, R, D, S, P					Серовская свита Опоки, опокovidные глины, прослоями диатомовые глины 100–120 м		Серовская свита Глины опокovidные до 70 м		Серовская свита Глины серые опокovidные, опоки, глины с прослоями опок и диатомитовых глин до 70 м Dп, S, P	
Талицкий	Марсятская свита Глина темно-серая до черной, монтмориллонитовая, песчаник глауконит-кварцевый, в основании со стяжениями фосфорита, гальки и гравием до 95 м Dп, R, D, S, P					Тибейсалинская свита (верхняя подсвита). Пески кварцево- полевошпатовые до 130 м Dп, S, P		Верхняя подсвита Пески кварцево-поле- вошпатовые до 180 м		Тибейсалинская свита (верхняя подсвита). Пески кварцевые полевошпатовые с растительными остатками до 100 м Dп, S, P	
	Шадрихинские слои Глина голубовато-серая и аргиллитоподобная черная до 5 м					Нижняя подсвита Глины алевритистые черные, слюдистые опокovidные до 110 м Dп, S, P		Нижняя подсвита Глины алевритистые, опокovidные до 120 м		Нижняя подсвита Глины темно-серые до черных, аргиллитоподобные с фораминиферами до 100 м Dп, S, P	

Рис. 14 (продолжение).

Горизонт		ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ										
		Центральный		Обский (Томско-Александровский)		Омско-Кулундинский						
Туртасский		Туртасская свита Глины алевритистые, зеленовато-серые с прослоями глауконитов и кварцевых песков 10–70 м S, P, K		Лагернотомская свита Глины серые, алевритовые, тонкослоистые 0–25 м S, P, K		Шидертинская свита Глины белые, пестроцветные S, P, K	Журавская свита Пески, алевриты, глины с глауконитом до 60 м S, P, K	Знаменская свита Пески, глины, прослойки лигнитов				
Атлымский		Новомихайловская свита Пески, алевриты, глины с прослоями углей до 40 м S, P, K		Алешкинские слои Глины зеленые с прослоями песков 15–20 м	Новомихайловская свита Пески, алевриты, глины с прослоями углей до 20 м S, P, R		Черталинская свита Глины, алевриты, пески 20–45 м S, P, K		Новомихайловская свита Глины, алевриты, пески коричневатого-серые 20–55 м	Атлымская свита Пески разнозернистые, галечники 5–15 м		
Тавдинский		Верхняя подсвита Глины зеленовато-серые тонколистоватые с прослоями слюдястого алеврита до 80 м			Юрковская свита Пески с прослоями алевритистых глин S, P		Верхняя подсвита Глины зеленые тонкослоистые до 100 м		Юрковская свита Пески кварцевые разнозернистые, с прослоями зеленых глин 15–35 м		Нижняя подсвита Глины зеленовато-серые листоватые до 100 м Dn, D, R, S, P	Тавдинская свита (нижняя подсвита) Глины зеленые с прослоями алевритов 12–120 м Dn, S, P
Нюрольский		Нюрольская свита Глины тонкие, с осколчатой текстурой, алевриты до 70 м Dn, D, S, P		Нюрольская свита Глины опоковидные зеленовато-серые с присыпками алеврита, слюды, растительных остатков 30–70 м Dn, S, P		Нюрольская свита Глины листоватые с прослоями глауконитово-кварцевых песчаников до 40 м Dn, S, P						
Ирбитский		Ирбитская свита Глины серые с прослоями диатомитов до 40 м Dn, D, S, P		Ирбитская свита Глины и опоки 20–70 м Dn, D, S, P		Ирбитская свита Глины плотные опоковидные, иногда опоки 30–40 м Dn, S, P						
Серовский		Серовская свита Опоки, глины опоковидные с прослоями глауконитовых песчаников 5–50 м Dn, D, R, S, P		Серовская свита Песчанники кварцево-глауконитовые до 50 м		Серовская свита Опоки, глины опоковидные с прослоями глауконитовых песчаников 5–50 м Dn, S, P		Островная свита Пески, глины темно-серые, угли 12–18 м				
Талицкий		Верхняя подсвита Глины темно-серые с линзами алевритов и глауконитовых песчаников 40–85 м				Бауканосорская пачка Пески серые с прослоями серых глин до 12 м						
		Нижняя подсвита Глины темно-серые, черные, аргиллитоподобные с линзами песчаников 30–80 м Dn, D, R, S, P										

Рис. 14 (окончание).

транения и зоны DP2, т. е. нет непосредственной смыкаемости границ зон. По устному сообщению А.Ф. Хлоновой, ганькинскую свиту вообще не следует включать в датский ярус, так как она имеет верхнемеловой возраст и ее следует отнести к маастрихтскому ярусу. Расхождение во мнениях о возрасте ганькинской свиты может быть разрешено при изучении ее стратотипа. В связи с этим палеонтологическая характеристика отложений датского яруса и граница мела и палеогена пока относятся к числу нерешенных проблем.

В состав нижнего палеоцена включен зеландский ярус, который в Западной Европе установлен в объеме двух нанопланктоновых зон NP4–5. Этим зонам в Западной Сибири отвечает динозона DP2 *Cerodinium speciosum* – *C. markovae*. Представители этой зоны обнаружены в низах серовской, марсятской, талицкой свит и верхней подсвите тибейсалинской свиты. Выше уже отмечалось, что, согласно решению палеогеновой комиссии МСК в Санкт-Петербурге от 1 февраля 1996 г., монтский ярус из нижнего палеоцена был исключен и введен зеландский. В решении палеогеновой комиссии объем зеландского яруса не указан. В данной схеме он остается до уточнения объема и, соответственно, нижней границы динозоны *Cerodinium speciosum*, хотя, по мнению И.А. Кульковой, эта динозона по объему отвечает нижней части подзоны *Heliolithus* (зеландий). На основании этого возраст талицкой свиты и одновозрастных образований определяется как нижний–начало верхнего палеоцена (см. рис. 14).

Верхний палеоцен включает танетский ярус в объеме четырех нанопланктоновых зон (NP6–9). Им соответствуют динозона DP2, по-видимому, верхняя часть этой зоны (NP6–7), и DP3 *Arctodinium homomorphum*, отвечает по объему зонам NP8 и 9. Диноцисты зон DP2 обнаружены в низах серовской свиты, а DP3 – в средней и верхней частях разрезов этой свиты, в разрезах четырех фациальных районов (Зауральского, Приарктического, Центрального и Обского). Серовская свита, кроме диноцист, содержит радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты. Границы биозон этих органических остатков проведены пунктиром, так как одновременно с диноцистами они не изучались. Иногда они не совпадают с границами динозон. Например, радиоляриевая зона *Tripodiscinus sengilensis* соответствует динозоне DP3 и частично верхней части зоны

DP2. На основании этого и возраст серовской свиты определяется как конец нижнего–верхний палеоцен (зеландий–танет).

К сожалению, палинологические данные для всех свит палеоцена (талицкой, серовской, марсятской, тибейсалинской) позволили установить только один палинокомплекс с *Trudopollis menneri* – *Anacolosidites insignis* – *Triatriopollenites araboratus*.

Эоцен

Эоцен включает ипрский, лютетский, бартонский и приабонский ярусы.

Нижний эоцен (ипрский ярус). К этому ярусу отнесены осадки ирбитской свиты (нижняя часть осадков среднелюлинворской подсвиты). Для этой свиты И.А. Кулькова установила три динозоны DP4–6. Описание состава диноцист дано выше. Объем по нанопланктону этих динозон соответствует NP10 и 11. В ирбитской свите (среднелюлинворской подсвите) Г.Э. Козловой выделены зоны *Petalospyris foveolata*, *P. fiscella*, *Spongotrochus paciferus*, что позволило датировать осадки верхним палеоценом–нижним эоценом.

Из ирбитской свиты З.И. Глезер (1991) изучались диатомеи и силикофлагеллаты. Эти группы увязаны с зональной шкалой по нанопланктону и планктонным фораминиферам, что позволяет определить положение региональных биостратиграфических подразделений в общей шкале. В отложениях этой свиты определен палинокомплекс с видами-индексами *Triporopollenites robustus* – *Plicapollis pseudoexcellus*. Верхняя граница распространения этого палинокомплекса не совпадает с границами других биозон.

Средний эоцен (лютетский ярус). В состав его включена нюрольская свита (верхнелюлинворская подсвита). В ее отложениях в различных фациальных районах установлена зона диноцист с видом-индексом *Charlesdownia coleothrypta*, которая по объему соответствует четырем нанопланктоновым зонам NP12–15 – верхи ипра и большая часть лютетского яруса. Низы нюрольской свиты, согласно данным Г.Э. Козловой, охарактеризованы радиоляриями зоны *Heleodiscus lentis*, соответствующей NP13. Отложения свиты содержат диатомеи, принадлежащие двум зонам *Ruxilla gracilis* и *P. oligocenica*. Им отвечают по объему три зоны силикофлагеллат и три палинозоны (см. рис. 14). Следует отме-

тять, что верхняя граница распространения DP7 в среднеэоценовых отложениях проведена условно, так как DP8 *Systematophora placantha* и DP9 с *Rhombodinium draco* в западно-сибирском палеогене пока не установлены. Границы зон по радиоляриям и силикофлагеллатам также условны и требуют дальнейшего изучения.

К среднему эоцену (бартонскому ярусу) в региональной схеме палеогена Западно-Сибирской равнины отнесена нижняя подсвита тавдинской свиты. И.А. Кульковой в скважинах всех фациальных районов описаны диноцисты, входящие в состав динозон DP9 и 10. Они по объему соответствуют верхней части нанопланктоновой зоны NP16 и 17. Радиолярии, силикофлагеллаты и диатомеи в осадках нижнетавдинской свиты отсутствуют. В отложениях этого возраста установлены два палинокомплекса с видами-индексами *Castanopsis pseudocingulum* и *Quercus gracilis* – *Rhoipites pseudocingulum*. Граница между комплексами не всегда четко прослеживается и проведена условно.

В верхний эоцен включена верхнетавдинская подсвита и коррелятные ей отложения, в которых установлены динозоны DP10 и 11, соответствующие частично NP17 и NP18–20, что позволяет относить осадки к приабонскому ярусу. В отложениях совместно с диноцистами выделен палинокомплекс с *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, и описан В.П. Никитиным (1968, 1984, 1989) комплекс семенных флор, объединенных под названием “верхнетавдинская флора”.

Благодаря разработке зональной шкалы морского палеогена Западной Сибири по данным диноцист и увязке динозон со шкалой планктонных фораминифер появилась возможность отказаться от ярусов Крымско-Кавказской области и использовать ярусы Западно-Европейской шкалы.

Данные по диноцистам позволили пересмотреть объемы ранее выделенных свит и горизонтов и уточнить их возраст. Талицкий горизонт включает одноименную свиту с двумя подсвитами, марсятскую и тибейсалинскую свиты (с двумя подсвитами) и рассматривается в составе датского и зеландского ярусов нижнего палеоцена.

В верхний палеоцен (танетский ярус) включена серовская свита, в схеме 1978 г. относимая к нижнему эоцену.

Изменен объем люлинворского горизонта. В его составе выделены ирбитская и ню-

рольская свиты, принадлежащие двум новым одноименным горизонтам. Ирбитский горизонт рассматривается в составе ипрского яруса нижнего эоцена. Нюрольская свита, по данным динофлагеллат, относится к верхам ипра и значительной части лютетского яруса. Возраст осадков нижний–средний эоцен.

Изменились объем и возраст тавдинского горизонта. В его состав входят тавдинская свита с двумя подсвитами, чеганская и юрковская свиты. Тавдинская свита по данным динофлагеллат охватывает полностью бартонский и приабонский ярусы и верхнюю часть лютетского. На принадлежность нижней части свиты к лютетскому ярусу указывают диатомеи и силикофлагеллаты. Возраст свиты и горизонта – средний–верхний эоцен. Этот вывод не согласуется с представлениями В.М. Подобиной, которая тавдинскую свиту относит к нижнему олигоцену.

Олигоцен

Начиная с нижнего олигоцена, как уже указывалось, на территории Западной Сибири устанавливается континентальный режим осадконакопления. Следуя Международной шкале, в олигоцене выделяются два яруса – рюпельский и хаттский. К рюпельскому ярусу отнесен атлымский горизонт, в составе атлымской, новомихайловской, куртамышской свит и корликовской толщи, в Ишимском районе – черталинской свиты. Для отложений установлены два палинокомплекса Pinaceae с *Quercus graciliformis* и *Betula gracilis*, Pinaceae, *Carya spackmania*. В.П. Никитиным (1989) выделяются три семенных флоры, соответственно для атлымской свиты – осташковскую и межовскую, а для новомихайловской – одноименную. Корреляция и расчленение осадков выполнены на основании палинологических и карпологических данных.

Одной из проблем является определение точного возраста, объема и положения в разрезах курганских и алешкинских слоев. И те и другие в региональной схеме Западно-Сибирской равнины помещены в верхи верхнего эоцена–нижнего олигоцена в объеме атлымской свиты. Однако, по данным М.А. Ахметьева с соавторами (2001), курганские слои имеют нижнеолигоценный возраст.

Алешкинские слои – это зеленые глины с прослоями песка, в схеме 1978 г. имеют более широкий возрастной диапазон (верхи верхнего эоцена–нижний олигоцен) в объеме ат-

лымской и части новомихайловской свиты. Вполне возможно дальнейшее изучение слоев позволит их полностью отнести к верхнему эоцену или нижнему олигоцену.

К хаттскому ярусу в региональной схеме отнесен журавский горизонт с набором свит наурзумской, туртаской, лагернотомской, шидертинской, журавской и знаменской. Корреляция свит выполнена по палинологическим данным. Из отложений верхнего олигоцена описан палинокомплекс с *Fagus grandifoliiformis* – *Pterocarya stenopteroides*. Семенная туртаская флора (Никитин, 1984, 1989) состоит из разнообразных теплолюбивых мезо-

фильных представителей тургайских лесов, которые наиболее развиты были в новомихайловскую–туртаскую эпохи.

В стратиграфической схеме 1978 г. отмечено, по данным Н.В. Рубиной, что отложения туртаской и новомихайловской свит содержат диатомеи и силикофлагеллаты. Для последней свиты установлен комплекс диатомей с мелкоструктурными *Melosira*, для туртаской – комплекс с *Coscinodiscus trapeziformis*. Эти комплексы в процессе изучения керн-скважин в последние годы пересмотру не подвергались. На данном этапе исследований в Западно-Сибирскую схему они не включены.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Неогеновые отложения на территории Западно-Сибирской равнины распространены повсеместно, но наиболее развиты в южной части, где их мощность участками достигает 100–150 м. На севере они встречаются локально и сравнительно маломощны (Мартынов, 1970, 1984; Мартынов и др., 1997). В основу литолого-фациального районирования и стратиграфического расчленения отложений неогена положены материалы геологического картирования масштабов 1:200 000 (Ю.П. Черепанов, А.И. Некрасов, И.И. Смирнов, А.В. Кривенцов, А.Ф. Шамахов, В.Н. Сильвестров, В.Д. Дергачев, С.П. Казьмин и др.) и 1:1 000 000 (С.Б. Шацкий, А.Е. Бабушкин, В.А. Даргевич, А.Г. Головина и др.). Учтены данные новейших палеомагнитных исследований, проведенных сотрудниками СО РАН по керну колонковых скважин, пробуренных при геолого-съёмочных работах в Барабинском и Центральном фациальных районах, а также по ряду опорных разрезов континентального неогена южных районов Западно-Сибирской равнины.

Общее районирование неогеновых отложений проводится по фациальному признаку (рис. 15). В соответствии с Решением рабочего совещания (Протокол от 26 июля 2000 г.) с дополнениями участников МРСС (Унифицированная... схема..., 2000) для неогена составлена самостоятельная схема районирования, учитывающая палеогеографическую обстановку позднего палеогена (олигоцена) и специфические литофациальные особенности отложений четвертичной системы. Выделены семь фациальных районов и четыре подрайона: Ямало-Тазовский, Зауральский, Центральный с Сибирскоувадьским и Обь-Иртышским подрайонами, Приенисейский, Ишимский, Барабинский, Юго-Восточный с Кулундинским и Предалтайским подрайонами.

На основании новых данных, полученных по Красногорскому буровому профилю, пройденному сотрудниками Горно-Алтайской поисково-съёмочной экспедиции (ПСЭ), во-

сточная граница Кулундинского района смещена на восток в низовья Бии и Катунь. Эта площадь выделена в самостоятельный Предалтайский подрайон.

Стратиграфическая схема неогеновых отложений преемственно со схемами 1961, 1978 гг. составлена на литофациальной основе с учетом всех новейших материалов, полученных за прошедший период. Она утверждена МСК РФ в качестве унифицированной 2 февраля 2001 г. В ней сохранены основные стратоны, валидность которых подтверждена практикой геолого-съёмочных работ, одновременно введен ряд новых свит, толщ и пачек. В связи с Постановлением XXXI сессии МГК (Бразилия, 2000 г.) об утверждении уточненной МСШ и рекомендациями Международной комиссии по стратиграфии об использовании “точек глобальной стратотипа границы” (ТГСГ) нижняя граница неогеновой системы определена в 23,8 млн лет, верхняя – в 1,8 млн лет в основании апшерона, на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей. Неогеновая система включает в себя два отдела – миоцен и плиоцен. В составе миоцена выделяются три подотдела – нижний, средний и верхний, включающих шесть ярусов Средиземноморской стратиграфической шкалы: аквитанский, бурдигальский, лангкийский, серравалийский, тортонский, месинский (возраст от 5,33 до 23,8 млн лет). Плиоцен подразделяется на нижний, средний и верхний подотделы, соответствующие трем ярусам – занклийскому, пьяченцскому и гелазскому с возрастом 1,8–5,33 млн лет. Последний ярус принят на основании Решения МСК от 30 января 1998 г. с нижней границей на возрастном уровне 2,6, а верхней – 1,8 млн лет. Приводится Общая магнитохронологическая шкала (Berggren et al., 1995), увязанная с Общей стратиграфической шкалой, утвержденной МСК РФ в 1995 г.

Для прямой корреляции морских и континентальных отложений неогена Паратети-

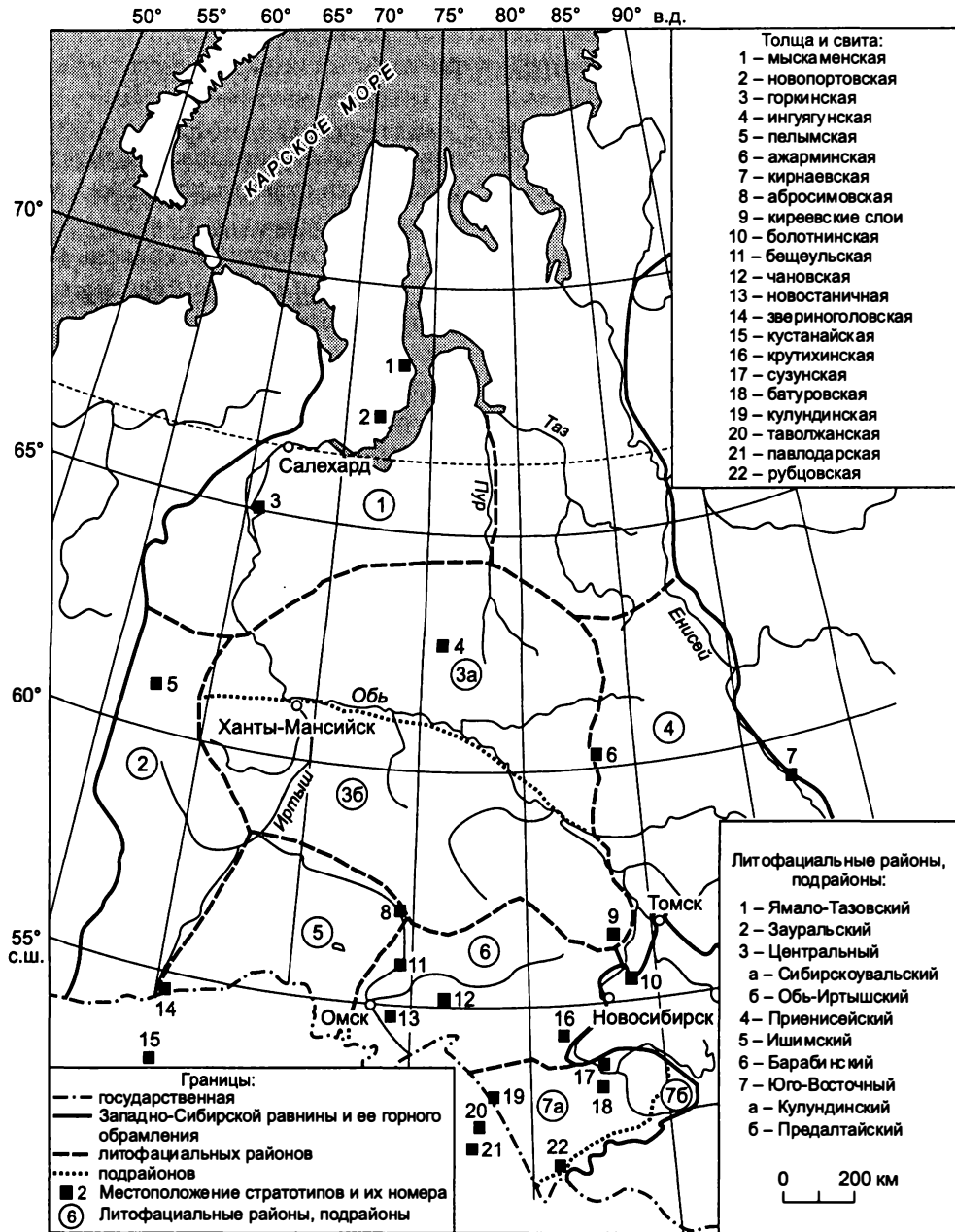


Рис. 15. Схема районирования неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины.

са, Средиземноморья и других регионов важное значение приобретает зональная шкала по мелким млекопитающим П. Мена (Mein, 1975). Многие из зон установлены в прибрежно-морских слоях неогена Средиземноморья, охарактеризованных зональными комплексами фораминифер и нанопланктона; на юге Западной Сибири некоторые из этих зон прослеживаются в континентальных отложениях неогена по комплексам крупных и мелких млекопитающих.

В континентальной шкале плиоцена Западной Европы выделяются два крупных фаунистических яруса – русциний и виллафранк.

Последний ярус подразделяется на нижний, средний и верхний, из которых нижний и средний относятся к плиоцену, пьаченцскому и гелазскому ярусам, соответствующим акчагылу, а верхний – к квартеру. Абсолютный возраст границ ярусов и зон так же, как и соотношение континентальных и морских шкал неогена, различными исследователями трактуется неоднозначно. Нижняя граница русциния проводится по кровле мессиния или внутри него, верхняя – по границе занклия и пьаченцо (Певзнер, Вангенгейм, 1986). Нижний виллафранк условно сопоставляется с пьаченцо, средний – с гелазием.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ОБЩЕЙ ШКАЛОЙ

В разрезе неогена Западно-Сибирской равнины выделяются шесть региональных стратиграфических горизонтов, в том числе четыре в миоцене – абросимовский, бещеульский, таволжанский, павлодарский, и два в плиоцене – новостаничный и кулундинский. Ранее входивший в плиоцен кочковский горизонт исключен из неогена и переведен в четвертичную систему (Унифицированная... схема..., 2000)

Абросимовский горизонт (нижний миоцен) распространен почти на всей территории Западно-Сибирской равнины, включает в себя собственно абросимовскую свиту, а также киреевскую, верхнюю часть наурзумской, бельской, батуровской, крутихинской свит и нижнюю часть вновь выделенной ныдинской толщи. Стратотип абросимовской свиты был принят по скв. N-67 в с. Екатерининское на Иртыше. В целом отложения горизонта представлены коричневато-серыми глинами, алевролитами, песками с прослоями и линзами бурых углей и лигнитов общей мощностью от 5–6 до 30–40 м и более, охарактеризованными комплексом флоры тарско-васюганского типа (Никитин В., 1999), палинокомплексами и диатомовыми.

Сопоставление отложений абросимовского горизонта в различных районах Западно-Сибирской равнины показало, что стратиграфический объем его существенно превышает объем стратотипа. По данным палеокарпологических исследований (Никитин В., 1999), в рамках тарско-васюганской флоры выделяются четыре самостоятельных флористических уровня – ляминский, екатерининский, васюганоярский и киреевский, которые одновременно в едином стратиграфическом разрезе не встречаются.

Ляминский уровень с комплексом *Phyllanthus kireevskiana* – *Staphylea rugosa* (палеокарпологический комплекс – ПК-10) установлен на большей части территории – от бассейна р. Лямин (близ фактории Горшково) на севере до Центральной Кулунды и Каменско-Барнаульского Приобья на юге. Ляминская флора по составу близка к лагерносадской, что позволяет считать ее переходной от олигоцена к миоцену. Однако обновление флоры и значительная роль типично неоген-

новых видов позволяют с известной степенью условности отнести ляминский уровень к раннему миоцену.

Екатерининский уровень (комплекс *Salvinia cerebrata* – *Stratiotes sibiricus*, ПК-11) с флоротипом в скв. N-67 (инт. 40,3–25,0 м) в с. Екатерининское (Тарский район Омской области) характеризуется начавшимся обеднением флористического состава, исчезновением многих термофильных тургайских элементов.

Васюганоярский уровень (комплекс *Cladium reidiorum* – *Brasenia sibirica*, ПК-12) с флоротипом в обн. Конев Яр на правом берегу р. Васюган представлен своеобразными, легко отличимыми от екатерининских семенными комплексами. Состав их позволяет сделать вывод о продолжающемся обеднении флоры и о постепенной деградации лесных массивов, особенно выраженной в южных районах Западно-Сибирской равнины. Здесь уже отсутствуют такие представители тургайской флоры, как *Tubela tomskiana*, *Morus tymensis*, *Urticarpum oligocenum*, *Pania sibirica* и др., еще встречавшиеся в екатерининской флоре. Заметно обновляется видовой состав таких родов, как *Sparganium*, *Potamogeton*, *Carex*, *Tubela*, присутствуют представители молодых видов *Scirpus*. По мнению В.П. Никитина (1999), с васюганоярским временем связана существенная перестройка физико-географической обстановки региона, ускорившая распад тургайской флоры и растительности.

Киреевский уровень (комплекс *Juglans dorofeevii* – *Alnus flexilis*, ПК-13) выделен в Томском Приобье, сохранился на юге региона в отдельных останцах, связан с появлением ряда послетургайских растений типа *Meta-sequoia disticha*, *Potamogeton minimus*, *Rumex irtyshensis* и некоторых современных видов. Показательно увеличение в составе комплекса роли сережкоцветных и трав мезофильного характера.

В целом для абросимовского горизонта характерны палинокомплексы зоны СПЗ-15 (*Pinaceae* – *Taxodiaceae* – *Quercus sibirica* – *Ulmus crassa*) и комплекс диатомовых с *Melosira atlymica* (Д-9).

По данным палеомагнитных исследований, проведенных З.Н. Гнибиденко, абросимовский горизонт и одноименная свита с ля-

минским, екатерининским и васюганоярским флористическими уровнями и комплексами, изученными в стратотипическом разрезе у с. Екатеринбургское в Тарском Прииртышье, а также в скважинах Тарского, Омского Прииртышья и Обь-Иртышского междуречья, в палеомагнитной шкале характеризуются хронами R_1N , N_1N , R_2N .

Бещеульский горизонт (средний миоцен) включает в себя собственно бещеульскую свиту, а также каськовскую, ажарминскую, кирнаевскую, сузунскую, болотнинскую свиты, верхние части ныдинской и ноябрьской толщи. Стратотип находится на р. Иртыш в районе деревень Бещеул, Исаковка, где выходит на поверхность, а также вскрыта скважинами толща слоистых алевритов, песков и глин, содержащих растительные остатки и палинокомплексы (СПЗ-16, *Alnus* – *Polypodiaceae*). Граница между абросимовским и бещеульским горизонтами выражена четко, что связывается с оживлением тектонической деятельности и усилением активности речных систем (Мартынов и др., 2000).

В.П. Никитин (1999) по типовым разрезам и скважинам в отложениях бещеульского горизонта установил три флористических уровня – таганский, каськовский и исаковский. Таганский уровень рассматривается им как завершающий этап в развитии западно-сибирской тургайской флоры, характеризующейся ПК-14 (*Alnus flexilis* – *Trapella*), который выделяется в значительной степени условно из-за недостаточной представительности флор в известных местонахождениях. Этот уровень по основным биогеографическим показателям (44 % – современных, 43 – экзотических и 13 % вымерших родов) помещен в бещеульский горизонт, хотя с равной степенью вероятности может быть отнесен и к абросимовскому.

Каськовский уровень с комплексом *Caulinia* – *Morus tertiaria* – *Cleome rugosa* (ПК-15) впервые описан в скв. N-14 (глубина 88 м) близ с. Каськовка Новосибирской области. В комплексах этого уровня еще встречаются семена и плоды некоторых реликтов тургайской флоры, главным образом травянистых (*Azolla ventricosa*, *Potamogeton rotundus* и др.), но начинают преобладать молодые и даже современные виды (*Azolla* cf. *interglacialica*, *Selaginella* ex gr. *selaginoides* и др.). В семенных комплексах относительно слабое участие принимают древесно-кустарниковые ра-

стения. Остатки хвойных немногочисленны. Широколиственные породы представлены родами *Morus*, *Broussonetia*, *Liriodendron* и др. Встречаются плодики *Alnus* и *Betula*, формируется молодая позднемиоцен-плиоценовая группа *Carex* и *Scirpus*. В целом это уже типично послетургайская растительность, характеризующая уже не лесной, а лесостепной ландшафт.

Исаковский уровень представлен палинокомплексом *Epi-premium crassum* – *Cleome rugosa* – *Trichosanthes fragilis* (ПК-16) с флоротипом в обнажении близ д. Исаковка Омской области. Характеризуется появлением новых, часто современных видов, увеличением роли молодых растений, расцвет которых в Западной Сибири связан с плиоценом и кварталом. Сохраняется и даже несколько возрастает роль мезофильного разнотравья.

Бещеульскому горизонту с таганским, каськовским и исаковским флористическими уровнями, изученными З.Н. Гнибиденко в разрезах по р. Иртыш (деревни Исаковка, Бещеул, Горский Лог) и в скважинах Тарского Прииртышья, Обь-Иртышского междуречья, Томского Приобья, в магнитостратиграфической шкале соответствуют хроны N_2N , N_3N , R_3N , N_4N , R_4N .

Таволжанский горизонт (верхний миоцен) введен в схему коллективом авторов в 1960 г. со стратотипом по пос. Таволжан в Северном Казахстане. Распространен в южной половине Западно-Сибирской равнины и включает в себя континентальные песчано-глинистые отложения таволжанской, светлинской, рубцовской, ишимской свит и верхней части пелымской толщи, охарактеризованные остатками млекопитающих калкаманского комплекса, спорами и пылью комплекса *Betula* – *Ulmus* – *Polypodiaceae* и семенными флорами таволжанского типа, отражающими, по данным В.П. Никитина (1999), семиаридные и даже аридные условия накопления осадков. Калкаманский комплекс млекопитающих по присутствию *Anchitherium*, *Listriodon* и *Hipparion* характеризует осадки не моложе начала зоны MN9, нижняя граница которой датируется около 11,1–11,5 млн лет. Однако присутствие гиппарионов в фауне Калкамана до сих пор остается спорным, а указанные в списках *Agispelagus* и *Desmatolagus* (Тлеубердина, 1989) удревняют фауну до зоны MN7 + 8. В рубцовской свите известны находки *Cricetodon*, род которой не

переживает зоны 7 + 8 (Mein, 1975). В связи с этим нижняя граница таволжанского горизонта проводится в основании этой зоны.

Флора этого уровня представлена комплексом ПК-17 (*Chenopodium – Cleome rugosa*) с флоротипом в скв. N-31 (с. Мангазерка Куйбышевского района Новосибирской области) и характеризуется сравнительно обедненным составом. Сокращается роль хвойных и мелколиственных. Из широколиственных отмечены *Aphananthe*, *Morus*, *Pterocarya*. Резко увеличивается количество травянисто-кустарниковых. Сократилось содержание водных и водно-болотных трав.

В палиноспектрах зоны 17 среди хвойных отмечается пыльца *Tsuga*, *Picea*, *Pinus*. Широколиственные представлены *Juglans*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Carya*, *Ulmus*. Много пыльцы трав.

В распределении растительных ассоциаций с севера на юг намечается четкая зональность. На Обь-Иртышском междуречье были развиты мелколиственные леса из березы, ольхи, вяза с примесью дубов и ореховых. К югу, на территории Омского Прииртышья, Барабы и Кулунды, леса сменялись лесостепью. Состав травянистых растений был более разнообразен, чем в бещеульское время. Доминировали представители сухих степей. На юге господствовали два типа формаций – островные леса и полусаванные степи.

На основании палеомагнитного изучения отложений таволжанского горизонта по керну скважин в Омском, Тарском Прииртышье и Обь-Иртышском междуречье З.Н. Гнибиденко были установлены магнитохроны этого временного интервала: R_5N , N_5N , R_6N , N_6N , R_7N .

Павлодарский горизонт (верхний миоцен) был введен в схему в 1960 г. коллективом авторов (Решения и труды..., 1961) по павлодарской свите, выделенной В.В. Лавровым (1956) в Северном Казахстане, в районе Павлодара. Включает континентальные озерные и субаэральные отложения павлодарской, лебяжинской, жиландинской, асташевской, рубцовской свит, ютымасские слои и верхнюю часть пельымской толщи, охарактеризованные в южных разрезах гиппарионовой фауны млекопитающих, комплексами пресноводных моллюсков и остракод. В стратотипе, в районе Павлодара, этому горизонту соответствуют гусиноперелетские слои, в которых определена богатая фауна позвоноч-

ных гиппарионового комплекса: *Hipparion elegans*, *H. longipes* и др. Э.А. Вангенгейм с соавторами (1984) относит гусиноперелетские слои к позднему миоцену, сопоставляя гиппарионовую фауну с туролийским этапом развития млекопитающих (MN13) и с понтийским ярусом Восточного Паратетиса.

В 1984 г. В.С. Зыкин и В.С. Зажигин пришли к выводу, что верхняя часть стратотипа павлодарской свиты по времени совпадает с мессинским кризисом солености в Средиземноморской области, продолжавшимся от 6,3 до 5,2 млн л. н.

Палиноспектры отражают степные и полупустынные растительные ассоциации. В.П. Никитин характеризует отложения павлодарского горизонта комплексами здвинского уровня (ПК-18).

На основании палеомагнитного изучения разреза стратотипа в обнажении “Гусиный Перелет”, где была найдена туролийская (гиппарионовая) фауна млекопитающих, З.Н. Гнибиденко установила фрагменты магнитостратиграфической шкалы верхнего миоцена – хроны N_7N , R_8N .

Новостаничный горизонт (нижний плиоцен). Назван по одноименной свите, выделенной И.Д. Черским еще в 1872 г. как новостаничный ярус. Затем эти отложения рассматривались в составе павлодарской свиты. В унифицированной стратиграфической схеме 1978 г. новостаничные слои установлены в составе павлодарской свиты. Пленум палеоген-неогеновой секции СибРМСК в 1985 г. принял решение о выделении самостоятельного новостаничного горизонта.

Этот горизонт и одноименная свита распространены в Омском Прииртышье. Стратотип с фауной новостаничной свиты находится в районе с. Новая Станица на р. Иртыш, южнее Омска. Разрез сложен темно-серыми и бурыми карбонатными глинами, алевролитами и песками с комплексом моллюсков *Sculptunio bituberculosus*, *Rhombuniopsis propus* и костями млекопитающих с *Baranomys* sp. nov. и *Promimomys* sp. nov., которые, по В.С. Зажигину, характеризуют самую раннюю стадию эпохи русциния, т. е. нижний плиоцен. В 1986 г. Л.Л. Гайдученко здесь же были найдены кости *Trogotherium minus* New. (определения Т.Ф. Лычева), нижняя челюсть куницы и молочный зуб мелкого гиппариона.

В разрезе новостаничного горизонта по литологическому составу как в обнажениях,

так и по скважинам, наиболее четко выделяется верхняя пачка, сложенная глинами, нижняя – песчано-алевритовая по латерали более изменчива. В.А. Мартынов (1967) нижнюю песчаную пачку в правобережных разрезах р. Иртыш обособил как нижнеильинские слои. Эта толща вместе с перекрывающими ее темно-серыми глинами с конкрециями В.С. Зажиговым и В.С. Зыкиным (1984) описана как крутогорская свита. В нижнеильинских слоях В.А. Мартыновым (1967) найден зуб мелкого гиппариона, а В.С. Зажиговым определены кости грызунов, в том числе зубы *Promimomys* cf. *dawakosi* Weerd., позволяющие относить эти отложения к заключительной стадии раннего русциния. В.С. Зыкиным установлен крутогорский комплекс моллюсков с *Tuberunio martensi* Zykin, *Rhombuniopsis kutschum* (Bog.), *Rh. iermak* (Bog.), *Sibirunio irtyshensis* Zykin и др. (Зажиговым, Зыкин, 1984). Подобный комплекс установлен также ниже по р. Иртыш, у с. Серебрянка.

В разрезе у с. Черлак В.С. Зажиговым определен несколько более высоко организованный, чем новостаничный, и более древний, чем крутогорский, рытовский комплекс млекопитающих с *Baranomys* sp. nov., *Promimomys* sp. nov., *Microtodon* (*Wartamys*) cf. *kowalskii* Kretzoi и одноименные слои. Здесь же В.С. Зыкиным описан комплекс моллюсков с *Sibirunio simpsoni* Zykin, *Rhombuniopsis madernyi* Zykin и др. В долине р. Битеке песчано-галечниковая толща в основании плиоценового разреза мощностью 7,2 м выделена В.С. Зыкиным с соавторами (1987) в кускольскую свиту, в составе которой найдены остатки мелких млекопитающих черлакского комплекса, позволяющие сопоставлять ее с рытовской свитой Омского Прииртышья.

Взаимоотношения вышеназванных слоев и свит не совсем ясны. Одни исследователи помещали нижнеильинские слои в основание плиоцена и сопоставляли их с павлодарской свитой, венчая разрез среднего плиоцена новостаничными слоями (Мартынов, 1967; и др.). Другие приходят к выводу, что новостаничные, рытовские, пешневские и крутогорские слои, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами, последовательно налегают друг на друга (Зажиговым, Зыкин, 1984). При геологическом картировании масштаба 1:200 000, учитывая небольшую мощность слоев и их резкое выклинивание, обособление их в самостоятельные свиты не представляется возможным. Близкий литоло-

гический состав отложений и характер фаунистического наполнения позволяют выделять их в рамках единой новостаничной свиты, которой соответствует одноименный комплекс остракод (Казьмина, 1975), определенный в опорных разрезах у сел Новая Станица, Черлак, Горский Лог, ст. Карачи, а также в многочисленных скважинах на юге Западной Сибири.

В ряде разрезов этой свиты по Иртышу (д. Бещеул) и по Оми (с. Андреевка) найдены растительные остатки андреевского флористического уровня (Никитин В.П., 1999). Палинокомплексы представлены пыльцой *Abies*, *Picea*, *Betula* и водно-болотными растениями.

Таким образом, отложения новостаничной свиты характеризуются одноименным комплексом остракод и моллюсков, андреевским комплексом флоры и четырьмя комплексами млекопитающих – новостаничным, черлакским (рытовским), пешневским и крутогорским. Они определяют возраст отложений ранним русцинием или киммерийским веком Средиземноморской стратиграфической шкалы.

Фрагмент региональной магнитостратиграфической шкалы новостаничного горизонта – хроны R_9N , N_8N получен З.Н. Гнибиденко на основании изучения стратотипических и опорных разрезов с русцинийской фауной млекопитающих в Омском Прииртышье у сел Новая Станица, Черлак, Нижняя Ильинка.

Кулундинский горизонт (средний–верхний плиоцен) назван по одноименной свите, стратотип которой выделен И.Г. Зальцманом (1968, 1980) и В.А. Мартыновым в 1951 г. в Кулундинской впадине. Также в состав горизонта входят чановская, кустанайская, звериноголовская свиты, горкинская, ингуягунская толщи и нижняя часть мыскаменской толщи. Горизонт сложен песками с редкими прослоями глин общей мощностью от 5–10 до 40–50 м и более, содержащими в ряде разрезов фауну крупных и мелких млекопитающих, а также остракоды, споры, пыльцу и растительные остатки. В составе горизонта (свиты) выделяются битекейские (Лавров, 1956, 1959) и подпуск-лебяжинские слои (Зинова, 1973), охарактеризованные битекейским и подпуск-лебяжинским комплексами млекопитающих.

Стратотип битекейских слоев (свиты) находится в Северном Казахстане, на правом берегу р. Битеке, правого притока р. Ишим,

в 4 км выше бывшего пос. Алгабас. Здесь в 1965 г. Э.А. Вангенгейм и В.С. Зажигин описали битекейский комплекс млекопитающих и отнесли его к нижнему виллафранку. В 1976–1982 гг. В.С. Зыкиным и В.С. Зажигиным (1987) при детальном изучении стратотипа были выделены пять самостоятельных аллювиальных пачек (свит): кускольская, битекейская, селетинская, муккурская и карагашская, из которых к собственно кулундинскому горизонту относятся битекейская, селетинская и муккурская свиты. Кускольская коррелирует с новостаничным горизонтом, а карагашская – с эоплейстоценом. Битекейская свита содержит алгабасский комплекс млекопитающих и относится к позднему русцинию или к зоне MN15, селетинская свита – кызылайгирский комплекс, который соответствует нижнему виллафранку Европы и зоне MN16b, по П. Мену (Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин и др., 1991; и др.). В муккурской пачке (свите) обнаружены многочисленные мелкие млекопитающие подпуск-лебяжинского комплекса, соответствующего фаунам среднего виллафранка европейской части юга России. В целом выделенные пачки (свиты) имеют небольшую мощность и близкий литологический состав, что при среднемасштабном картировании позволяет выделить их только в рамках единой аллювиальной свиты, возраст которой определяется концом нижнего, средним и верхним плиоценом.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НЕОГЕНА

Для неогеновой системы в качестве Международного стандарта принята шкала Средиземноморья. В последние годы значительно уточнен объем ярусов и их соподчинение с основными стратиграфическими подразделениями смежных регионов. Разработке планетарной шкалы способствовал большой объем глубоководного бурения в Тихом и Атлантическом океанах. В итоге получен большой материал по планктонным фораминиферам (Крашенинников, 1971, 1986; Berggren et al., 1974, 1985; Dowsett et al., 1989), известковистому нанопланктону (Martini, 1971), радиоляриям, диатомовым, а также диноцистам в результате глубоководного бурения Северо-Атлантического океана (Edwards, 1989). Биостратиграфические данные были подкреплены радиометрическими. Особенно это каса-

ется осадков плиоцена. На основании данных по изотопам стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ получены датировки верхнекайнозойских морских отложений Северо-Западной Аляски.

В Павлодарском Прииртышье аналогом битекейских слоев является иртышская свита, сложенная голубовато-серыми и бурыми глинами с прослоями песков, в которых был найден полный скелет *Trogotherium minus* (Вислобокова, 1973). Выше глины этой свиты залегают песчано-гравийные аллювиальные отложения, выделенные в подпуск-лебяжинские слои (Зинова, 1973), охарактеризованные богатой фауной млекопитающих. Стратотип подпуск-лебяжинского фаунистического комплекса находится на правом берегу р. Иртыш у с. Подпуск. Здесь в аллювиальной толще найдены остатки *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alex., *Rhinocerotidae*, *Equus (Allohippus) stenorhis* Cocchi, *Elasmotherium* sp., *Cervidae*, *Gazella* cf. *sinensis* Teilh et Piv., *Eocyon odessana* (Odzin), *Miomys* cf. *plio-caenicus* F. Major и др. (сборы Р.А. Зиновой, Б.А. Борисова, И.А. Вислобоковой и др.). Все перечисленные виды присущи среднему виллафранку европейской части России и относятся к гелазию.

Выявленные палиноспектры характеризуют степные полынно-типчаковые и полынно-маревые лесостепные ассоциации с *Betula*, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*.

По В.П. Никитину (1999), растительные остатки кулундинской свиты близки к раннебарнаульскому флористическому уровню с *Azolla pseudopinata* – *Cyperus glomeratus* – *Leitneria* (ПК-20).

В последние годы большие достижения получены в результате применения палеомагнитного анализа. По существу построена магнитостратиграфическая шкала неогена, на базе которой В.А. Зубаковым обобщены данные по биостратиграфии для различных регионов. Им показана глобальная климатостратиграфическая шкала неогена с временным шагом 600 тыс. лет для раннего и среднего миоцена и плиоцена. Эта шкала охватывает последние 7 млн лет геологической истории Земли. Она обеспечивает проведение палеоклиматических реконструкций на любом этапе неогена (Зубаков, 1990).

Разработка климатостратиграфической шкалы для континентальных отложений имеет большое значение для регионов, и в сочетании с палеомагнитным анализом она позволяет увязать основные палеоклиматические события на континентах и океанах.

Как показал В.А. Зубаков, для континентов большую роль играет маммалого-хронологический метод исследований. Он позволяет увязать местные шкалы со стандартной шкалой Европейско-Средиземноморской области.

В Западной Сибири наиболее разработанной и в какой-то степени увязанной с ярусами Западно-Европейской равнины является шкала позднего неогена (плиоцена). Она детально разработана по данным мелких млекопитающих (Зажигин, 1980), с которыми найдены в ряде стратотипов плиоцена комплексы раковин пресноводных и наземных моллюсков (Зыкин и др., 1987). Опираясь на маммалого-хронологический метод, данные малакофауны и палеомагнитные исследования, создана шкала миоцена–плиоцена Западной Сибири (Зыкин, 1979, 1991; Зыкин, Зажигин, 1984; Зыкин и др., 1989б, 1991). В основе ее лежит эволюция комплексов мелких млекопитающих пресноводных и наземных моллюсков, что позволило провести корреляцию разрезов внутри региона и увязать их со смежными областями.

Были проведены палеомагнитные исследования позднего неогена (Гнибиденко, 1986, 1990, 1991; Гнибиденко и др., 1996). В результате составлен сводный палеомагнитный разрез позднего неогена равнины и проведено сопоставление осадков с регионами Средиземноморья и югом европейской части России. Несмотря на большие достижения, сравнение региональных горизонтов всего континентального неогена затруднено. Они сопоставлены лишь условно. Более достоверными корреляциями континентального неогена являются горизонты позднего миоцена (Гнибиденко и др., 1996).

Пленум палеоген–неогеновой комиссии, состоявшийся в Москве 1–4 апреля 1997 г., рекомендовал использовать шкалу верхнего неогена Ю. Берггрена (Berggren et al., 1985). Она построена на комплексном использовании магнитостратиграфических, изотопных, радиохронологических и биостратиграфических данных. С этой шкалой континентальные образования можно сопоставить через дан-

ные палеомагнитного анализа и эволюционные и климатостратиграфические этапы.

Однако общепринятой единой шкалы неогена еще не создано. В Западной Сибири неоднозначно представляются объемы ярусов, границы отделов и подотделов. То же самое можно сказать и о расчленении стратотипов Средиземноморья.

Крупные и мелкие млекопитающие

Как показали исследования В.С. Зажигина, миоценовые и плиоценовые отложения содержат определенные комплексы млекопитающих. Установлено, что позднемиоценовый (павлодарский) этап туролийской фауны млекопитающих в начале раннего плиоцена сменяется на русцинийскую фауну и характеризуется появлением современных видов (Зажигин, Зыкин, 1984). Начиная с павлодарского горизонта позднего миоцена для плиоцена выделены девять комплексов (Зыкин и др., 1989б).

Павлодарский (верхнемиоценовый) комплекс включает такие виды, как *Lophocricetus vinogradovi* Sav., *Microtoscopes sibiricus* Zazh., формы, которые дали начало русцинийским видам *L. sibiricus* Zazh. et Pokatu, *M. praetermissus* Schos. В.С. Зажигин допускает корреляцию павлодарского комплекса с одной из поздних стадий туролия. Отложения с остатками позднемуролийских млекопитающих в Средиземноморье замещаются осадками мессиния.

Плиоценовые отложения юга равнины представлены сложнопостроенной толщей озерных, речных и субаэральных отложений. По биостратиграфической характеристике они делятся четко на две толщи, которые В.С. Зыкиным рассматриваются как крупные региональные стратиграфические подразделения, отражающие определенные этапы геологического развития Западно-Сибирской равнины. Нижняя толща выделяется им в приртышский надгоризонт (нижний плиоцен), а верхняя – в кокчетавский (средний–верхний плиоцен).

Для новостаничного горизонта, по В.С. Зыкину (Зыкин и др., 1989а, б), установлены четыре комплекса млекопитающих, последовательно сменяющих друг друга: новостаничный, черлакский, пешневский, крутогорский. Фауна мелких млекопитающих этих комплек-

сов соответствует русцинию Западной Европы. Основными группами среди грызунов становятся полевки *Promimomys* и полевкозубые хомякообразные *Baranomys*, *Microtodon*.

Русцинийский фаунистический этап юга равнины подразделяется на раннюю и позднюю стадии. В раннем русцинии (новостаничный, черлакский, пешневский, крутогорский комплексы) ведущая роль в сообществах грызунов принадлежит архаичным видам *Promimomys*, полевкозубым хомякам *Baranomys* и *Microtodon*. Часто встречаются представители рода *Wartamys*.

В позднем русцинии–чартонии (алгабаский, андреевский комплексы) ведущее место занимает еще *Promimomys*, а полевкозубые хомяки *Baranomys* и *Microtodon* встречаются редко (Зажигин, 1980; Зажигин, Зыкин, 1983, 1984; Зыкин и др., 1989а, б). Характерная черта этой стадии – появление архаичных представителей рода *Miomys*.

Между павлодарской (турулийской) и новостаничной (русцинийской) фаунами в эволюционных линиях развития отмечен перерыв, который в фаунах приходится на формирование красных глин павлодарской свиты, фаунистически еще не охарактеризованных. Для кулундинского горизонта установлены два комплекса млекопитающих – кызылайгирский и подпуск-лебяжинский. Фауна млекопитающих позволяет коррелировать вмещающие отложения с нижним и средним виллафранком Западной Европы. Для виллафранкской фауны как на юге Западной Сибири, так и на всей территории средних широт Евразии характерно преобладание в комплексах мелких млекопитающих мимомисных полевок – *Miomys*, *Cromeromys*, *Villanyia*, присутствуют последние *Promimomys*.

Из отложений континентального неогена П. Мен (Mein, 1975) выделил по млекопитающим 17 зон, из которых на плиоцен приходится четыре зоны – MN14–17, в том числе на русциний – MN14–15, нижний виллафранк – MN16, средний виллафранк – MN17. Русциний рассматривается как заключительный этап развития гиппарионовой фауны. Его начало знаменуется миграцией в Европу из Азии *Hipparion crassum*, появлением представителей родов *Ursus*, *Promimomys*, *Baranomys*, *Trilophomys*, *Microtodon* и др. На основании палеомагнитных данных, полученных по разрезу Хиргис-Нур в Монголии, возраст нижней границы русциния оп-

ределяется в 6,0–6,1 млн лет. Эта граница практически совпадает с нижней границей плиоцена в океанах и проходит в верхах мессиния в нижней части зоны MN14 (Певзнер и др., 1982). Местонахождения остатков млекопитающих русциния верхней части зоны MN14 относятся к занклию (табианию) и приурочены как к морским, так и к прибрежно-морским отложениям. Фаунистический комплекс MN15 характеризуется появлением ряда родов, развитых в виллафранке (*Miomys*, *Dolomys*, *Pliomys* и др.). Абсолютный возраст границы между зонами MN14 и 15, по мнению М.А. Певзнера, Э.А. Вангенгейм (1986), не может быть древнее нижней границы зоны *Globorotalia crassaformis*, время появления которой определяется примерно в 4,3 млн лет.

Пресноводные и наземные моллюски

За последние годы в отложениях неогена установлены богатые комплексы пресноводных и наземных моллюсков. Особенно представительные комплексы описаны В.С. Зыкиным для плиоцена юга Западной Сибири. В литературе имеются указания и на находки ядер раковин и отдельных экземпляров из бещеульского и таволжанского горизонтов. Бещеульская свита в окраинных частях Ханты-Мансийского (Центрального) фациального района содержит своеобразный комплекс пресноводных моллюсков, описанный В.А. Николаевым (1956, 1963, 1970) как розановский. Основу его составляют эпидемичные формы западно-сибирских унионид и вивипарид (*Unio sibiricus* Lindh., *Viviparus tenuisculptus* Martens). Байкальская фауна представлена мелкими экземплярами *Goniochilus bogatchevi* Lindh., имеющими явное сходство, по мнению В.А. Николаева, с некоторыми видами рода *Baicalia*. Возраст отложений он вначале определил как верхний олигоцен, а позднее вмещающие раковины отнес к миоцену. Бещеульскую свиту по раковинам моллюсков У.Н. Мадерни (1967) также датировал миоценом.

Очень богатые комплексы пресноводных моллюсков установлены В.С. Зыкиным (1886) из различных горизонтов и слоев плиоцена. Для этого времени им описаны девять малакологических комплексов и четыре наземных, которые также последовательно сменяют

друг друга. Новостаничный горизонт (иртышский надгоризонт), по В.С. Зыкину, включает шесть комплексов (новостаничный, черлакский, пешневский, крутогорский, битекейский, андреевский) моллюсков. Для прииртышского этапа характерно широкое распространение и малакофауны сино-индийских теплолюбивых видов и родов, имеющих восточно-азиатское происхождение (Зыкин и др., 1989б). Палеоарктические элементы составляют значительную часть малакофауны. На разных отрезках времени отмечены эндемизм видов и постепенное обогащение на определенных стратиграфических уровнях комплексов как палеоарктическими, так и сино-индийскими элементами, а также постепенное вымирание сино-индийских и западно-сибирских эндемичных видов и родов. Состав фауны определяет теплый климат, близкий к субтропическому.

В наземной малакофауне развиты виды, принадлежащие родам *Carychium*, *Vertigo*, *Gastropoda*, *Villanyia*. Преобладают виды и роды миоцена и плиоцена Европы. Новостаничный горизонт (иртышский надгоризонт, по В.С. Зыкину) включает новостаничный и битекейский горизонты с определенным набором моллюсков, которые соответствуют нижнему и верхнему русцинию.

Для кулундинского горизонта установлены три комплекса малакофауны. Раковины пресноводных моллюсков представлены преимущественно современными палеоарктическими видами родов *Valvata*, *Borysthenya*, *Bithynia*, *Boreoelona*, *Lymnaea*, *Planorbium*, *Amesoda*, *Pisidium*, *Euglesa* и другие – в настоящее время обитатели умеренного климата. В этот горизонт большинство теплолюбивых сино-индийских и западно-сибирских эндемичных родов не переходит. Редко встречается только род *Allocinma*, появляются карбикулы.

Преобладают представители родов *Purpilla*, *Vertigo*, *Gastropoda*, *Villanyia*. Основную роль, по данным В.С. Зыкина (Зыкин и др., 1989б), играют плиоценовые виды, преимущественно азиатских (особенно Тяньшаньских) форм, и современные (50–60 %), среди которых встречаются представители, обитающие на сопредельных территориях. Анализ малакофауны млекопитающих показал, что кулундинский горизонт можно разделить на свиты (слои), сопоставляемые по возрасту с отложениями нижнего–среднего

виллафранка. К подпуск-лебяжинскому горизонту по малакофауне отнесены верхние части свит – чановской, кулундинской и др. (Унифицированные... схемы... 2001). Описание видового состава фауны пресноводных моллюсков из новостаничного и кулундинского горизонтов обстоятельно и неоднократно публиковалось в многочисленных работах В.С. Зыкина (1979, 1986; Зыкин и др., 1989а, б). Их основные характеристики учтены при составлении Унифицированных схем неогена Западно-Сибирской равнины (2001).

Флора (семена, плоды, споры, пыльца)

Континентальные отложения Западной Сибири содержат остатки наземных растений. В составе миоценовых и плиоценовых флор (и, соответственно, горизонтов) по данным карпологического анализа В.П. Никитин установил флористические уровни для абросимовского горизонта – ляминский, екатерининский, васюганоярский и киреевский; для бещеульского горизонта – таганский, каськовский, исаковский. Андреевский уровень флоры включен в павлодарский горизонт. К плиоцену отнесены слои с барнаульской флорой, а также с ерестнинской. В основу выделения флористических уровней (Никитин В., 1989) положено эволюционное развитие флор. Миоценовый возраст абросимовского горизонта уточнен данными палеомагнитного анализа. Как указывалось выше, ляминская и екатерининская флоры соответствуют аквитанскому ярусу. Васюганоярская и киреевская – отвечают флорам бурдигала. Андреевский уровень флоры павлодарского горизонта из плиоцена по данным палеомагнитного анализа переместится из плиоцена в поздний миоцен. По нашим представлениям, эта флора будет предшествовать новостаничному палинологическому комплексу. Палеокарпологическая характеристика всех миоценовых и плиоценовых флор В.П. Никитиным (1989, 1999) опубликована в сводной таблице.

Неогеновые отложения содержат богатые комплексы пыльцы и спор для отложений всех горизонтов этого периода (рис. 16).

В палинокомплексах абросимовского горизонта отмечается преемственность от флор позднего олигоцена, так же как и в туртаской свите, в них преобладает пыльца хвойных и широколиственных мезофильных по-

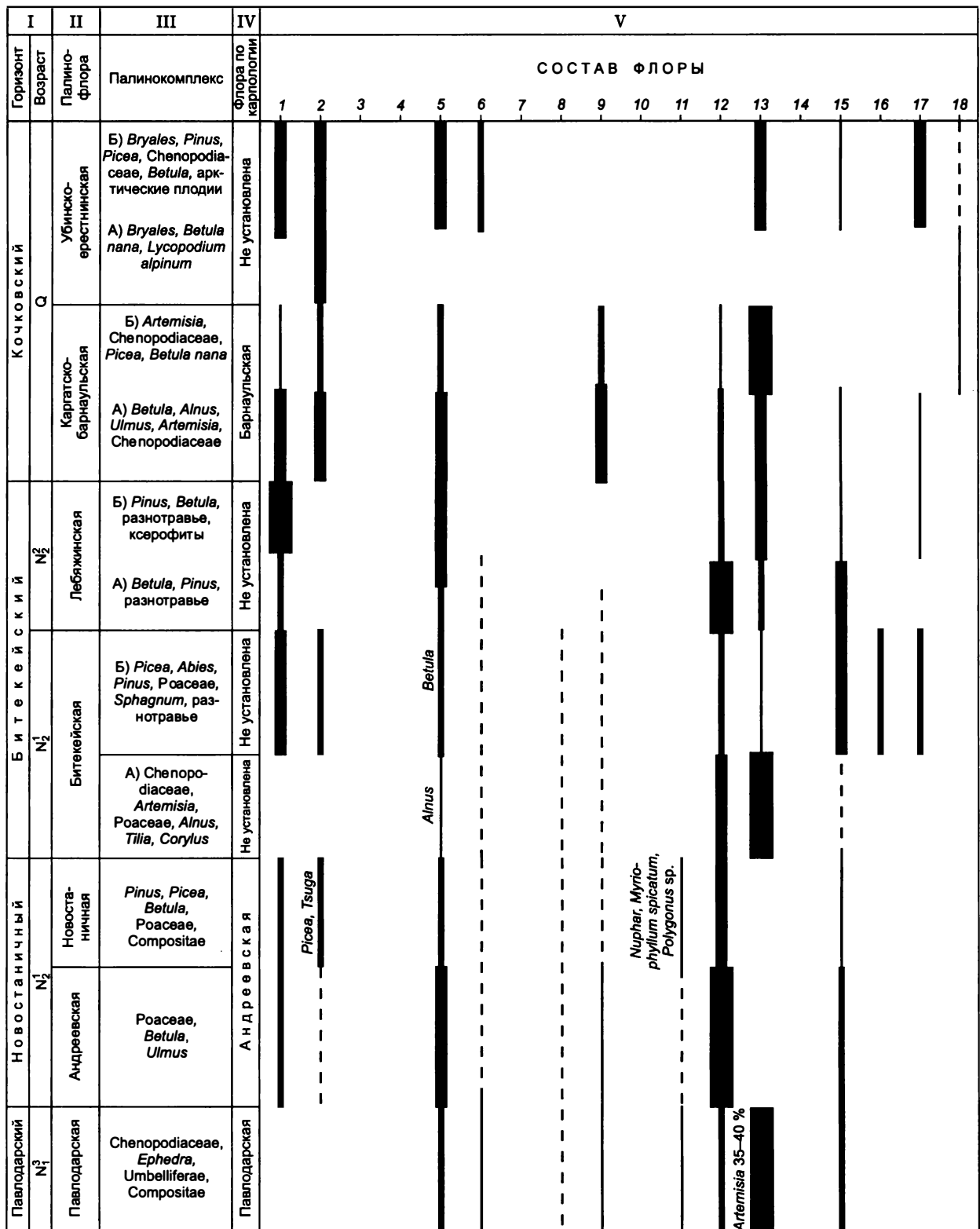
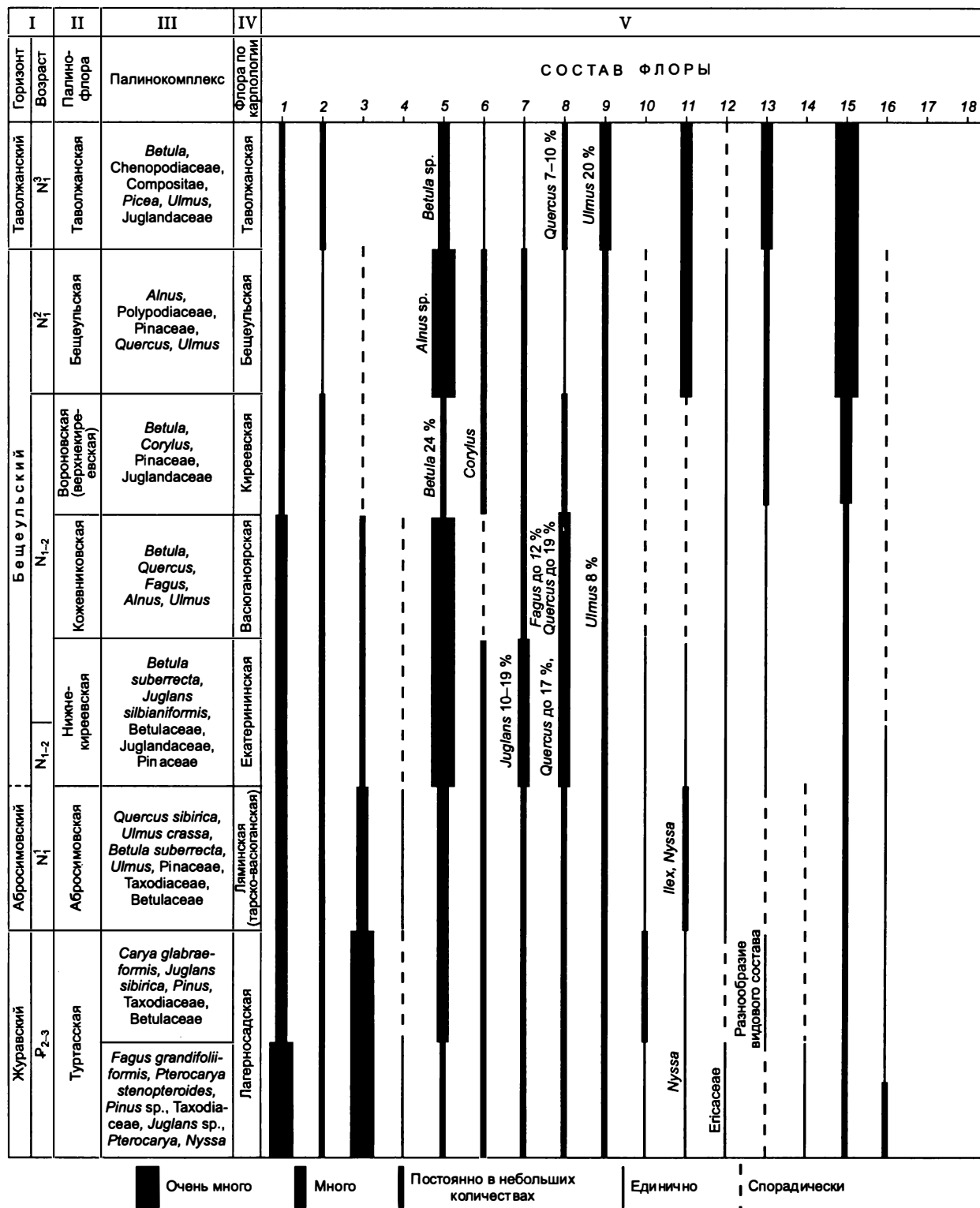


Рис. 16. Изменение состава флоры.

Группа флоры: 1 - *Pinus*; 2 - *Picea*; 3 - *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Glyptostrobus*; 4 - *Podocarpus*, *Cedrus*, *Ginkgo*; 5 - *Betula*, *Alnus*; 6 - *Carpinus*, *Corylus*, *Salix*, *Ostrya*; 7 - *Yuglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platicarya*; 8 - *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*; 9 - *Ulmus*, *Tilia*, *Cornus*, *Planera*, *Zelkova*, *Celtis*; 10 - *Liquidamber*, *Ilex*, *Moraceae*, *Nyssa*, *Oleaceae*, *Sterculia*, *Myrica*; 11 - *Sparganium*, *Alisma*, *Trapa*; 12 - *Carex*, *Poacea*; 13 - разнотравье; 14 - *Gleichenia*; 15 - *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*; 16 - *Osmunda*, *Azolla*; 17 - *Bryales*; 18 - *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. apressum*, *Betula nana*, *Aln aster*.



род тургайского типа. В связи с этим возникает проблема проведения нижней границы абросимовского горизонта. Климатические условия в раннем миоцене были близки еще к таковым позднего олигоцена.

В спектрах абросимовского горизонта господствует пыльца различных видов *Quercus*, особенно *Quercus sibirica* Pan. и *Ulmaceae*.

Постоянно присутствует пыльца *Quercus alni-foliiformis* Pan., *Q. williamsonia* Pan., *Q. mira* Pan., *Castanea*, *Platycarya*, *Carya glabrae-formis* Pan., *Alnus*, *Betula gracilis*, *B. suber-recta* Pan., *Carpinus duniensiformis* Pan., *Corylus*; различные виды *Juglans*, *Pterocarya*, а также субтропических растений (*Liquidambar*, *Ilex* sp., *Nyssa* sp.), трав и прибрежно-

водных растений – *Sparganium* sp., *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Diervilla*, *Ericaceae*, *Compositae*. Среди споровых возрастает содержание *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*. Единичны споры *Schizaea* sp., *Lygodium* sp. Этот комплекс назван по пыльце *Quercus sibirica* и *Betula suberrecta*.

Флора киреевского типа абросимовского горизонта отличалась преобладанием содержания, кроме *Quercus* и *Ulmus*, растений *Sparganium*, *Nyphaceae*, *Polygonaceae* (см. рис. 16).

Палинофлора бещеульского горизонта изучена из стратотипических разрезов у д. Исаковка на Иртыше (Меркулова, 1966, 1971; Александрова, 1969) и у д. Бещеул (Волкова, Панова, 1975; Панова и др., 1990а). Для флор этого горизонта типично невысокое содержание пыльцы голосеменных растений. В малых количествах встречена пыльца *Picea*, *Pinus* sp., *Tsuga* sp., *Abies* и *Taxodiaceae*. Характерная черта комплекса – преобладание пыльцы покрытосеменных растений, среди которых ведущее значение принадлежит мелколиственным, особенно пыльце *Alnus* (до 25 %). Среди широколиственных приобрели значение умеренно теплолюбивые виды, такие как *Ulmus rotunda* Merk., *U. minuta* Merk., *Quercus sibirica* Pan., *Q. cf. macranthera* Fisch. et May. В небольших количествах присутствует пыльца *Juglans sibirica* Vojc., *J. polyporata* Vojc., *Corylus*, *Tilia*. Отмечено большое разнообразие трав, которые составляют 25–30 % от общего состава флоры. Особенно велико количество водных и прибрежно-водных растений *Sparganiaceae*, *Alismataceae*, *Typha*, *Trapa*, *Polygonaceae*. Увеличилось содержание лугово-болотных и степных элементов *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Thalictrum*, *Cruciferae*, *Onagraceae*, *Myriophyllum*, *Compositae*, *Artemisia*. Споры представлены *Polypodiaceae* и *Sphagnum*, присутствуют также *Osmunda* и *Riccia*. Этот комплекс известен в литературе как *Alnus* – *Polypodiaceae* (исаковский). Он характеризует в Центральном районе Западной Сибири развитие мелколиственных лесов, в составе которых еще как реликты существовали умеренно теплолюбивые широколиственные и хвойные породы.

Таволжанский горизонт включает одну именную свиту, для палинофлор которого характерно преобладание представителей покрытосеменных растений. В комплексе господствует пыльца *Betula*, затем *Ulmus* и

Alnus, которые в сумме составляют более 40 %. В отдельных образцах, кроме представителей семейства *Ulmaceae*, присутствуют единичные зерна *Juglans*, *Quercus*, *Fagus*, *Carya*, *Pterocarya* sp., *Tilia* sp. Много пыльцы трав – *Sparganiaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Cruciferae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*. Пыльцы голосеменных мало. В основном она принадлежит *Pinus* sect. *strobus*, *Pinus* aff. *sylvestris* L., *P. cembraeformis* Zakl. Группа спор представлена главным образом *Polypodiaceae*. Спектры отражают уже развитие лесостепной растительности. В лесах господствовали береза, ильм, ольха, что указывает на единый этап развития флоры и объединение тургайской растительности. В позднем миоцене была уже четко выражена зональность ландшафтов. Постепенно к югу лесостепной тип сменялся степным–саванным.

Из отложений таволжанского горизонта В.П. Никитиным изучены 30 местонахождений семенных флор. Ему удалось определить около 200 видов остатков растений, которые свидетельствуют о составе флоры, утратившей тургайский облик. В составе семенных флор основное значение принадлежало травянисто-кустарниковой растительности. Семена и плоды древесной растительности немногочисленны (*Morus*, *Betula*, *Pterocarya*, *Liriodendron*). Резко снижается роль хвойных. Среди водных папоротников преобладают молодые виды *Azolla* и *Salvinia*, а также незначительное количество степных ассоциаций: *Urtica*, *Chenopodium*, *Atriplex*, *Euphorbia* и др. Характерно участие современных западно-сибирских видов (до 35 %) от общего числа определенных форм. Данные палеокарпологического анализа также указывают на деградацию тургайской флоры и развитие лесостепной растительности.

Павлодарский горизонт широко распространен только на юге Западной Сибири. Согласно палеомагнитным данным и биостратиграфическим характеристикам, он завершает миоценовый этап осадконакопления. Пыльцевая флора из глин павлодарской свиты весьма бедная. Для нее характерно обилие пыльцы травянистых ксерофитов с единичными экземплярами древесных растений из родов *Betula* и *Pinus*. Спектры из глин этой свиты состоят на 80 % из пыльцы трав и кустарничков, представленных семействами *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Plumboginaceae*, родами *Artemisia* и *Ephedra* и группой разнотравья с *Legumino-*

Палео-магнитная шкала, млн лет	Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	Свиты, слои (по В.С. Зыкину, 1989б)	Палинофлора	Смена ландшафтов на юге Западной Сибири (по В.С. Волковой)
0,75 - 1,05	МАТУЯМА	Эоплейстоцен	Верхний	Кочковский	Убинско-ерестнинская	Убинская	Тундровая. Зеленомошные болота с арктическими элементами флоры
2,13 - 2,48		Подпуск-лебяжинская		Подпуск-лебяжинская	Лесостепная без широколиственных, степная разнотравно-маревых; лесостепная с участием широколиственных		
						2,90 - 3,01	Селетинский
3,15 - 3,40		Битекейский		Битекейская	Б ₄ Поздняя Б ₃		
						Б ₂ Средняя	Лесостепная с участием широколиственных
4,0 - 4,40		Новостаничный			Новостаничная		
						Крутогорская	Крутогорская
Пешневская		Пешневская		Не изучена			
					Рытовская	Черлакская	Полупустынные и пустынные ландшафты
Новостаничная	Новостаничная	Лесостепь с бореально-таежными и прибрежно-водными растениями					
			5,40 -	Сперановская	Лесостепь с широколиственными		
ГАУСС	Н Е О Г Е Н О В А Я	П л и о ц е н				Н и ж н и й	Новостаничный
			Селетинский	Селетинская	Кызыл-айгирская		
3,15 - 3,40	Битекейский	Битекейская				Б ₄ Поздняя Б ₃	Лесостепная с участием широколиственных Степная и полупустынная
			Б ₂ Средняя	Лесостепная с участием широколиственных			
4,0 - 4,40	Новостаничный				Новостаничная	Б ₁ Ранняя	Степная разнотравно-полынно-маревая
			Крутогорская	Крутогорская			
Пешневская	Пешневская	Не изучена					
			Рытовская	Черлакская	Полупустынные и пустынные ландшафты		
Новостаничная	Новостаничная	Лесостепь с бореально-таежными и прибрежно-водными растениями					
			5,40 -	Сперановская	Лесостепь с широколиственными		
ГИЛЬБЕРТ	Н Е О Г Е Н О В А Я	П л и о ц е н				Н и ж н и й	Новостаничный
			Селетинский	Селетинская	Кызыл-айгирская		
3,15 - 3,40	Битекейский	Битекейская				Б ₄ Поздняя Б ₃	Лесостепная с участием широколиственных Степная и полупустынная
			Б ₂ Средняя	Лесостепная с участием широколиственных			
4,0 - 4,40	Новостаничный				Новостаничная	Б ₁ Ранняя	Степная разнотравно-полынно-маревая
			Крутогорская	Крутогорская			
Пешневская	Пешневская	Не изучена					
			Рытовская	Черлакская	Полупустынные и пустынные ландшафты		
Новостаничная	Новостаничная	Лесостепь с бореально-таежными и прибрежно-водными растениями					
			5,40 -	Сперановская	Лесостепь с широколиственными		

Рис. 17. Развитие растительности в плиоцене на юге Западной Сибири.

sae, Rosaceae, Ranunculaceae. Бедность спектров обусловлена не только скудностью пустынной и полупустынной растительности, но и своеобразными климатическими условиями. Отложения с ярко-красной окраской, преобладание пилитовых фракций указывают на седиментацию в обстановке аридного климата, в условиях сухих солончаковых степей и полупустынь с редкими неглубокими солоновато-водными озерами.

Покрытосеменные растения из глин павлодарской свиты в скв. 20 в с. Коркуль и скв. 21 в с. Вдовино Новосибирской области (Никитин В., 1962) представлены пыльцой дуба и семенами *Morus cf. alba* L.; кустарники и кустарнички – *Aralia*, *Hartzia*, *Andromeda*, реже – *Diervilla* и *Sambucus*. Среди трав здесь встречены представители семейства Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Compositae. Особенности этих флор заключается в участии со-

временных западно-сибирских видов. В целом флора павлодарского времени полностью утратила облик пышной тургайской растительности. Закат последней закончился в начале позднего миоцена. К этому времени относится становление лесной и лесостепной растительности как зональных типов. В конце миоцена наиболее развиты были сухие степи, пустыни и полупустыни.

Для плиоцена начиная с новостаничного времени происходила неоднократная смена степных, лесостепных и полупустынных ландшафтов (рис. 17). В лесостепных спектрах присутствует в небольших количествах пыльца

широколиственных пород умеренно-теплого климата (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*). Развитие растительности шло по пути вымирания растений-реликтов и обогащения современными бореальными формами (Никитин П., 1978). В конце плиоцена – подпуск-лебяжинское время – около 2 млн л. н. произошла экспансия арктических видов растений на юг Западной Сибири. Обогащение растительных формаций растениями Субарктики и Арктики особенных размеров достигло на рубеже 2–1,8 млн лет. По составу спектров растительность около 1,6 млн лет была уже близка к таковой ледниковых эпох.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ НЕОГЕНА

В последние годы благодаря исследованиям З.Н. Гнибиденко создана палеомагнитная шкала неогена (Гнибиденко, 1981, 1989, 1991; Гнибиденко, Поспелова, 1981; Гнибиденко, Донченко, 1994; Гнибиденко и др., 1996). Палеомагнитные исследования выполнены из стратотипов разрезов миоцена и плиоцена. Изучение миоценовых разрезов абросимовского и бещеульского горизонтов показало, что стратотип первого горизонта представлен в различных местах разновозрастными слоями, образующими латеральные ряды с разными типами флор. Слои с разной флорой – это более дробные стратиграфические подразделения абросимовского горизонта, которому отвечают флористические комплексы (Никитин В., 1989) четырех разновозрастных уровней (снизу вверх): ляминский, екатерининский, васюганоярский и киреевский. Три из них получены в скважинах и обнажениях Тарского Прииртышья.

Палеомагнитные разрезы абросимовского горизонта изучены по скважинам и обнажениям (Гнибиденко и др., 1996). Составлен сводный палеомагнитный разрез, состоящий из трех крупных магнитозон прямой и обратной полярности – R1, N1, R2 мощностью от 20 до 28 м. Внутри магнитозон фиксируются узкие (до 1 м) субзоны обратной полярности. Магнитозонам соответственно отвечают флоры ляминского (R1), екатерининского (N1) и васюганоярского (R2) уровней. Крупные магнитозоны (по временному объему) сопоставимы с эпохами мировой магнитостратиграфической шкалы неогена (Berggren, Van Cou-

vering, 1974; Berggren et al., 1985). Корреляция палеомагнитного разреза абросимовского горизонта с палеомагнитной шкалой неогена Западной Европы осуществлена З.Н. Гнибиденко через промежуточные корреляции – на основе соответствия екатерининской флоры Западной Сибири слоям с аквитанской флорой Средиземноморья. Кроме того, палинокомплексы из екатерининских слоев сходны с таковыми из верхнебайгубекского подгоризонта Устюрта Приаралья, аквитанский возраст которого установлен по раковинам морских моллюсков. Эти корреляции подкрепляются палеомагнитными данными, и екатерининские, и верхнебайгубекские слои характеризуются прямой намагниченностью.

Согласно З.Н. Гнибиденко, магнитозона прямой полярности N1 сопоставляется с эпохой 21 по нумерации К. Ода и У. Берггрена, что соответствует хронам СБАА–СБА шкалы Берггрена (Berggren et al., 1995). Тогда нижележащая зона R1 с ляминской флорой будет соответствовать эпохе 22 (хрон 6СВ и фрагмент хрона СБАА), а вышележащая зона R2, представленная васюганоярскими слоями – эпохе 20 (фрагмент хрона 6СА, С6). Временной интервал эпох 22–20 определяется в пределах 23,4–20,5 млн лет, а аквитанский ярус по шкале Берггрена имеет возрастной диапазон от 23,7 до 21,8 млн лет. По-видимому, слои с екатерининской и ляминской флорами будут относиться к аквитанскому ярусу, а слои с васюганоярской флорой будут коррелировать с низами бурдигальского яруса (рис. 18, 19).

Общая шкала				УНИФИЦИРОВАННЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ НЕОГЕНА								
Временная шкала, млн лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Млекопитающие (Mein, 1975)	Общая магнито-хронологическая шкала (Berggren et al., 1985)		Ортозона	Горизонт	Характерные комплексы фауны и флоры		
						Магнитозона	Полярность			Млекопитающие (МЛК)		Моллюски (МЛ)
1,8										крупные	мелкие	
2		Верхний	Геласийский		MN17	C _{2r}		Матулама	Кулундинский	МЛК-11 Подпуск-лебяжинский комплекс <i>Archidiskodon gromovi</i> , <i>Equus (Allohippus) stenonis</i> , <i>Cazella</i> ex gr. <i>sinensis</i>		МЛ-2 Биткейский комплекс <i>Tala politropis</i> , <i>Borysthenia pronatica</i> , <i>Bithynia (Boreolena) kirgizorum</i> , <i>Lithoglyphus subgracilis</i> , <i>Gastrocopta (Sinaibinula) huttoniana</i> , <i>Pupilla praesignata</i> , <i>P. pseudotriplicata</i> , <i>Betekela athleta</i> , <i>B. perdeclevia</i> , <i>Acuticostarovi</i> , <i>Heterunio exguisitus</i> , <i>Tuberunio unistialis</i> , <i>Sibirunio betekelensis</i> , <i>Uniprotractus</i> , <i>Limnoscapa lindholmi</i>
3		Средний	Пычненский		MN16	C _{2An}		Гаусс	Кулундинский	МЛК-10 Кызыл-айгырский комплекс <i>Ochotonoides</i> sp., <i>Promimomys gracilis</i> , <i>Mimomys hintoni</i> , <i>Cromeromys</i> sp.		
4		Нижний	Зангильский		MN15	C _{2Ar}		Гильберт	Новостаничный	МЛК-9 Андреевский комплекс <i>Trogontherium</i> sp., <i>Lophocricetus</i> sp., <i>Promimomys gracilis</i> , <i>Mimomys</i> sp.		МЛ-1 Новостаничный комплекс <i>Cipangopaludina tenuisculpta</i> , <i>Bithynia (Parabithynia) aenigmatica</i> , <i>Ocomelania bogatschevi</i> , <i>Crychium</i> aff. <i>pilcatum</i> , <i>Gastrocopta (Albinula) pavlodarica</i> , <i>Sculptunio bituberculatus</i> , <i>Cuneopsis (Procuneopsis) sibiricus</i> , <i>C. (P.) humilior</i> , <i>C. (P.) fissidentatus</i> , <i>Rhombuniolepis pronus</i> , <i>Rh. superatoides</i> , <i>Nodulana distinguenda</i> , <i>Limnoscapa sulcata</i>
5					MN14	C _{3n}		Гильберт	Новостаничный	МЛК-8 Алгабасский комплекс <i>Hipparion</i> cf. <i>tchikoicum</i>		
6		Верхний	Мессинский		MN13	C _{3Ar}		5	Павлодарский	МЛК-7 Крутогорский комплекс <i>Hypolegus</i> sp., <i>Ochotonoides</i> sp., <i>Promimomys</i> cf. <i>davakosi</i>		МЛК-5 Черлакский комплекс <i>Lophocricetus sibirica</i> , <i>Microtodon</i> cf. <i>kowalski</i> , <i>Baranomys</i> sp., <i>Promimomys</i> sp., <i>Prosiphneus</i> sp.
7					MN12	C _{3Br}		6	Павлодарский	МЛК-6 Пешневский комплекс <i>Paranourosorex</i> cf. <i>gigas</i> , <i>Lophocricetus</i> cf. <i>sibiricus</i> , <i>Kowalskia</i> sp., <i>Microtodon</i> sp., <i>Promimomys antiquus</i>		
8		Верхний	Тортонский		MN11	C _{4n}		7	Павлодарский	МЛК-3 Павлодарский комплекс <i>Hipparion longipes</i> , <i>H. elegans</i> , <i>Gazella dorcadoides</i> , <i>Samotherium irtyschensis</i> , <i>Palaeotragus asiaticus</i> , <i>Chilotherium</i> sp.		МЛК-4 Новостаничный комплекс <i>Steneofiber</i> sp., <i>Baranomys</i> sp., <i>Prosiphneus</i> aff. <i>eriksoni</i> , <i>Promimomys</i> sp., <i>Microscoptes</i> sp., <i>Lophocricetus</i> sp.
9					MN10	C _{4Ar}			Таволжанский	МЛК-2 Петропавловская фауна с <i>Ischymomys</i>		
10					MN9	C _{5n}			Таволжанский	?		
11					MN7+8	C _{5r}			Таволжанский	МЛК-1 Калкманский комплекс <i>Anchitherium</i> cf. <i>aurellanense</i> , <i>Aceratherium</i> cf. <i>incisivum</i> , <i>Zigolophodon</i> sp.		Не обнаружены
12						C _{5Ar}			Таволжанский	МЛК-1 Калкманский комплекс <i>Anchitherium</i> cf. <i>aurellanense</i> , <i>Aceratherium</i> cf. <i>incisivum</i> , <i>Zigolophodon</i> sp.		
13		Средний	Сераваллийский			C _{5Ar}			Бещульский	Не обнаружены		
14						C _{5Acn}			Бещульский	Не обнаружены		
15						C _{5ADn}			Бещульский	Не обнаружены		
16						C _{5Bn}			Бещульский	Не обнаружены		
17						C _{5Br}			Бещульский	Не обнаружены		
18						C _{5Cn}			Бещульский	Не обнаружены		
19						C _{5Cr}			Бещульский	Не обнаружены		
20						C _{5Dn}			Бещульский	Не обнаружены		
21						C _{5Dr}			Бещульский	Не обнаружены		
22						C _{5En}			Бещульский	Не обнаружены		
23						C _{5Er}			Бещульский	Не обнаружены		
24		Нижний	Бурдигальский			C _{6n}			Абросимовский	Не обнаружены		
25						C _{6r}			Абросимовский	Не обнаружены		
26						C _{6An}			Абросимовский	Не обнаружены		
27						C _{6Ar}			Абросимовский	Не обнаружены		
28						C _{6AAr}			Абросимовский	Не обнаружены		
29						C _{6Bn}			Абросимовский	Не обнаружены		
30						C _{6Br}			Абросимовский	Не обнаружены		
31						C _{6Cn}			Абросимовский	Не обнаружены		
23,8	Подстилающие отложения									Отложения верхнего олигоцена (туртасская-журавская свиты)		

Рис. 19. Региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ								
Ярус	Горизонт	Характерные комплексы фауны и флоры						
		Остракоды (О)	Диатомовые (Д)	Палинозона (СПЗ)	Семена и макроспоры (ПК) (по В.П. Никитину, 1999)			
Галазский	Кулундинский	О-3 Битекейский комплекс <i>Cypria candonaeformis</i> , <i>Candona combibo</i> , <i>Limnocythere scharapovae</i> , <i>L. nderica</i> , <i>L. longa</i>	Не установлены	Степные, полынно-типчаковые и полынно-маревые с <i>Betula</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i>	ПК-20 Раннебарнаульский <i>Azolla pseudopinata</i> – <i>Cyperus glomeratus</i> – <i>Leitneria</i>			
Пьяченцкий				<i>Betula</i> – <i>Ulmus</i> – <i>Vitis</i>				
Занклийский				О-2 Новостаничный комплекс <i>Cypria candonaeformis</i> , <i>Caspiocypria candida</i> , <i>Cytherissa bogatschovi</i> , <i>C. hialina</i> , <i>Limnocythere tuberculata</i>		ПК-19 Андреевский <i>Azolla pseudopinata</i> – <i>Salvinia glabra</i> – <i>Decodon globosus</i>		
Мессинский				Не установлены	Степные и полупустынные растительные ассоциации: <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Rosaceae</i> , <i>Ariaceae</i> , <i>Cichoriaceae</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Ephedra</i> с участием <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i>	ПК-18 Здвинский <i>Hydrocharis</i> – <i>Scirpus kipiana</i> – <i>Teucrium elongatum</i>		
Тортонский				Не установлены	СПЗ-17	ПК-17 Таволжанский <i>Chenopodium</i> – <i>Cleome rugosa</i>		
Серраваллийский				Бещеульский	Не установлены	Не установлены	СПЗ-16	ПК-16 Исаковский <i>Epipremnum crassum</i> – <i>Cleome rugosa</i> – <i>Trichosanthes fragilis</i>
Лангйский							<i>Alnus</i> – <i>Polypodiaceae</i>	ПК-15 Каськовский <i>Caulinia</i> – <i>Morus tertiana</i> – <i>Cleome rugosa</i>
Бурдигальский							Не установлены	ПК-14 Таганский <i>Alnus flexilis</i> – <i>Trapella</i>
Аквианский							Д-9 <i>Melosira atlymica</i> . Доминанты: <i>Melosira praegratulata</i> , <i>M. atlymica</i> , <i>Coscinodiscus gorbunovii</i> , <i>C. lobatus</i>	СПЗ-15
				Абросимовский			ПК-12 Васюганоярский <i>Cladium reidiorum</i> – <i>Brasenia sibirica</i>	
				ПК-11 Екатерининский <i>Salvinia cerebrata</i> – <i>Stratiotes sibiricus</i>				
				ПК-10 Ляминский <i>Phyllanthus kirееvskiana</i> – <i>Staphylea rugosa</i>				

Отложения верхнего олигоцена (туртасская–журавская свиты)

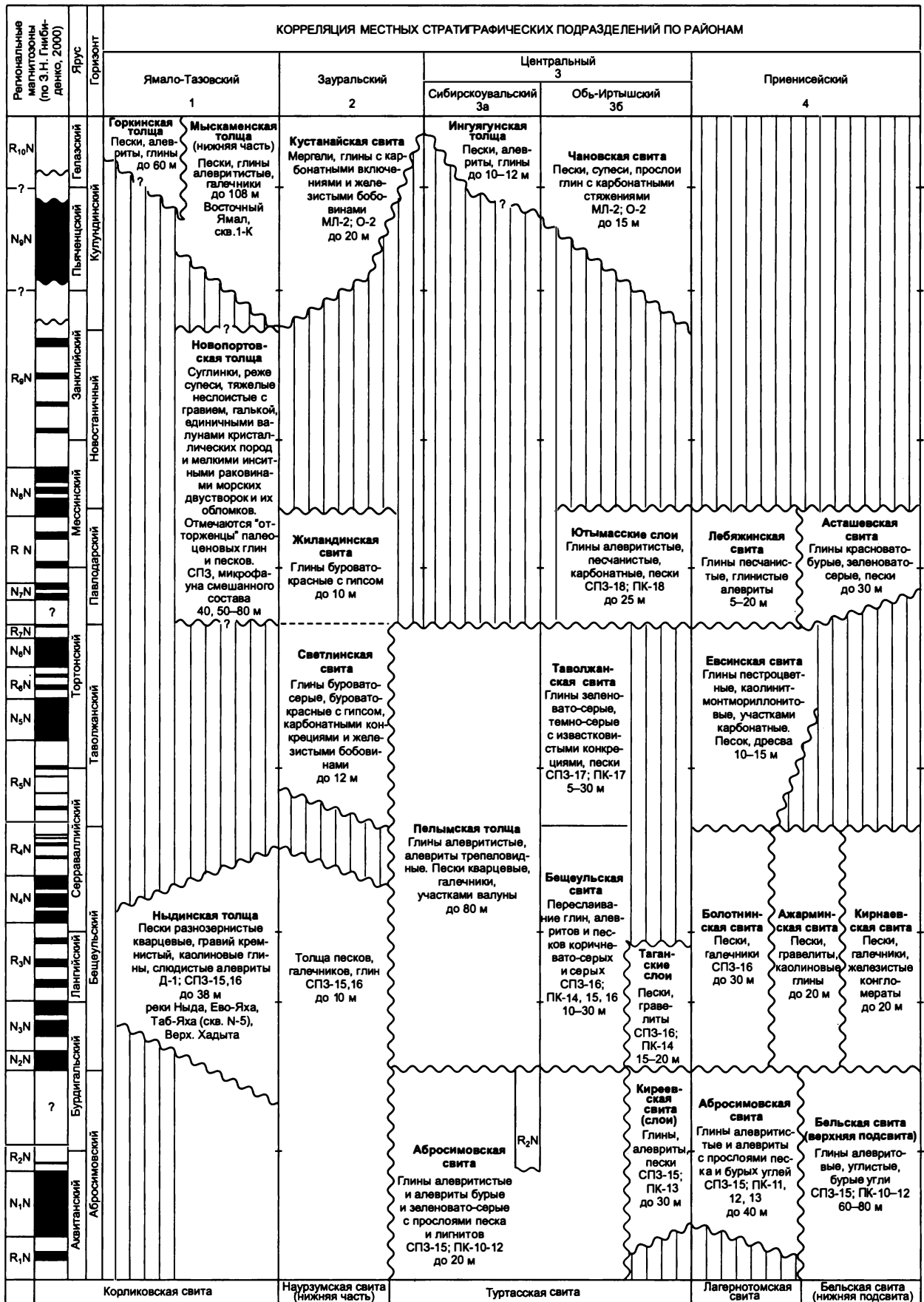


Рис. 19 (окончание).

Ярус Горизонт		КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ПО РАЙОНАМ				Региональные стратиграфические горизонты смежных районов		
		Ишимский 5	Барабинский 6	Юго-Восточный		Урал (1990 г.)	Алтае-Саянская область (1983 г.)	
		Кулундинский	Кулундинский	Предалтайский	7а	7б		
Голарктический	Звериноголовская свита Пески, галечники, алевроиты, глины, окатыши каолинит-гидрослюдистых глин МЛ-4,5; О-2; СПЗ-6,7 15-20 м	Чановская свита Пески серые с прослоями глин МЛК-4,5; МЛ-2; СПК-6,7 до 20 м	Кулундинская свита Пески разнозернистые, прослои глин МЛК-4,5; МЛ-2; О-2; СПК-6,7; ПК-10,11 до 20 м	Яровские слои Пески с фауной битоейского комплекса 10 м			Акулаевский	Бекенский (нижняя часть)
Палеоарктический							Кустанайский	
Зангильский	Новостаничная свита Глины с карбонатными конкрециями СПЗ-5; ПК-10 до 20 м	Новостаничная свита Глины с карбонатными конкрециями МЛК-3; МЛ-1; О-1; СПЗ-5; ПК-10 до 20 м	Новостаничная свита Глины с карбонатными конкрециями МЛК-3; О-1; СПЗ-5 до 20 м					Кызылгирский
Мессинский	Павлодарская свита Глины пестроокрашенные, пески МЛК-2; СПЗ-4; ПК-9 до 30 м	Павлодарская свита Глины пестроцветные, бурые, красно-бурые, темно-серые, пески МЛК-2; МЛ-1; СПЗ-4; ПК-9 10-20 м	Павлодарская свита Глины пестроцветные с песком и карбонатными конкрециями МЛК-2; МЛ-1; СПЗ-4 10-50 м					
Тортонский	Ишимская свита Алевриты мучнистые, трепаловидные. Пески с фауной. СПЗ-3 12 м	Таволжанская свита Глины зеленовато-серые с карбонатными конкрециями МЛК-1, СПЗ-3 до 40 м	Таволжанская свита Глины зеленые, монтмориллонитовые, алевритистые с известково-мергалистыми конкрециями, алевриты, пески МЛК-1; СПЗ-3; ПК-8 до 30 м	Таволжанская свита Глины зеленовато-серые ожелезненные, алевритистые с карбонатными конкрециями, алевриты, пески СПЗ-3; ПК-8 до 30 м				Туевский
Серваллгийский	Бещеульская свита Глины, алевриты, пески СПЗ-2; ПК-6,7 до 20 м	Бещеульская свита Алевриты, прослои глинистых песков СПЗ-2; ПК-6,7 до 18 м	Каськовская свита Пески, алевриты, глины СПЗ-2; ПК-6 до 20 м	Бещеульская свита Алевриты, прослои глинистых песков, гравия, гальки СПЗ-2; ПК-6,7 до 20 м	Сузунская свита Пески, алевриты, прослои глин СПЗ-2; ПК-6,7 до 50 м		Каракольский	
Лангильский								
Бурдигальский								Кошаганский
Авигтанский	Абросимовская свита Алевриты, пески, глины с линзами и прослоями лигнитов СПЗ-1; ПК-1,2,3 10-50 м	Абросимовская свита Глины алевритистые, алевриты с прослоями песка и бурых углей СПЗ-1; ПК-1-4 10-50 м	Абросимовская свита Глины, прослои песков, алевритов СПЗ-1 15-20 м	Батуровская свита (верхняя часть) Пески, алевриты, глины, бурые угли СПЗ-1; ПК-1,2 до 50 м	Крутихинская свита (верхняя часть) Глины каолинитовые, пестроцветные пески, галечники до 30 м			
Туртасская свита		Туртасская свита	Журавская свита	Батуровская свита (нижняя часть)	Кулундинская свита (нижняя подсистема)			

Палеомагнитные исследования стратотипа павлодарской свиты выполнены рядом специалистов (Поспелова и др., 1976; Гнибиденко, Поспелова, 1981; Вангенгейм и др., 1984; Шкатова и др., 1986). Результаты изучения показали, что верхняя и средняя части павлодарской свиты, включая костеносный слой, намагничены обратно, низы разреза – прямо. Интерпретация этих данных различная. В.К. Шкатова обратномагниченную часть свиты сопоставляет с верхней частью ортозоны Гильберт, а прямонамагниченную часть разреза, расположенную ниже основного костеносного слоя, – с субзоной Кочита. По данным У.Б. Харленда (Шкатова и др., 1986), ее продолжительность оценивается в инт. 3,86–3,98 млн л. н. З.Н. Гнибиденко и Г.А. Поспелова (1981) к верхней части ортозоны Гильберт в инт. 4,00–3,32 млн л. н. относят павлодарскую свиту. Эти корреляции разреза свиты с магнитостратиграфической шкалой, по мнению В.С. Зыкина, противоречат биостратиграфическим данным (Зажигин, Зыкин, 1984). Э.А. Вангенгейм и М.А. Певзнер (Вангенгейм и др., 1984) отложения павлодарской свиты сопоставляют с верхами ортозоны 7 и нижней частью ортозоны 6 и на этом основании относят их к нижней половине мессиния. Такой вариант корреляции, по данным У. Берггрена (Berggren et al., 1985), позволяет эту свиту сопоставлять не с мессинием, а с тортоном Средиземноморской шкалы. Согласно З.Н. Гнибиденко (1989), эта свита относится к ортозоне 6 и концу зоны 7. Принимая во внимание биостратиграфические сведения (Зыкин, 1982; Зажигин, Зыкин, 1984), можно допустить два варианта корреляции павлодарской свиты с магнитостратиграфической шкалой.

В первом варианте обратная зона разреза соответствует субхрону обратной полярности в пятом хроне нормальной полярности с магнитостратиграфическим возрастом от 5,53 до 5,68 млн лет (Berggren et al., 1985), прямая зона полярности сопоставляется с нижней частью пятого хрона с магнитостратиграфическим возрастом от 5,68 до 5,89 млн лет.

Второй вариант корреляции возможен с учетом того, что граница миоцена и плиоцена лежит внутри отрицательного интервала несколько выше основания хрона Гильберт и имеет магнитостратиграфический возраст 5,1–5,3 млн лет. В таком случае обратную зону павлодарского разреза можно сопоста-

вить с нижней частью хрона Гильберт, а зону прямой полярности с верхней частью хрона 5 с магнитостратиграфическим возрастом от 5,35 до 5,53 млн лет (Berggren et al., 1985).

Как показали палеомагнитные исследования стратотипа новостаничной свиты (Вангенгейм и др., 1984), нижняя ее часть, представленная серым мелкозернистым песком и алевроитом, прямо намагничена, верхняя – глинистая с карбонатными конкрециями – имеет обратную намагниченность. Учитывая данные по фауне млекопитающих из этого разреза, принадлежащих к самой ранней стадии русциния, возможен наиболее правильный вариант корреляции этой свиты с магнитостратиграфической шкалой – прямую зону разреза можно сопоставить с верхней частью хрона 5 нормальной полярности, обратную зону – с нижней частью хрона Гильберт. Таким образом, нижняя граница плиоцена юга Западно-Сибирской равнины между павлодарской и новостаничной свитами хорошо совпадает с положением нижней границы плиоцена в Средиземноморье по подошве занклия, которая проводится в верхней части хрона 5, несколько ниже хрона Гильберт (Cita, 1975).

Граница между новостаничным и кулундинским горизонтами совпадает со сменой условий осадконакопления русцинийской фауны млекопитающих на виллафранкскую, с вымиранием сино-индийских и западно-сибирских видов пресноводных моллюсков и с широким расселением палеоарктических. Оценка этой границы в Западной Европе (т. е. нижнего виллафранка) с учетом последних данных по калий-аргоновому датированию костеносного слоя местонахождения Этуэр дается в 3,26 млн лет. У. Берггрена эту границу проводит на уровне 3,4 млн лет (между нижним и верхним плиоценом). В.С. Зыкиным установлено, что плиоцен в Западной Сибири также имеет двучленное строение и соответствует таковому в Средиземноморье. Широкое расселение палеоарктической фауны в Западной Сибири (Зажигин, Зыкин, 1984) примерно совпадает с рубежом 3,2 млн лет, отраженным на изотопно-кислородной кривой по колонке V-28-179 (Shackleton, Oryduke, 1977) и разделяющим плиоцен на теплый (со стабильным климатом) и холодный (с неоднократными флюктуациями). Верхняя граница плиоцена по палеомагнитным данным оценивается ~1,8–1,6 млн лет. В ряде

разрезов она проходит внутри кочковского горизонта.

Следует отметить, что разработка палеомагнитной шкалы неогена Западной Сибири далека от завершения. Требуется ее дальнейшая детализация. Особенно нуждаются в палеомагнитном исследовании конти-

нентальные отложения позднего олигоцена и миоцена. Эти отложения слабо охарактеризованы биостратиграфическими данными, и корреляция основных этапов осадконакопления с таковыми Западной Европы возможна будет только с учетом данных палеомагнитного анализа.

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Стратиграфическая схема неогеновых отложений существенно изменилась лишь в верхней части в связи с понижением возраста четвертичной системы до 1,8 млн лет и выделением в составе плиоцена гелазского яруса. Кочковский горизонт переведен в эоплейстоцен, в плиоцене на уровне нижнего, среднего и верхнего подотделов выделен кулундинский горизонт. Значительные изменения внесены в Ямало-Тазовский район и Сибирскоувальский подрайон, где за последние десятилетия были получены новые данные по стратиграфии позднего кайнозоя. В целом же сохраняется преимущество в датировках и названиях уже известных и широко используемых при геологическом картировании стратиграфических подразделений (см. рис. 19).

Миоцен

В миоцене выделяются четыре региональных горизонта – абросимовский, бещеульский, таволжанский и павлодарский, включающие разнофациальные стратиграфические подразделения – свиты, слои, толщи.

Абросимовский горизонт (нижний миоцен) включает собственно абросимовскую, киреевскую свиту (слои) и верхние части бельской, батуровской и крутихинской свит, являющихся аналогами абросимовской свиты.

Абросимовская свита установлена В.А. Николаевым (1956). Стратотип находится у с. Екатерининское на р. Иртыш. Она распространена на всей территории Западной Сибири, кроме Ямало-Тазовского района, а также на Обь-Иртышском междуречье, к югу от 60° с.ш. до линии железной дороги Павлодар–Барнаул (Шацкий, 1970). Выходит на поверхность в долинах Оби, Иртыша, Тары, Уя, Шиша, Туртаса, в районе оз. Чаны и южнее погружается на глубину до 210 м. Свита сложена глинами и алевритами бурыми и

зеленовато-серыми с прослоями песков, лигнитов и бурых углей общей мощностью от 5–10 до 80 м, охарактеризованных ископаемыми флорами тарско-васюганского типа – ляминской, екатерининской, васюганоярской, киреевской (Никитин В., 1999). В восточном и западном направлениях, вблизи структур обрамления, отложения несколько опесчаниваются.

Как показало изучение ископаемых флор, стратотип абросимовского горизонта (свиты) не содержит полного набора флор и может быть составлен лишь из частных разрезов по р. Иртыш, у с. Екатерининское, а также по рекам Абросимовка, Васюган, Лямин и Обь, у с. Киреевское. В палинокомплексах этой свиты, так же как и в туртасской, преобладает пыльца хвойных и широколиственных мезофильных пород тургайского типа. Различия заключаются только в количественном содержании пыльцы *Quercus sibirica*, *Liquidambar*, *Ilex* sp., *Nyssa* sp. Отмечается уменьшение пыльцы *Castanea*, *Platycarya*, *Carya glabraeformis*, *Fagus*. В связи с этим возникает проблема определения возраста нижней границы абросимовской свиты. Большинство исследователей склоняются к тому, что эта граница скользящая и уходит в олигоцен. В схеме свита условно относится к нижнему миоцену и помещается на уровень аквитана–нижнего бурдигала. Мощность свиты от 10 до 50 м.

Киреевская свита (слои) выделена М.П. Нагорским в 1949 г. (Горбунов, 1951) у с. Киреевское на правом берегу Оби, распространена в южной части Томской области, на правом и левом берегах Оби и в районе Чулыма. Представлена песками с прослоями алевритовых глин с сидеритовыми стяжениями и угольной крошкой общей мощностью от 30 до 50 м. В глинах имеются отпечатки листьев, обнаружены орехи *Juglans dorofeevii* Nikit., выделены споры и пыльца зоны

(СПЗ-15). Определены моллюски *Limnoscapha sibirica* Ebersin, *Anodonta gorbunovii* Ebersin, *Viviparus tenuisculptus* Martins. Отложения охарактеризованы флорой киреевского уровня, относимого к низам бурдигала. В.П. Никитин (1999) предполагает, что время формирования киреевской свиты было непродолжительным, и она не имеет повсеместного распространения, а сохранилась лишь на отдельных участках. Большинство палеоботаников считают, что флора киреевского типа моложе тарской, но в целом характерна для миоцена.

Бельская свита распространена в Приенисейском районе (см. рис. 19, район 4), а батуровская и крутихинская – в Кулундинском подрайоне (7а). В новую схему они переведены из предыдущей схемы (1978 г.).

Бещеульский горизонт (средний миоцен) сложен разнозернистыми песками с прослоями глин мощностью до 50 м, он объединяет собственно бещеульскую (см. рис. 19, районы 3б, 5–7а), а также болотнинскую, ажарминскую, кирнаевскую (район 4), каськовскую (6) и сунзунскую (7а) свиты (Унифицированная... схема..., 2000) свиты, преемственно перешедшие из схемы 1978 г. (Стратиграфический словарь..., 1978). В Ямало-Тазовском районе в схему впервые введена ныдинская толща, описанная А.Е. Бабушкиным как нерасчлененные отложения миоцена (Государственная... карта..., 1996). Она залегает с размывом на различных свитах палеогена и представлена разнозернистыми светло-серыми песками с окатышами, линзами и прослоями каолиновых глин, с галькой и гравием кремнистых пород. Отложения распространены на междуречьях Ныда–Таб–Яха и Хадуттэ–Верхняя Хадыта, а также в бассейнах рек Хадуттэ, Таб–Яха, Ныда, Арка–Таб–Яха, где слагают цоколи высоких (16–20 м) террас. В долине р. Таб–Яха в скв. N-5 (инт. 46,7–8,9 м) они представлены своеобразными кремнистыми гравелитами (мощностью 4,2–5,0 м) и разнозернистыми каолинизированными песками общей мощностью 37,8 м.

В бассейне р. Ныда в основании пачки разнозернистых песков залегают слюдястые алевриты и глины, из которых получены палинокомплексы, сходные с миоценовыми комплексами Азиатского Севера. Вверх по разрезу наблюдается постепенное уменьшение термофильных элементов вплоть до полного их исчезновения в верхней части пачки као-

линизированных песков, что свидетельствует о постепенном похолодании климата в период формирования этой толщи.

Таволжанский горизонт (средний–верхний миоцен) залегает согласно на бещеульском, он включает озерные отложения собственно таволжанской свиты (см. рис. 19, районы 3б, 5–7а) и ее фациальные аналоги – ишимскую (район 5), светлинскую (2), евсинскую (4), рубцовскую (7б) свиты и верхнюю часть пельымской толщи (район 3а).

Таволжанская свита установлена И.Г. Зальцманом в 1957 г. и назана по пос. Таволжан. Она наиболее распространена в Кулундинско–Барабинской впадине (районы 3б, 5–7а). Ее стратотип находится в Прииртышье, близ пос. Таволжан (скв. N-31). Сложена светло-зелеными и зеленовато-серыми, иногда черными и темно-коричневыми алевритистыми монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми глинами с известково-мергелистыми конкрециями, железистыми бобовинами, друзами гипса и отдельными прослоями песков. В тяжелой фракции песков (выход 0,2–5 %) преобладают эпидот и цоизит (46–80 %), рудные минералы: ильменит, магнетит, лейкоксен (20–40 %), роговая обманка (до 20–30 %). Постоянно присутствуют циркон, турмалин, анатаз, рутил (1–2 % и более), в небольших количествах – гранат, апатит, пироксен, ставролит, андалузит, дистен и др. Содержит растительные остатки травянисто-кустарникового состава с примесью древесных форм. Мощность 5–40 м.

Ишимская свита выделена В.А. Николаевым в 1947 г. со стратотипом на р. Ишим, левом притоке Иртыша. Распространена в Ишимском районе, рассматривается как фациальный аналог таволжанской свиты. Сложена белыми, светло-серыми и зеленовато-серыми алевритами, глинами и песками. В стратотипе нижняя часть свиты (0,5–2,3 м) представлена светло-серыми до белых разнозернистыми песками с кремнистой галькой и гравием в основании. Вверх по разрезу пески становятся мелкозернистыми, а в ряде разрезов (р. Кизак, ниже д. Хрущевка; карьер у с. Падун и др.) в них наблюдаются глыбы и окатыши желтовато-серых алевритистых глин. Участками на песчаной пачке залегают светло-серые до белых супеси и зеленовато-серые алевритистые глины. В Притобольском районе (поселки Емуртла, Упорова, Бегила) разрез венчается пачкой

(3,8–3,5 м) почти белых, иногда со слабым зеленоватым оттенком “мучнистых” алевритов. Палинокомплексы, установленные из этой части разреза, близки к палиноспектрам калкаманской свиты Северного Казахстана, охарактеризованной фауной млекопитающих одноименного комплекса, по которому возраст свиты определяется как верхний миоцен. Мощность 10–25 м. Свита залегает с частичным размывом на нижележащих отложениях, положение ее верхней границы недостаточно ясно, вероятно, вышележащие отложения павлодарской свиты, залегают с перерывом.

Пельмская толща обособлена в ранге свиты В.А. Лидером в 1956 г. по р. Пелым в Северном Зауралье как аналог журавского горизонта позднего олигоцена (Стратиграфический словарь..., 1978). Позднее тюменскими геологами под этим названием в Зауральском и Центральном районах (см. рис. 19) на бещеульско-таволжанском уровне (на междуречьях Конды–Юконды, Конды–Кумы, на правом берегу р. Тавда, в бассейне р. Северная Сосьва, на Белогорском материке и Сибирских Увалах) описана толща алевритов, песков и галечников с валунами, залегающая с размывом на отложениях континентального палеогена. В разрезе свиты выделяются две подсвиты: нижняя мощностью до 30 м – песчаная, с включениями растительных остатков и обломочного материала в основании, и верхняя (до 80 м) – глинисто-алевритовая, в составе которой значительную долю составляют слоистые диатомовые алевропелиты. П.П. Генераловым (1986) подчеркивается, что в составе нижней подсвиты впервые на значительном (до 300 км) удалении от Урала появляется в массовом количестве валунно-галечный материал уральских пород, а во всех фракциях осадков по всему разрезу свиты – обилие (до породообразующего количества) переотложенного материала эоценовых опок и диатомитов. В палинокомплексах доминирует пыльца голосеменных растений (37–66 %), представленных в основном семейством Pinaceae с участием таксодиевых. В группе покрытосеменных преобладают представители семейства Betulaceae (9–28 %). В.П. Никитин на основании палеокарпологического анализа проб предполагает четвертичный возраст пород. В результате изучения керн скважин в районе Сибирских Увалов сотрудниками СО РАН в 1987 г. миоценовый

возраст отложений, отнесенных к пельмской толще, подтвержден не был. Все виды диатомовых, за исключением *Paralia sulcata* и *Stephanopyxis turris*, являются мел-палеогеновыми. Они носят следы многократного переотложения, что характерно для четвертичных (плиоцен-четвертичных) отложений. В скв. N-30 весь 70-метровый интервал отложений, залегающих на абросимовской свите миоцена, по палеомагнитным данным, имеет возраст не древнее 0,8 млн лет (граница Брюнес–Матуяма не подсечена). Верхний горизонт с обратной полярностью соответствует, очевидно, эпизоду Блейк (110–120 тыс. лет). Учитывая неопределенность возраста пельмской свиты, решено перевести ее в ранг толщи, а также изменить название в связи с его приокупированием (Стратиграфический словарь..., 1978).

Рубцовская свита названа по г. Рубцовску Алтайского края (Мартынов, 1967). Распространена вдоль Алтайских предгорий вплоть до Присалаирья. Сложена монотонными зелеными, в нижней части пестроокрашенными с малиновыми пятнами, тонкодисперсными глинами с друзами гипса, железомарганцевыми бобовинами и карбонатными конкрециями. Содержит бедные палинокомплексы, гастроподы, косточки грызунов. Соответствует калкаманской свите и свите турме Центрального Казахстана, возраст которых по фауне крупных млекопитающих определяется средним миоценом. Имеются сведения о находках в рубцовской свите остатков млекопитающих рода *Cricetodon*, который, согласно П. Мену (Mein, 1975), соответствует зонам 7 + 8 (а может быть, и древнее). Мощность свиты 20–80 м.

Светлинская и евсинская свиты включены в схему преимущественно из стратиграфических схем Урала и Средней Сибири.

Павлодарский горизонт (верхний миоцен) включает павлодарскую свиту (районы 5–7), а также жиландинскую (2), лебяжинскую и асташевскую (4) свиты и ютымасские слои (3).

Павлодарская свита установлена В.В. Лавровым в 1951 г. и названа по г. Павлодар, на окраине которого в урочище Гусиный Перелет, на правом берегу Иртыша, находится крупное захоронение гиппарионовой фауны. В стратотипе свита представлена в верхней части пестрыми карбонатными глинами, ниже алевритами и ближе к урезу

воды разнозернистыми до крупнозернистых песков. На остальной территории Казахстана, особенно в районе мелкосопочника, наблюдается другой тип разреза, в котором преобладают красно-бурые карбонатные глины с линзами песка и гравия. Анализ фауны остракод, моллюсков и позвоночных по скважинам и естественным обнажениям позволил расчленить павлодарскую свиту и выделить из ее состава новостаничную свиту (слои) (Среда и жизнь..., 1984). Собственно павлодарская свита, соответствующая гусинопере-летским слоям стратотипа, распространена в Павлодарском Прииртышье и в южной части Кулунды, до широты поселков Иртышск-Карасук. В Центральной Кулунде имеются участки, на которых в одном разрезе могут быть выделены обе свиты, но на большей части территории они разобщены. Свита сложена в основном пестроцветными монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами с карбонатными конкрециями и линзами полимиктовых, слюдяных мелко- и среднезернистых песков. Глины павлодарской свиты ниже по р. Иртыш обнажаются у сел Осморыжское и Жас-Кайрат, где Л.Л. Гайдученко был найден чреп мастодонта.

В стратотипе свиты обнаружена богатая фауна позвоночных гиппарионового комплекса и мелких млекопитающих. Э.А. Вангенгейм и др. (Среда и жизнь..., 1984) относят гусинопере-летские слои к позднему миоцену, сопоставляя гиппарионовую фауну с туролийским этапом развития млекопитающих и с понтическим ярусом Восточного Паратетиса. Мощность свиты от 10–20 до 50 м.

Ютымасские слои выделены А.В. Кривенцовым на Обь-Иртышском междуречье, в верховье рек Юган и Большая Кельвата (см. рис. 19, район 3б). Здесь в скв. N-40 (абс. отм. 119 м) вскрываются глина темно-серая алевритистая (18–26 м) и песок серый с детритом (26–40 м).

Из песков В.П. Никитиным установлены комплексы здвинского флористического уровня, по которому возраст отложений определяется верхним миоценом (павлодарское время).

Верхний миоцен–плиоцен

Новостаничный горизонт включает одноименную свиту, которая впервые была выделена как новостаничные слои. Пленум палеоген-неогеновой секции СибРМСК в 1985 г.

принял решение о выделении самостоятельного новостаничного горизонта (свиты).

Новостаничная свита довольно широко распространена на юге Западной Сибири (см. рис. 19, районы 5–7а). Она обнажается во многих разрезах правого берега р. Иртыш, у сел Железинка, Урлютюб, Моисеевка, Новая Станица, Нижнеильинское, Исаковка и других, а также по р. Омь (села Андреевка, Сыропятское, Никитовка, Калачинск, Рязанка) и по речкам и логам, впадающим в оз. Теке и Селеты-Тенгиз. Стратотип располагается на р. Иртыш, южнее г. Омска, у с. Новая Станица.

В разрезе новостаничной свиты по литологическому составу как в обнажениях, так и по скважинам, наиболее четко выделяется верхняя пачка, сложенная глинами, нижняя – песчано-алевритовая – по латерали более изменчива. Согласно В.А. Мартынову (1967), нижняя пачка в правобережных разрезах р. Иртыш выделена в нижнеильинские слои. Эту пачку вместе с перекрывающими ее темно-серыми глинами с конкрециями В.С. Зыкин и В.С. Зажигин (1984) описали как крутогорскую свиту. По комплексам млекопитающих (МЛК-4–7) возраст свиты определяется верхним миоценом–нижним плиоценом. Мощность до 20 м.

Кулундинский горизонт (средний–верхний плиоцен) включает кустанайскую, чановскую, кулундинскую, звериноголовскую и горькоозерную свиты, нижние части мыскаменской, горкинской и ингуягунской толщ (см. рис. 19).

Кулундинская свита распространена в центральных и южных районах Кулунды и в Павлодарском Прииртышье. Сложена песками полимиктовыми, слюдяными, разнозернистыми гравелистыми с прослоями глин общей мощностью 5–40 м. Содержит остатки млекопитающих подпуск-лебяжинского комплекса верхнего плиоцена, грызунов и моллюсков среднего–верхнего плиоцена (Стратиграфический словарь..., 1978).

В районе Павлодара Л.Л. Гайдученко описал разрез коряковской свиты, соответствующей низам кулундинского горизонта. В зеленовато-серых песках с пятнами ожелезнения содержатся раковины моллюсков, а также кости рыб, черепах, птиц и млекопитающих. Обнаружены кости крупного гиппариона, верблюда (*Paracamelus praebactrianus*), носорога, трогонтерия (*Trogontherium minus* New.), газели и др.

К югу от г. Славгород, севернее оз. Большое Яровое, в отложениях, относимых к кулундинской свите, С.М. Поповой собраны моллюски битекейского комплекса: *Borysthenya pronaticina* Lindh., *Unio atleta* (Адаменко, 1974). Определены остракоды: *Cyprina candonaeformis* Schweyer, *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L. inderica* Schweyer, *L. torulosa* Kazmina, из которых последние три вида типичны для битекейского комплекса. Мощность свиты 10–20 м.

Чановская свита названа по оз. Чаны Обь-Иртышского междуречья (Мартынов, 1965), ранее она относилась к нижнему–среднему кварталу, в настоящее время возраст ее пересмотрен. Свита распространена в южной части территории (см. рис. 19, район 36). Она с размывом залегает на подстилающих отложениях и представлена мелко-, реже среднезернистыми полимиктовыми песками желтовато-серого, реже зеленовато- и голубовато-серого цветов, с прослоями и линзами глин и суглинков. В Омском Прииртышье в составе свиты отмечаются прослои (от 1 до 5 м) своеобразных темно-буровато-серых или зеленовато-серых глинистых песков, состоящих из мелких окатанных зерен глинистого состава, которые В.А. Мартыновым (1967) выделены как ливенские слои, а В.С. Зажиговым и В.С. Зыкиным (1984) как ливенская свита. В песках и реже суглинках часто встречаются обломки раковин моллюсков и иногда прослой ракушняка, состоящего из крупных раковин унионид. В обнажении на р. Иртыш у пос. Черлак из нижней песчаной толщи В.С. Зыкиным определены *Betekeia irtyshensis* (Ldh.), *Bogatschevia otiensis* sp. nov., *Sibirunio depressus* sp. nov. Найдены остракоды битекейского комплекса *Limnocythere inderica* Scharapova (Казьмина, 1975).

Классическое местонахождение раковин унионид и млекопитающих, описанное В.И. Громовым (1940), находится в районе с. Андреевка на р. Омь, где выделен андреевский фаунистический комплекс. Подобные находки фауны отмечены в карьере около г. Омска, западнее д. Сперановка.

Андреевский комплекс (по В.С. Зыкину, В.С. Зажигову (1984)) состоит из 23 видов и 19 родов, в том числе *Betekeia irtyshensis* (Ldh.), *Sibirunio depressus* Zykin, *Bogatschevia otiensis* Zykin и др. Здесь же собраны В.С. Зажиговым кости млекопитающих с *Mimomys* (*Promimomys gracilis* (Kretz.)), которые от-

носятся к поздней стадии русциния и несколько древнее виллафранка (Зыкин, Зажиговы, 1984; Зажиговы, Зыкин, 1984). Эта фауна характерна для ливенской свиты, которую В.С. Зыкин и В.С. Зажиговы считают несколько моложе битекейской. Обломки унионид предположительно андреевского комплекса определены В.С. Зыкиным по материалам Здвинской партии.

Из песков чановской свиты, вскрытых скважинами в Венгеровском и Усть-Тарском районах, Т.А. Казьминой (1975) определены остракоды битекейского комплекса. В итоге на основе имеющихся данных возраст чановской свиты может быть определен концом русциния–началом виллафранка. Мощность свиты не превышает 15–20 м.

Горькоозерная свита впервые установлена Ю.М. Кольхаловым со стратотипом по скв. N-2 (абс. отм. 260 м), пройденной в районе оз. Горькое, в 3,5 км юго-западнее с. Крестьянка, Мамонтовский район, Алтайский край. Здесь (инт. 131–154 м) под кочковской свитой вскрываются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Глины бурые, грязно-серые с рыхлыми известковистыми стяжениями, железистыми бобовинами, с включениями и пятнами гидроксидов железа, известковистой и кремнистой галькой, с обломками раковин моллюсков 8,6
2. Глины буровато-коричневые с крупными известковистыми стяжениями и песчаными включениями 4,8
3. Глины желтовато-серые, песчаные, обожженные, с детритом раковин моллюсков 8,1
4. Глины коричневатого-серые с железомарганцевыми бобовинами, известковистыми конкрециями, детритом мелких тонкостенных и крупных массивных раковин моллюсков 0,7

Ниже залегают отложения павлодарской свиты.

В нижней части свиты (на глубине 154 м) О.Ю. Буткеевой установлен комплекс остракод новостаничного типа, а в инт. 151,5–152,5 м найдена микротериофауна, которая, по заключению В.С. Зажигова, характерна для среднего плиоцена. Породы, по данным Н.Н. Величко, имеют обратную намагниченность. Аналогичные отложения также вскрыты скважинами в районе сел Николаевка, Петухово, Родионо и др. Мощность свиты до 30 м.

Звериноголовская свита установлена В.В. Стефановским в обнажении на правом берегу р. Тобол (Главнейшие итоги..., 1998).

В строении свиты участвуют три литологические пачки (снизу вверх): песчаная с редким гравием преимущественно кварцевого состава с линзами синевато-серых гидрослюдистых глин мощностью 3–5 м; алевритовая темно-серая, горизонтально- и волнисто-слоистая, с прослойками тонко- и мелкозернистого кварцевого песка, песка из глиняных окатышей и каолинит-гидрослюдистых глин мощностью 8–12 м; песчано-алевритовая, полимиктовая с линзами гравийных песков мощностью 2–3 м. Отложения залегают с размывом на тавдинской свите и перекрыты субаэральными отложениями северо-уральского надгоризонта квартера. Свита прослежена картировочными скважинами по левому и правому берегам р. Тобол до устья ручья Суерь.

Нижняя и верхняя пачки свиты включают ископаемые остатки грызунов и раковин моллюсков. Представительные комплексы млекопитающих выявлены из верхней пачки: *Arvicolinae* (70 %), *Lagomorpha* (около 29 %). Наиболее многочисленны остатки полевок видов *Borsodia petenyii*, *B. steklovi*, *Promimomys bashkirica*, *Mimomys polonicus*, *M. reidi*, *M. hintoni*, видовой состав которых позволяет сопоставить фауну с MN16b зоны П. Мена, т. е. со второй половиной среднего плиоцена (нижний вилланий). Фауна пресноводных моллюсков близка к кызыл-айгирскому, а микрофауна остракод – к позднелитовскому комплексам Западной Сибири. Палиноспектры воссоздают лесостепные фитоценозы. Породы имеют прямую намагниченность, отвечающую палеомагнитной эпохе Гаусс. Общая мощность свиты 15–20 м.

Мыскаменская толща выделена в Ямало-Тазовском районе по скв. 1-К, пройденной в районе пос. Мыс Каменный, на восточном берегу п-ова Ямал. Здесь в инт. 372,2–258,5 м вскрываются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песчано-гравийно-галечный материал преимущественно опокового состава размером до 6–7 см (преимущественно 2–3 см)	25
2. Песок мелкозернистый с гравием и галькой опок и черных кварцитовидных песчаников	22,5
3. Песок мелко- и тонкозернистый глинистый, с редким мелким гравием опок и микродолеритов	12
4. Глина зеленовато-серая песчанистая массивная, участками слоистая с редкой галькой и гравием	14
5. Песок разнозернистый кварцевый с включением песчаных глин	35

6. Глины песчанистые, оскольчатые, грубые, с обломками черных глин..... 6,2

Ниже залегают темно-серые глины таллицкой свиты.

К плиоцену условно отнесена лишь нижняя часть песчано-алевритовой толщи. По В.С. Волковой, в палиноспектрах этой части пыльца древесных (в основном высокоствольной березы) составляет 46–50 %, трав – 11–23, спор – до 40 %. Она вмещающие отложения определяет верхним плиоценом, коррелируя их с битекейской свитой Западной Сибири (Волкова, 1999). В скв. 1-К обнаружены фораминиферы, на основании которых по наличию в них *Retroelphidium subclavatum* (Gud.) Л.К. Левчук сопоставляет их с тильтимским комплексом раннего плейстоцена, И.Н. Семенов относит время их формирования к плиоцену.

Новопортовская толща названа по пос. Новый Порт, где впервые была выделена П.П. Генераловым. В скв. 12-РР, 12-РГ она представлена преимущественно плотными, тяжелыми суглинками, реже супесями с галькой, гравием и единичными валунами различных пород, с включениями вивианита, в нижней части с “отторженцами” палеогеновых глин и песков. В составе толщи установлены комплексы фораминифер, среди которых преобладают арктические и бореально-арктические виды. В керне скв. 12-РГ Л.К. Левчук (ИГНГ СО РАН) описан комплекс, включающий 69 видов и подвидов, из которых 40 % – тепловодные, 20 % – холодноводные. Здесь найдены *Tappanella arctica* Gud. et Said. Впервые в районе обнаружены *Pyramidina buliminoides* Cushman, *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Allomorphina fragilis* Hofker, *Allanhancokia* sp., *Heterohelix* sp. По данным комплексам Л.А. Тверская сопоставляет эти отложения с колвинской свитой Печоры, Л.К. Левчук относит их к обскому комплексу зоны *Miliolinella pyriformis*, выделенному В.И. Гудиной (1976) в качестве реперного для среднего плейстоцена Западной Сибири (тобольский горизонт). Палиноспектры из этих отложений, по В.А. Бахаревой и А.Ф. Фрадкиной, характеризуют условия этого времени как лесотундровые. Плиоценовый возраст новопортовской свиты обосновывается в легенде к карте Тюменско-Салехардской подсерии верхним плиоценом (ортозона Гаусс), хотя сведений по этому вопросу представлено не было. На павлодарско-новостаничный

уровень новопортовская толща помещена по предложению тюменских геологов, хотя возрастной интервал ее остается неопределенным. По комплексам фораминифер, литофациям и положению в разрезе она имеет много общего с эоплейстоценовой тиутейяхской свитой квартера. Мощность толщи 40–50 м, иногда до 80 м.

Ингуягунская толща впервые выделена в границах позднего плиоцена А.И. Некрасовым в 1991 г. при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 на Тромъеганской площади. Авторами установлен водораздельный комплекс отложений Сибирских Увалов, который предшествующими исследователями относился к квартеру с подразделением на ряд свит: низямскую, тобольскую, самаровскую, ширтинскую и тазовскую (Бабушкин, 1989; Решения..., 1990). Наиболее характерный разрез толщи приводится А.И. Некрасовым по скв. N-321, инт. 82,6–11,4 м (абс. отм. 122 м), где прослеживаются три пачки (сверху вниз):

Мощность, м

1. Диамиктоны с прослоями разнозернистых песков с гравием и галькой пород различного состава до 23,8
2. Пески разнозернистые, преимущественно мелкозернистые с гравием, галькой и полуобугленными растительными остатками..... 14,1
3. Глины буровато-серые, серые и темно-серые до черных плотные, массивные, участками слоистые с редкими включениями гравия, гальки и отдельными прослоями разнозернистых песков с гравием и галькой до 33,3

Характер палинокомплексов, полученных из глин, по определению В.С. Волковой, указывает на развитие в это время лесотундровых ландшафтов, резко отличных от современных. Климат был холодный. Осадки отлагались в условиях заболоченных редколесий. Существенная роль принадлежала кустарниковым (*Betula nana*, *Ericales*). Сходные комплексы, по заключению В.С. Волковой, имеют озерно-ледниковые отложения в районе Ханты-Мансийска, которые относятся рядом исследователей к семейкинской свите. Диамиктоны верхней части разреза содержат единичные палиноспектры четвертичного возраста и массу переотложенных спикул губок и мел-палеогеновых форм. Данные о плиоценовом возрасте ингуягунской толщи отсутствуют, поэтому введение этого стратона на уровень позднего плиоцена пока условно.

Особенности климата

Климат этого времени по многочисленным палеонтологическим данным характеризуется особенно активной динамикой, позволяющей признать различные стороны механизма климатических изменений. Кроме того, климат плиоцена (1,8–5,4 млн лет) входит в круг возможных сценариев климата будущего. Глобальные изменения климата в позднем кайнозое связывают с содержанием CO₂ в атмосфере. По мнению М.И. Будыко (1984), концентрация CO₂ в атмосфере определяется долговременной тенденцией вулканической активности, неуклонно снижавшейся на протяжении позднего кайнозоя. Отсюда следует, что к любому ожидаемому значению CO₂ в атмосфере будущего можно подобрать временной сценарий в геологическом прошлом с аналогичной концентрацией CO₂. Содержание последней основывается на расчетах, принимающих, что при удвоении концентрации CO₂ средняя глобальная температура должна повыситься на 2,5 ± 1 °С. По расчетным данным концентрация CO₂ в атмосфере благодаря антропогенному воздействию в середине XXI века будет близка к плиоценовому периоду. Следовательно, и климат должен быть похож на плиоценовый. В связи с этим реконструкция палеоклиматических параметров плиоцена, особенно его оптимальных фаз, будет иметь огромное значение для целей прогнозирования климата будущего. Допускается, что при приближении палеоклиматических параметров к оптимуму плиоцена относительно неустойчивый ледниковый щит Западной Антарктиды, лежащий ниже уровня моря, начнет таять, а уровень Мирового океана, соответственно, повышаться. Это будет представлять опасность для низменных территорий, таких как Западная Сибирь. Кроме того, даже самые незначительные потепления могут привести к высыханию огромных торфяных залежей с последующим их сгоранием вместе с растительным покровом на междуречьях и к выбросу в атмосферу гигантского количества углекислого газа. Размеры климатической катастрофы надо предвидеть, а чтобы оценить ее и предсказать, нужно знать климат прошлого. Установлено, что климат в плиоцене протекал на фоне прогрессирующего похолодания.

К настоящему времени, как указывалось выше (Архипов и др., 1993; Зыкин и др., 1989б), стратиграфия плиоцена хорошо раз-

работана, поэтому периоды климатических оптимумов и пессимумов привязаны к стратиграфической схеме, и тем не менее временной интервал оптимума не имеет однозначного решения.

По данным малакофауны (Зыкин и др., 1989б) климатический оптимум плиоцена ограничивается временем образования отложенный новостаничного горизонта с рытовским комплексом фауны (4,5 млн лет). Кроме указанного отрезка времени (по данным палинологии), теплые условия, близкие к оптимуму, существовали и во время формирования битекейского горизонта (4,0–3,4 млн лет). В связи с неоднократными колебаниями климата и его влиянием на природную среду следует рассмотреть палинофлоры, ландшафты и особенности климата всего плиоцена.

Палинофлоры и ландшафты

Самой древней флорой в составе новостаничного горизонта является сперановская (нижнеандреевская). Она изучена из стратотипа андреевских слоев, слагающих нижнюю часть разреза на правом берегу Оми, близ с. Андреевка. В составе флоры преобладают до 60 % травянисто-кустарничковых растений. На долю пыльцы древесных приходится 16–29 %. Спор мало. Состав флоры отражает развитие степных и лесостепных ландшафтов с участием широколиственных пород (*Carpinus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Vitis*). Результаты карпологического анализа (Никитин В., 1968, 1989) показали, что 80 % растений принадлежит западно-сибирским видам. Наряду с ними встречены реликты миоцена (*Vitis*, *Morus*, *Carpinus*, *Comptonia*, *Cleome rugosa*, *Salvinia nikitini*, *Epipremnum crassum*, *Lemnospermum pistiforme*), которые сближают эти флоры с таковыми бещеульской и таволжанской свит. Учитывая данные палеомагнитного анализа, сперановскую палинофлору автор считает промежуточной между павлодарской (миоценовой) и новостаничной (раннеплиоценовой) флорами.

Климатическими индикаторами по частоте встречаемости и количественным соотношениям следует считать следующие виды и роды: *Picea obovata*, *Abies sibiriciformis*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Vitis*, *Polygonum bistorta*, *Nymphaea tetragona*, *Potamogeton*, *Salvinia*. Новостаничная флора получена из отложений в стратотипе из одноименной свиты близ с. Но-

вая Станица, а также в ряде скважин, пробуренных на границе Западной Сибири и Северного Казахстана, на Иртыше, в д. Исаковка, и на р. Ишим (Меркулова 1971; Волкова, Панова, 1975; Волкова 1984). Для нее характерны хвойные *Picea*, *Abies*, *Tsuga* и большая доля участия *Ulmus*, *Quercus*, *Betula*, *Alnus*, а также водные и прибрежно-водные растения. Флора отражает развитие лесостепной растительности с бореально-таежными и прибрежно-водными растениями. Индикаторами климата при построении климатограмм являются *Tsuga*, *Abies*, *Ulmus*, *Alnus*, *Nymphaea*, *Myriophyllum*. Черлакская флора изучалась из одноименной свиты в стратотипе близ с. Черлак на Иртыше, у с. Екатерининское и в других разрезах Омско-Тарского Прииртышья. Флора чрезвычайно бедна. Встречены единичные зерна растений – ксерофитов из семейства *Asteraceae*, что позволяет заключить о засушливой обстановке. Условия накопления осадков, кроме засушливости, характеризовались высоким окислительным потенциалом с интенсивным накоплением углекислых соединений кальция, т. е. она была близкой к пустынной. На жаркий пустынный климат указывают также мергельные глины в Черлакском разрезе.

На основании палинологических данных условно можно допустить, что на территории Омско-Тарского Прииртышья до широты 56° с.ш. была распространена пустыня, располагающаяся в настоящее время между 46–50° с.ш., смещение ее границы к северу было более, чем на 6 °С. К сожалению, флора из стратотипа пешневской свиты не изучалась. Новостаничное время завершается развитием флор крутогорского времени. Они резко отличаются от предшествующих и последующих битекейских флор и отражают исключительно степную злаково-разнотравную растительность, что, по-видимому, обусловлено некоторым похолоданием климата (см. рис. 17).

Битекейский горизонт (вторая половина раннего плиоцена) и одноименная флора изучены из опорных разрезов на реках Битеке, Мукур, Иман-Бурлук, Кызыл-Айгир и рассмотрены в ряде работ (Волкова, Панова, 1975; Терещенко, 1975; Волкова, 1977, 1984). Этот горизонт, по уточненным данным (Гнибиденко, 1989; Зыкин и др., 1989а, б), соответствует временному интервалу от 3,4 до 4,4 млн лет, т. е. продолжительность битекей-

ской эпохи около 1 млн лет. Для нее установлены четыре этапа развития растительности, каждый из которых продолжительностью около 250 тыс. лет. Палинологический анализ показал, что флора битекейского времени состоит на 75 % из представителей современных родов растений. Только 25 % принадлежит растениям, не произрастающим теперь на территории Западной Сибири (Волкова, 1977).

Из американо-европейско-азиатской группы растений в битекейское время принимали участие *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Quercus*. Мелколиственные были представлены березой и ольхой. Большая роль принадлежала травянисто-кустарничковой растительности, в основном семействам *Cheporodiaceae* и *Asteraceae*. Злаки, осоки и разнотравье имели подчиненную роль. С эволюцией ландшафтов тесно связана смена других групп органического мира (крупные и мелкие млекопитающие, пресноводные моллюски). По мнению А.Л. Чепалыги (1967), комплекс пресноводных раковин свидетельствует о переходном климате от субтропического к теплоумеренному со среднегодовой температурой +5...+10 °С. Комплекс раковин можно отнести к южно-бореальной зоне, которая включает степи и леса умеренного пояса (40–50° с.ш.) и характеризуется теплым климатом с длительным вегетационным периодом. Эти данные согласуются с ландшафтами битекейского времени.

Исследования палинофлор показали, что климат всего раннего плиоцена (5,4–3,5 млн лет) был значительно теплее современного. В пределах этого времени установлены два этапа потеплений: первый – около 4,5 млн лет (рытовско-черлакский) и второй – 3,4–4,0 млн лет (битекейский), разделенных относительным похолоданием, приходящимся на крутогорское время. Оценить ранг потеплений относительно друг друга по палинологическим данным трудно. Анализ температурных показателей свидетельствует, что январские и среднегодовые температуры были достаточно высокими. Они обусловили неоднократную смену ландшафтов (см. рис. 17). На территории современной степной и лесостепной зон в черлакское время существовали полупустыни и пустыни. В битекейское время растительность менялась от степной разнотравно-полынно-маревой до лесостепной с участием широколиственных. В настоящее время древесная растительность в лесостепи представлена только березой. Даже в крутогорское время в плиоцене большие площади были заняты степной злаково-разнотравной растительностью. Смещение северной границы степей к северу оценивается в 3–4°. Все растительные формации в раннем плиоцене по составу флоры существенно отличались от современных и были обусловлены прежде всего гидротермическим балансом.

Учитывая среднегодовые температуры свыше 4 °С, следует отметить, что для прогноза климата на 2050 г. ни один из указанных оптимумов не подходит, так как они были более сильными, чем расчетные данные по углекислому газу. Не исключено, что для прогноза будут представлены сведения по позднему плиоцену. Так или иначе, если положить в основу прогноза на 2050 г. климат раннего плиоцена с учетом антропогенного фактора, то это может привести к глубоким перестройкам ландшафтов, к разрушению экосистем, нарушению многих природных взаимосвязей. К районам наибольшего риска будут отнесены территории, расположенные к северу от 56° с.ш., на которых переход криолитозоны в неустойчивое состояние может существенно повлиять на условия эксплуатации природных ресурсов, особенно где добывают нефть и газ. Эта реальная угроза чревата катастрофическими последствиями для жизнедеятельности человека, биоты и народно-хозяйственных объектов. В то же время дееспособность эксплуатации нефтегазовых месторождений дает достаточный лимит времени для адаптации народно-хозяйственной деятельности к ландшафтно-климатическим изменениям. Палеоклиматические реконструкции прогнозного характера должны учитываться при разработке народно-хозяйственных планов, а также при формировании региональной и общегосударственной экологосоциальной политики.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской плиты прошла длительный путь совершенствования. Начиная с ее первого варианта (1956 г.) схема неоднократно видоизменялась и уточнялась на Межведомственных стратиграфических совещаниях (Решения..., 1959, 1961, 1969, 1970, 1983, 1990) как автономная региональная шкала. В течение всего периода главными источниками оставались Государственная геологическая съемка разного масштаба и тематические исследования, результаты которых достаточно регулярно публиковались и обсуждались как на всесоюзных совещаниях, так и на международных конгрессах, симпозиумах и коллоквиумах. Западно-Сибирская схема, утвержденная МСК в 1990 г., вобрала в себя отмеченные разнообразные материалы, а также научную разработку ИГиГ СО АН СССР "Уточненная стратиграфическая основа для государственного геологического картирования четвертичных отложений нефтегазоносной провинции Западной Сибири", ранее апробированную во ВСЕГЕИ и принятую Управлением региональной геологии бывшего Мингео СССР для внедрения в практику геолого-съёмочных работ. В 2000 г. была создана новая стратиграфическая схема, в которую были внесены уточнения по нижнему звену неоплейстоцена и эоплейстоцену.

Совершенствование региональной Западно-Сибирской шкалы происходило на фоне длительных дискуссий по таксономии и номенклатуре четвертичной системы, а также по проблеме границы между неогеном и кватернером. Эти дискуссии оказали определенное влияние на развитие стратиграфии в Сибири.

Стратиграфия четвертичной системы, в отличие от более древних систем фанерозоя, является внутризональной. Это объясняется краткостью четвертичного периода, который по продолжительности соответствует биостратиграфической зоне *Globorotalia truncatula*.

tulinoides. Поэтому методами классической эволюционной палеонтологии и биостратиграфии невозможно достичь необходимой детальности стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Действительно, даже наиболее быстро эволюционизировавшие наземные млекопитающие позволяют построить лишь схему провинциальных зональных подразделений, объем которых, тем не менее, слишком велик и местонахождения которых слишком редки и разобщены (обычно единичные находки отдельных видов крупных млекопитающих) или же приурочены к маломощным прослоям, как, например, с массовыми скоплениями остатков грызунов и зайцеобразных. Как правило, комплексы млекопитающих не обеспечивают проведения точных границ и точной межрегиональной корреляции биостратиграфических подразделений (Шанцер, 1982).

Внутризональное расчленение четвертичной системы проводится с помощью методов климатостратиграфии, что предполагает палеоклиматическое истолкование исходных геологических данных (литологических и палеонтологических) и реконструкцию палеоклиматов различных отрезков геологического времени в региональном и глобальном масштабах. Эти временные интервалы выступают в качестве стратиграфических подразделений разного ранга. В результате решение стратиграфических проблем переплетается и осуществляется с помощью палеогеографических реконструкций. Для их реализации используются литогенетические и биостратиграфические критерии.

Выделение генетических типов четвертичных отложений является одной из первых необходимых процедур стратиграфического расчленения как опорных, так и сводных разрезов (Шанцер, 1966). Оно помогает расчленить четвертичные образования по климатоседиментационному критерию на ледниковые и межледниковые горизонты. Одна-

ко стратиграфическая позиция горизонтов остается неопределенной, так как один и тот же генетический тип может неоднократно повторяться в разрезе, а идентификация по латерали осложняется и подчас становится невозможной из-за перерывов. Поэтому генетические типы отложений (морены, лессы, палеопочвы, аллювиальные, озерные и другие осадки) необходимо датировать с помощью палеонтологических и физических методов.

Для четвертичной биостратиграфии, где методы эволюционной палеонтологии, как отмечалось выше, ограничены, предложена в качестве руководящей миграционно-климатическая модель (Троицкий, 1976). Она позволила теоретически обосновать и фактически

выделить палеогеографические типы комплексов фаун и флор как миграционных последовательностей, обусловленных климатическими изменениями в четвертичном периоде. Это специфическое направление в биостратиграфии достаточно широко применяется пока лишь в четвертичной стратиграфии, где оказалось весьма эффективным. Например, при расчленении морских и ледниковых отложений на севере Сибири, в четвертичной палиностратиграфии приледниковой зоны и т. д., обеспечивая местное, внутрорегиональное дробное стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. Однако локальный (региональный) характер четвертичной палеоклиматической биостратиграфии порождает серьезные трудности для

Общая последовательность морен		Изотопные стадии	Возраст	
			(по N. Shackleton, N. Opdyke, 1973)	(по M. Kominz et al., 1979)
Сартанская (верхнезырянская)	10 тыс. лет	2		
Раннекаргинская трансгрессия (51,6±12,8)	22(23)	3		
Хошгортская	50(55)	4		
	65±8; 75±11	a b c d	75	73
Кормужиханская	80±11(13)			
	100±17; 110±27			
Казанцевская трансгрессия (121,9; 134,8)	130±25(31)			
Тазовская		6	128	127
Салемальская трансгрессия (170±10)	180±40; 190±36	7	195	190
Верхнесамаровская			251	247
Не установлена	200±38	8		
Нижнесамаровская	230(240)±51(54)			
Обская (туруханская) трансгрессия (300±36 до 390±80)	260(270)±56(58)		297	276
Низямская (верхнешайтанская)	380±65; 390±80		347	336
	510±65		472	480
	550±110; 561±140		502	510
Азовская (нижнешайтанская)	600±70	14-16	627	649
Не установлена	740±170		647	662
Мансийская		18	688	712
Не установлена	730			

Рис. 20. Корреляция сибирских оледенений с кислородно-изотопными стадиями.

межрегиональной и, тем более, глобальной корреляции. Так, разработка единой корреляционной схемы для Сибирского субконтинента требует создания системы опорных разрезов для последовательной многоступенчатой (регион за регионом) корреляции, что является исключительно трудоемкой и продолжительной работой.

Учитывая изложенное, в последние десятилетия со все возрастающим успехом для межрегиональных корреляций стали применяться новейшие физические палеомагнитный и радиометрические методы. С помощью радиоуглеродного датирования разработана хроностратиграфия позднего плейстоцена и голоцена фактически в масштабе всей Сибири. Применение термолюминесцентного (ТЛ) метода и первый опыт использования ЭПР-метода позволили создать, в первую очередь, хроностратиграфическую основу для плейстоцена Северной Сибири, для зоны оледенений и морских гляциозвстатических трансгрессий (рис. 20). Палеомагнитными исследованиями установлена стратиграфическая позиция границы Брюнес/Матуяма (Б/М) как важнейшего реперного корреляционного уровня. Доказано, что традиционная нижняя граница четвертичной системы располагается ниже рубежа Б/М, на уровне эпизода Харамилью. В результате достаточно точно сопоставлены главные события четвертичного периода в Сибири. В первом приближении датированы климатические циклы разного ранга, определены возрастные границы и продолжи-

тельность ледниковых и межледниковых эпох, периоды трансгрессий и регрессий моря. В последнее время предложена корреляция “север–юг” ледниковых и лессово-почвенных отложений (Архипов и др., 1997), позволившая замкнуть эти толщи и морские слои на разновозрастные климатоседиментационные ритмы-горизонты, сопоставив их на субмеридиональном профиле через всю Сибирь вплоть до Центральной Монголии (Архипов и др., 1982; Архипов, 1983, 1989а; Arkhipov, 1991). Созданная таким путем принципиальная стратиграфическая основа для Сибирского субконтинента позволила выйти на корреляцию с изотопно-кислородной шкалой Мирового океана, которая принимается в качестве глобального стандарта. Это было осуществлено через сопоставление ледниково-межледниковых ритмов (горизонтов) с океанической шкалой (Волков, 1983; Архипов, 1987, 1989а). Для корреляции использовались два наиболее надежных репера: граница палеомагнитных эпох Брюнес/Матуяма и казанцевский морской горизонт – аналог зема Западной Европы (Гудина, 1976), которые на изотопно-кислородной шкале (Shackleton, Opdyke, 1977) соответствуют 19 стадии и подстадии 5е. Изотопно-кислородная шкала таким образом выступает сверочным стандартом и прообразом глобальной шкалы, позволяя осуществлять независимую проверку важнейших стратиграфических границ и подразделений четвертичной системы на Сибирском субконтиненте.

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Общее районирование Западно-Сибирской равнины (рис. 21) традиционно проводится с учетом главных палеоклиматических и палеогеографических событий четвертичного периода (Решения..., 1970). Оно отражает одну из самых существенных генетико-стратиграфических особенностей четвертичных отложений – локализацию генетических типов в соответствии с климатоосадочными циклами. Таким образом, Западно-Сибирская равнина подразделяется (с севера на юг) на четыре зоны: зырянского оледенения и морских трансгрессий; максимального оледенения; приледниковую зону и внеледниковую.

В северной зоне морских трансгрессий и оледенений установлено переслаивание

преимущественно межледниковых морских и континентальных ледниковых (морены) отложений. Во внутренних районах равнины, в зоне максимального оледенения и в приледниковой зоне, наблюдается чередование межледниковых аллювиальных осадков с краевыми ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. В южной части Западной Сибири, во внеледниковой зоне, важное значение приобретает соотношение субэзральных покровных лессово-почвенных толщ с аллювиальными свитами и террасами. Палеогеографические зоны подразделяются на 11 районов, которые выделены по типу геологического строения четвертичного чехла, повсеместно распространенного и достаточно мощного. Тип

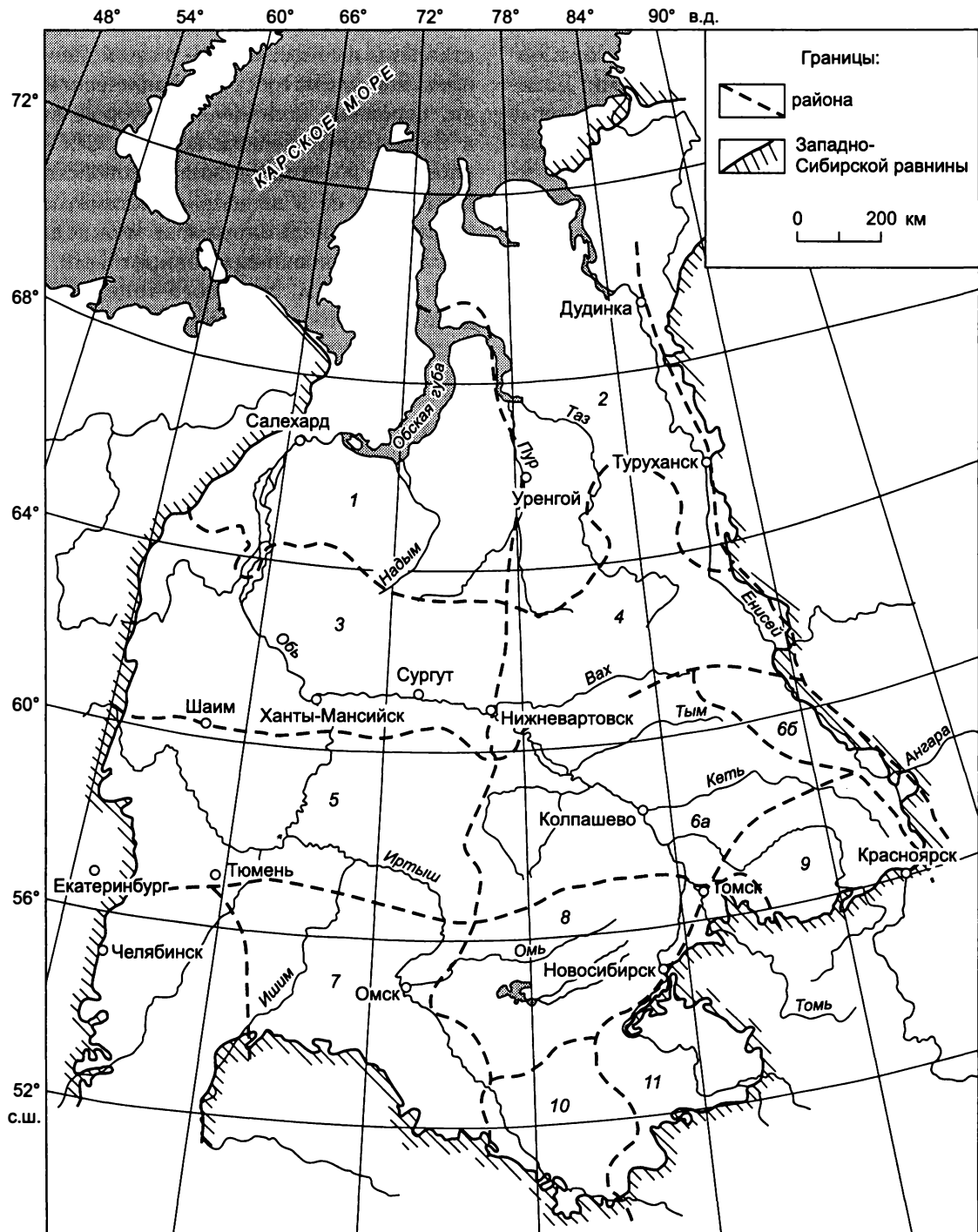


Рис. 21. Схема районирования Западно-Сибирской равнины.

Районы: 1 – Обский Север; 2 – Енисейский Север; 3 – Северное Зауралье; 4 – Приенисейская северовосточная часть; 5 – западная часть равнины; 6а – Приобский, 6б – Приенисейский; 7 – Ишимская и Приказахстанская равнины; 8 – Барабинская равнина; 9 – Чулымо-Енисейская равнина; 10 – Кулундинская равнина и Павлодарское Прииртышье; 11 – Приобская и Предалтайская возвышенные равнины.

геологического строения определяется через фациальный состав пород и условия их залегания. Важнейшие местные литогенетические и стратиграфические подразделения в большинстве районов получили конкретное

радиометрическое и, отчасти, палеомагнитное обеспечение. Это позволило с учетом биостратиграфических данных однозначно доказать разновозрастность комплексов фораминифер, приуроченность их к определенным

стратиграфическим уровням и, тем самым, подтвердить сопоставление морских горизонтов с их континентальными аналогами. Датированы основные традиционно индикаторные комплексы четвертичных ископаемых. Разработано детальное расчленение палеонтологически “немых”, в частности, ледниковых толщ Белгородской возвышенности, низовьев Оби и Енисея, Тобольского материка и других районов, определен радиометрический возраст речных и озерных террас, предложена детальная схема лессово-почвенной формации.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Существующий в настоящее время проект глобальной шкалы четвертичной системы рекомендован Международным геологическим союзом (МГС) и Международным союзом по изучению четвертичного периода (ИНКВА).

Одновременно с проектом глобальной шкалы четвертичной системы МСК был предложен российский вариант Общей шкалы, сохранившей исторически сложившиеся различия с Европейской и Международной схемами (рис. 22).

К истории проблемы. С 1932 г., со времени II Конференции АИЧПЕ (ИНКВА), четвертичная система заняла равноправное положение в общей шкале фанерозоя с ее другими системами и поэтому должна была формально расчленяться на отделы и ярусы. В соответствии с этим четвертичная система была подразделена на зоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен. К нижней части в Западной Европе были отнесены морские калабрийские и их континентальные аналоги виллафранкские слои, а также отложения самых древних альпийских оледенений: дунайского, гюцинского и миндельского (эльстерского) и разделяющих их межледниковых эпох: кромера и гюнц-минделя. В состав мезо- и неоплейстоцена были включены соответственно образования рисского (заале) и вюрмского (вейхзелий) ледниковый и предшествовавших им миндель-рисского и росс-вюрмского межледниковый. Голоцен понимался как современная геологическая эпо-

Местные стратиграфические схемы составлены и сопоставлены с применением комплексной климатостратиграфической методики, основные положения которой изложены в Стратиграфическом кодексе СССР и разработаны в методических руководствах ВСЕГЕИ. Суть ее в выделении климатоседиментационных ледниковых и межледниковых циклов, обоснованных конкретными, по опорным разрезам, литолого-генетическими и палеонтолого-экологическими данными (Методическое руководство..., 1987).

ха, противопоставлявшаяся всему плейстоценовому отделу.

В СССР этим подразделениям был присвоен статус отделов, индексированных Q_I , Q_{II} , Q_{III} , Q_{IV} . В свою очередь, они были расчленены на ярусы ледникового и межледникового происхождения. Согласно традиции, нижняя граница четвертичной системы проводилась в кровле апшерона Понто-Каспий-

Рис. 22. Сравнение Общей и Глобальной шкал четвертичной системы.

Общая стратиграфическая шкала						Глобальная шкала			
Система	Надраздел (отдел)		Звено	Степень	Основные хронологические рубежи, млн лет	Система	Надраздел (отдел)		Хронологические рубежи, млн лет
	Раздел (подраздел)						Раздел (ярус)		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Четвертая	0,01	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Голоцен		0,01
				Третья					
				Вторая					
				Первая					
			Первая, вторая и т. д.						
	Зоплейстоцен	Среднее	Нижнее	Первая, вторая и т. д.	0,8	Плейстоцен	Верхний		0,01
				Первая, вторая и т. д.					
				Первая, вторая и т. д.					
				Первая, вторая и т. д.					
				Первая, вторая и т. д.					
Плиоцен	Верхний	Нижнее	Первая, вторая и т. д.	1,6	Плиоцен	Нижний		1,6	
			Первая, вторая и т. д.						
Верхний	Пяченский				Верхний				

МСК, 02.02.1995 г.

МСК, 1989 г.

ской области. Следовательно, к плиоцену были отнесены не только калабрийские (=виллафранкские) слои, но и отложения альпийского, дунайского и гюнцского оледенений, составляющие в совокупности эоплейстоцен. В соответствии с альпийской схемой нижний, средний и верхний отделы включали отложения гюнц-минделя и минделя (эльстера), миндель-рисса и рисса (заале) и, наконец, рисс-вюрма и вюрма (вейхзелия).

Вместе с тем отчетливо осознавалась несоизмеримость отделов (подотделов) и ярусов четвертичной системы с остальными системами фанерозоя. Они существенно отличались как по продолжительности (в 2–3 раза короче), так и по методам выделения (палеоклиматическим в отличие от биостратиграфических) (Краснов, Шанцер, 1982; Никифорова, 1982). Названные ранговые термины были явно непригодны для четвертичной системы (Постановление МСК, 1963, 1978, 1981), и поэтому МСК было предложено таксономически нейтральное обозначение для отделов – “основные подразделения”. Эта терминология употреблялась в практике геологического картирования, где постепенно утвердились два основных подразделения: звено – вместо отдела, и горизонт – вместо яруса. Менее определенным оставалось выделение двух разделов: плейстоцена и голоцена, на которые формально подразделялась четвертичная система. Проект предусматривает выделение четвертичной системы в объеме биостратиграфической зоны *Globorotalia truncatulinoides* с нижней границей по палеомагнитному эпизоду Олдувей на рубеже 1,6 млн лет и подразделением на два отдела – плейстоценовый и голоценовый. Граница между ними устанавливается на уровне 0,01 млн лет. Плейстоценовый отдел расчленяется на три подотдела – нижний, средний и верхний. Возраст границ между ними дискутируется. Одним из вариантов границы между нижним и средним подотделами предлагается граница палеомагнитных эпох Брюнес/Матуяма, а между средним и верхним – основание подстадии 5е океанической шкалы.

В 1985 г. Постановлением МСК утверждается новый статус неоген-четвертичной границы и вновь вносятся изменения в таксономию и номенклатуру четвертичной системы. Ее нижняя граница привязывается к глобальному стратотипу – разрезу Врика в Италии, где она проводится под калабрием, в основании биостратиграфической зоны *Globorotalia*

truncatulinoides, и сопоставляется с палеомагнитным эпизодом Олдувей, датированным в 1,6 млн лет. В бывшем СССР неоген-четвертичную границу соотносят с подошвой апшерона в Понто-Каспийской области (Никифорова, 1986). В Западной Сибири граница условно принята в основании верхней кочковской подсветы или кизихинских слоев с одноименным комплексом териофауны. Последняя по своему таксономическому составу сопоставляется с одесским фаунистическим комплексом, что позволяет проводить корреляцию с эпизодом Олдувей на уровне около 1,65 млн лет.

Далее Постановлением (1989) предписывается:

1) в целях увязки с Общей шкалой четвертичной системы выделить в ее составе два надраздела (отдела) – неоплейстоцен и голоцен;

2) в составе нижнего надраздела установить два раздела (подотдела):

а) эоплейстоцен в объеме от 1,8 млн лет до 0,8 млн лет;

б) неоплейстоцен (соответствующий плейстоцену в прежней схеме) – в объеме от 0,8 млн до 0,01 млн лет;

3) в соответствии со сложившейся практикой в эоплейстоцене выделяются два звена – нижнее и верхнее, а в неоплейстоцене – три: нижнее, среднее и верхнее.

Утверждена новая индексация подразделений ОСШ, высшим ранговым подразделением которой установлен надраздел, подразделяющий четвертичную систему (зону) на две части – плейстоцен и голоцен. Ему подчинена единица, которую МСК предложено назвать разделом. Их три – эоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен.

Раздел (этап) – первое неформальное стратиграфическое подразделение (около 0,8 млн лет), отвечающее наиболее продолжительному и сложному этапу, состоящему из серии холодных и теплых ритмов. Эоплейстоценовый и неоплейстоценовый разделы различаются по степени выраженности и частоте повторяемости климатических фаз. В целом эоплейстоцен относительно теплее и отличается меньшими амплитудами климатических колебаний, тогда как неоплейстоцен характеризуется типичными для четвертичного периода оледенениями.

Звено (пора) и ступень (климатема) предлагаются в качестве основных стратиграфических подразделений.

Звено подчинено разделу и объединяет отложения одного сложного климатического ритма продолжительностью в 200–300 тыс. лет. Оно состоит из серии ритмов более низкого порядка, группирующихся в две фазы – холодную, отвечающую ледниковью, и теплую – межледниковью. В той или иной степени фазы привязаны к альпийской шкале. Холодные сопоставляются с “большим вюрмом”, “большим риссом”, “большим минделем” и “большим гюнцем”, а теплые – с разделяющими их рисс-вюрмом, миндель-риссом и гюнц-минделем. В Западно-Сибирской схеме соответственно выделяются двухфазные зырянское, бахтинское и шайтанское, а также мансийское оледенения, которые разделены казанцевским, тобольским и талагайкинским межледниковьями. Фактически в состав каждого звена входит одно из названных оледенений и предшествующее ему межледниковье. Степень таксономически подчинена звену и отвечает одной крупной фазе глобального похолодания или потепления продолжительностью от 20 до 80–100 тыс. лет, во время которых происходили перестройка растительной зональности и экзогенные геологические

процессы. Ее полным аналогом является горизонт – стратиграфическая единица, выделявшаяся во всех сибирских унифицированных схемах последние два–три десятилетия. Вместе с тем на горизонты (а теперь ступени) подразделяются лишь холодные фазы звеньев. Так, в верхнем звене зырянское оледенение расчленяется на ледниковые сартанский (верхнезырянский) и ермаковский (нижнезырянский) и разделяющий их каргинский (среднезырянский) межстадиальный горизонты. Аналогичное трехчленное строение характерно и для бахтинского и шайтанского оледенений среднего и нижнего звена. Основные сибирские межледниковья, также имеющие признаки сложной палеоклиматической структуры (например, казанцевское), тем не менее на горизонты не расчленяются и, следовательно, их стратиграфический объем не равноценен межстадиальным горизонтам.

Итак, стратиграфическая шкала четвертичной системы и ее индексация значительно усложняются последним Постановлением МСК. Тем не менее ее рабочими инструментами по-прежнему остаются два основных подразделения – звено и ступень (горизонт).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ, ПРИНЯТАЯ В РОССИИ

Четвертичная система в полном согласии с Общей шкалой принимается в объеме 1,8 млн лет, и ее нижняя граница проводится по палеомагнитному эпизоду Олдувей. В океанической шкале система соответствует биостратиграфической зоне *Globorotalia truncatulinoides*. В стратотипических разрезах Италии граница с неогеном принимается по подошве селинунция, а в Понто-Каспийской области – в основании апшерона.

Четвертичная система подразделяется на два надраздела (отдела): плейстоцен и голоцен. В свою очередь, плейстоцен расчленяется на эоплейстоценовый и неоплейстоценовый разделы (подотделы), а последний – на звенья. В каждом звене выделяются ступени (см. рис. 22). Отличия (и неудобство) схемы МСК от Глобальной шкалы состоят в таксономическом несоответствии основных подразделений. Эоплейстоцен приравнивается к нижнему подотделу плейстоцена, а нижнее и среднее

звенья неоплейстоцена – к среднему подотделу схемы МСК.

Эоплейстоценовый раздел включает весь апшерон Понто-Каспийской области, что соответствует селинунцию Средиземноморья (Никифорова, Александрова, 1991) в морских и верхнему виллафранку в континентальных отложениях Европы. Апшерон охарактеризован одесским фаунистическим комплексом с руководящей формой *Archidiskodon meridionalis meridionalis* и таманским с *A. meridionalis tamanensis* (Там же). Эоплейстоцен подразделяется на два звена.

Нижнее звено соотносится с нижним-средним, а верхнее – частично со средним и верхним апшероном. В альпийской схеме эоплейстоцен традиционно охватывает интервал от дунайского до гюнцкого оледенений, что по Северо-Европейской шкале отвечало эбуронию, ваалию (дунай-гюнцское межледниковье) и менапию. После работ У. Загвейна

между менапом (гюнцем) и минделем (эльстером) были выделены еще пять ледниковий (Zagwijn, 1974). Два из них (линге и дорст), входящих в состав бавелия, К.В. Никифорова считает возможным включить в эоплейстоцен. Следовательно, эоплейстоцен может быть расчленен на семь ступеней, из которых четыре ледниковые (эбурон=дунай, менап=гюнц, линге и дорст) и три межледниковые – ваалий, бавелий и леердам.

В Западной Сибири аналогами апшерона являются кизихинские и раздолыинские слои (пачки), условно сопоставляемые с верхней подсвитой кочковской свиты (Решения..., 1990).

К нижнему звену эоплейстоцена относились кизихинские слои с одноименным комплексом териофауны, который коррелировал с одесским и верхневиллафранкским комплексами Восточной и Западной Европы. Поэтому кизихинские отложения могли считаться аналогом нижнего апшерона, а их основание условно отождествляется с эпизодом Олдувей на рубеже 1,6 млн лет (Зажигин, 1980). Верхнему звену эоплейстоцена принадлежат раздолыинские слои, охарактеризованные остатками грызунов, типичных для таманского комплекса Восточной Европы, что позволяет сопоставлять их со средним-поздним(?) апшероном.

В 2000 г. МСК была утверждена новая унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, в которой нижняя граница четвертичной системы была понижена до 1,8 млн лет. Из плиоцена был переведен в эоплейстоцен кочковский горизонт с подразделением его на два подгоризонта, отвечающих нижнему и верхнему эоплейстоцену. В состав нижнего включена каргатская, а верхнего – убинская свиты.

В Приобско-Предалтайском районе нижнему эоплейстоцену соответствует барнаульская свита, а верхнему – кубанкинские и ерестинские слои. Из состава эоплейстоцена упразднены троицкая и кизихинская пачки (слои). Основанием послужило (по В.С. Зажигину) то, что стратотип кизихинской пачки не связан с кочковской свитой и не относится к эоплейстоцену, так как вся териофауна кизихинского комплекса переотложена (Унифицированная... схема..., 2000). То же самое наблюдается и в троицкой пачке, которая плохо выражена в стратотипе. В.С. Зажигин от-

метил, что в базальных горизонтах барнаульской пачки были обнаружены остатки мелких млекопитающих эоплейстоценового возраста. В позднем эоплейстоцене выделен раздолыинский комплекс мелких млекопитающих. Раннеэоплейстоценовые мелкие млекопитающие пока в Западной Сибири не обнаружены. Однако имеются достоверно установленные находки раннеэоплейстоценовой фауны, представленные одним видом *Allophaiomys thumakovi pliocaenicus* – предшественником *A. pliocaenicus*, характерного для раздолыинского комплекса.

Более детальная корреляция еще не осуществлена. Возможно, что следы похолоданий, установленные в карагашской свите, над Олдувейским уровнем (Зыкин, 1991) и в раздолыинских слоях, следует связывать с эбуроном, менапом и, отчасти, нижними бавельскими интервалами.

Неоплейстоценовый раздел начинается с основания тюрканских слоев Понто-Каспия, что соответствует кровле сицилия в стратотипических разрезах Италии и основанию кромера в Европе. Этот рубеж условно датируется в 0,8 млн лет (Никифорова, Александрова, 1991). Традиционно для российской шкалы он начинается гюнц-минделем (кромерской серией по уточненной Западно-Европейской схеме (Zagwijn, 1974)) и включает три главных альпийских оледенения: миндель (эльстер), рисс (заале) и вюрм (вейхзелий). В Западной Сибири геологическая летопись на границе эоплейстоцена и неоплейстоцена, отвечающая бавельской и кромерской сериям, изучена фрагментарно. В этом интервале выделены горнофилинские, малиновские и вяткинские слои, которые, возможно, соответствуют кромеру и верхнему бавелию. Действительно, судя по палеомагнитным и радиометрическим данным, основание названных слоев опущено до или даже несколько ниже эпизода Харамильо (Архипов, 1987, 1989а). Последний датирован в 0,97–0,90 млн лет и отождествляется с 23–24 стадиями изотопно-кислородной океанической записи (Quaternary Glaciations..., 1986). Следовательно, нижняя граница неоплейстоцена приходится на рубеж в 0,9 млн лет между 23 и 22 стадиями глобального стандарта и ее положение отличается от принятого в схеме для Русской равнины между 21 и 22 стадиями около 0,8 млн лет.

Раздел подразделяется на три звена, стратиграфический объем которых достаточ-

но точно определен. Граница между нижним и средним неоплейстоценом проводится в основании изотопно-кислородной стадии 12 (около 400 тыс. лет) или по подошве гольштейна (миндель-рисса), лихвинского и тобольского межледниковий, а за начало верхнего неоплейстоцена принимается стадия 5 (подстадия 5е около 128 тыс. лет), земское, миккулинское и казанцевское межледниковья. Звенья палеонтологически обоснованы. На Русской равнине нижненеоплейстоценовое звено охарактеризовано тираспольским комплексом териофауны, среднее – сингильским, хазарским и ранней фазой верхнепалеолитической и верхнее – шкурлатовским и заключительной фазой верхнепалеолитического комплекса (Никифорова, Александрова, 1991).

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ЕЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Региональные стратиграфические подразделения

Основными таксономическими единицами региональной шкалы четвертичной системы являются горизонты и слои. Горизонты выделяются на климатостратиграфической основе, отражая потепление или похолодание климата, и по стратиграфическому объему соотносятся со ступенью Общей стратиграфической шкалы. Горизонты могут объединяться в надгоризонты или расчленяться на подгоризонты. При этом между ними должны сохраняться кратные соотношения.

Палеонтологическое обоснование региональной шкалы

Млекопитающие

В биостратиграфии по млекопитающим широко используется понятие “фаунистический комплекс”, который рассматривается как комплекс видов, не повторяющийся во времени, характерный для данной палеозоогеографической подобласти (или провинции) и отличающийся от других комплексов присутствием только ему свойственной стадии эволюционного развития в одной или нескольких филетических линиях. Если фаунистическая группировка не имеет точно установленного ареала или является одной из стадий развития фаунистического комплекса, то она выделяется как фауна (термин свободно пользования).

В Западной Сибири аналогом тираспольского является вяткинский комплекс, включающий фауну карай-дубинского (петропавловского) типа, позволяющий примерно синхронизировать объем нижнего звена. В целом среднее звено обеспечено находками представителей хазарского комплекса, хотя имеются предпосылки для выделения фаун для тобольского (татарский комплекс) и ширтинского горизонтов. С верхненеоплейстоценовым звеном связаны находки верхнепалеолитического (мамонтового) комплекса, первые представители которого известны из верхней части среднего звена (Решения..., 1990).

Голоценовый подраздел выделен в схеме МСК в объеме 0,01 млн лет и на более дробные подразделения не расчленяется.

Региональные западно-сибирские фаунистические комплексы выделены и описаны в серии работ Э.А. Вангенгейм и В.С. Зажигина (см. ниже). Представления этих авторов, дополненные новой информацией, полученной в последнее время, суммированы А.А. Круковером (рис. 23).

Эоплейстоцен

Кизихинский комплекс установлен В.С. Зажиным по мелким млекопитающим (Вангенгейм, Зажигин, 1972; Зажигин, 1980).

Типовое местонахождение. Расположен на правом берегу р. Кизиха в черте одноименного села.

Стратиграфическая изученность. Кочковская свита.

Геологический возраст – нижний неоплейстоцен. Других естественных обнажений, кроме стратотипа, не обнаружено, но известны находки в кернах скважин средней части кочковской свиты юго-запада Приобского плато и долины Оби (Зажигин, 1980). В состав комплекса входят как остатки крупных млекопитающих: *Perissodactyla* – *Equus* sp., так и мелких: *Insectivora* – *Erinaceus* sp., *Desmanidae* gen.?, *Talpidae* gen.?, *Lagomorpha*: *Leporinae* gen.?, *Lagomynae* gen.?, *Proochotona* sp., *Ochotona* sp., *O. cf. pussila*; *Rodentia* – *Mormota* sp., *Citellus* sp., *Trogontherium* sp., *Castor* aut *Sinocastor*, *Sicista* sp., *Allactaga* ex

Общая шкала			Комплекс териофауны	Основное местонахождение	Характерный вид
Система	Раздел	Звено			
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Неоплейстоцен	Верхнее	Фауна среднего и позднего неоплейстоцена	Рязанка, Горноказымск, Ярино, Шахматовка, Красный Яр, 430 км, Белово-4, 5, Усть-Чарышская Пристань, Татарка, Новотроицкое-1 и др.	<i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Equus caballus</i> , <i>Bison</i> sp., <i>Cervus elaphus</i> , <i>Megaloceros</i> sp., <i>Ovibos</i> (?) sp., <i>Marmota</i> sp., <i>Citellus</i> sp., <i>Cricetus</i> sp., <i>Clethrionomus</i> sp., <i>Eolagurus luteus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Mimomys gregalis</i> , <i>M. oeconomus</i> , <i>Lemmus</i> sp., <i>Dicrostonyx</i> ex gr. <i>guiljelmi-henseli</i> , <i>Arvicola</i> aff. <i>kalmankensis</i> , <i>A. terrestris</i> , <i>Myospalax myospalax</i>
				Бобровка, Чембакчино, Семейка, Демьянское, Кривошеино, Карташово	Фауна ширтинского и тазовского времени <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Equus caballus</i> , <i>Bison</i> sp., <i>Cervus elaphus</i> , <i>Megaloceros</i> sp., <i>Ovibos</i> (?) sp., <i>Eolagurus luteus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Mimomys</i> (St.) <i>gregalis</i> , <i>M. oeconomus</i> , <i>Dicrostonyx</i> ex gr. <i>guiljelmi-henseli</i> , <i>Lemmus obensis</i> , <i>Arvicola</i> aff. <i>kalmankensis</i> , <i>Myospalax</i> sp.
		Горная Суббота, Уртам, Кошелево		Фауна тобольского и самаровского времени <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Equus</i> ex gr. <i>sanmeniensis-mosbachensis</i> , <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Bison priscus</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Alces latifrons</i> , <i>Eolagurus luteus</i> , <i>Lagurus transiens</i> , <i>Mimomys</i> (St.) <i>gregalis</i> , <i>M. oeconomus</i> , <i>M. ex</i> gr. <i>middendorffii-hyperboreus</i> , <i>Dicrostonyx</i> cf. <i>simplicior</i> , <i>Lemmus</i> sp., <i>Arvicola</i> aff. <i>mosbachensis</i> , <i>Myospalax</i> sp.	
		Вяткинский		Белово-1, 2, 3, Гоньба-2, 3, Новотроицкое-2, Вяткино, Малиновка-3,	<i>Archidiscodon</i> cf. <i>trogotherii</i> , <i>Palaeoloxodon</i> ex gr. <i>nomadicus</i> ; <i>Equus</i> (<i>Equus</i>) sp., <i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> , <i>Bison schoetensacki</i> , <i>Praeovibos</i> sp., <i>Soergella</i> sp., <i>Cervus</i> ex gr. <i>elaphus</i> , <i>Alces latifrons</i> , <i>Mimomys pusillus</i> , <i>M. intermedius</i> , <i>Eolagurus</i> aff. <i>simplicidentis</i> , <i>Prolagurus posterius</i> , <i>Lagurus transiens</i> , <i>Microtus</i> ex gr. <i>hintoni-gregaloides</i> , <i>M. cf. nivaloides</i> , <i>M. cf. oeconomus</i> , <i>Ellobius</i> sp., <i>Myospalax</i> sp.
				Фауна петропавловского-карайдубинского типа	Вяткино-2, Малиновка-2
		Эоплейстоцен		Верхнее	Раздольинский
	Кизихинский		Кизиха		

Рис. 23. Комплексы четвертичных млекопитающих Западной Сибири (по А.А. Крукову, 1992).

gr. jaculus, *Alactagalus* aut *Pygerethmus*, *Plioscitopoda* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomus* sp., *Mimomys pliocaenicus* F. Major., *M. coelodus* Kretz., *M. reidi* Hint., *M. intermedius* New., *M. hintoni* Freif., *Villanyia hungaricus* (Korm.), *V. exilis* (Korm.), *V. feiervaryi* (Korm.), *V. prolaguroides* (Korm.), *Eolagurus argyropuloi* Grom. et Ponf., *Prolagurus arankae* Kreitz, *P. pannonicus* (Korm.), *Allophaiomys pliocaenicus* (Korm.), *Ellobius* sp., *Prosiphneus* sp.

Основное отличие от фаун позднего плиоцена – первое появление некорнезубых полевок (*Allophaiomys* sp., *Eolagurus* sp., *Pro-*

lagurus sp.), однако корнезубые формы доминируют как по численности (соотношение 3:1), так и по видовому разнообразию. Другим существенным отличием является присутствие родов *Marmota* и *Ellobius* – самое древнее местонахождение их в Западной Сибири. Лошадь, входящая в состав комплекса, весьма архаична, хотя и имеет ряд более прогрессивных признаков по сравнению с плиоценовыми формами.

В экологическом и зоогеографическом отношении фауна имеет степной вид, хотя увеличение численности *Citellus* sp., *Cleth-*

rionomys sp., *Prosi phneus* sp. свидетельствует о более влажном климате первой половины эоплейстоцена по сравнению с позднеэоплейстоценовым (Круковер, 1992). Следует отметить, что последние данные, полученные В.С. Зажиговым (Унифицированная... схема..., 2000), указывают на то, что стратотип кочковской свиты не имеет биостратиграфической характеристики, так как фауна кизихинской пачки переотложена.

Раздольинский комплекс впервые выделен В.С. Зажиговым по мелким млекопитающим (Вангенгейм, Зажигин, 1965, 1972; Зажигин, 1980).

Типовое местонахождение. Раздолье – правый берег р. Алей, в 1,5 км юго-восточнее с. Раздолье.

Стратиграфическая приуроченность. Кочковская свита, раздольинская пачка.

Геологический возраст – нижний эоплейстоцен. Среди других местонахождений следует отметить: Маханово – правый берег р. Алей возле с. Маханово, Гоньба-1, Елунино-1, Малиновка-1, Шелаболиха-1, 2, 3 – Приобская равнина, правый берег Оби, возле одноименных сел, палеопочвы ерестнинской пачки кочковской свиты (Круковер, 1991); местонахождения скородумской фауны – Крапива II, Скородум II–IV, Скородум а–с, Романово-1, 1с, Романово-3, Надцы – правый берег Иртыша, толща “диагональных песков”, часто ошибочно относимая к тобольскому горизонту среднего неоплейстоцена. Кроме того, остатки мелких млекопитающих раздольинского комплекса обнаружены в кернах скважин средней части кочковской свиты юго-запада Приобского плато и долины Оби (Зажигин, 1980; Смирнов и др., 1986; Круковер, 1992; Круковер, Кривоногов, 1995).

В составе комплекса отмечаются как крупные: *Proboscidea* – *Archidiscodon* cf. *meridionalis* (Nesti), *Palaeoloxodon* sp.; *Perisodactyla* – *Equus* (*Allohippus*) sp.; *Artiodactyla* – *Paracamelus* sp., *Ovibovini*? (?*Praeovibos*), *Bison* sp., так и мелкие млекопитающие: *Insectivora* – *Beremendia* sp., *Sorex* sp., *Crocidura* sp.; *Lagomorpha* – *Leporinae* gen.?, *Hypolagus* sp., *Lepus* sp., *Lagomvinae* gen., *Ochotona* sp., *O.* cf. *pusilla*; *Rodentia* – *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Allactaga* ex gr. *jaculus*, *Alactagalus* aut *Pygerethmus*, *Pliosirtopoda* sp., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomus* sp., *Mimomys pusillus* Nich., *M. intermedius*, *M. hintoni*, *Villanyia prolaguroides*, *Eolagurus*

argyropuloi, *Prolagurus arankaе*, *P. pannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Microtus hintoni* Pall., *Ellobius tarchancutensis* Grom. et Ponf., *E.* sp., *Prosi phneus* sp.

Скородумская фауна мелких млекопитающих (зональный вариант раздольинского комплекса) включает: *Insectivora* – *Desmana* sp., *Sorex* sp., *Lagomorpha* – *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Rodentia*: *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Trogotherium* sp., *Clethrionomus* sp., *Cl.* ex gr. *glareolus*, *Cl.* sp. (?cf. *rutilus*), *Mimomys* aff. *pusillus* Nich., *M.* ex gr. *savini*, *M.* ex gr. *intermedius*, *Prolagurus pannonicus*, *Lemmus* cf. *sibiricus*, *Dicrostonyx meridionalis*.

Основное отличие раздольинского комплекса млекопитающих заключается в появлении последнего эволюционного звена в линии развития мелких мимомисных полевок – *M. pusillus*; первом достоверном появлении *M. hintoni* Feif. – самого примитивного представителя филетической линии *M.* ex gr. *hintoni-gregaloides* Pall., *M. gregalis* New.; преобладании некорнезубых форм полевок как по количеству остатков, так и по количеству видов.

В фауне крупных млекопитающих появляются род *Bison* и представитель трибы *Ovibovini*, по всей вероятности *Praeovibos*. Слоны и лошади представлены более прогрессивными формами, чем в кизихинском комплексе.

Ареал раздольинского комплекса охватывает южные и центральные районы Западной Сибири.

Состав фауны из южных местонахождений свидетельствует о развитии степных ландшафтов при несколько большей, чем в центральных, влажности, приведшей к более широкому распространению островных лесов, на что указывает присутствие *Palaeoloxodon* и обилие *Clethrionomus*.

В составе скородумской фауны, выделенной по материалам из местонахождений среднего и нижнего течения Иртыша (Смирнов и др., 1986), кроме форм для раздольинского комплекса, присутствуют также лемминги (*Lemmus* и *Dicrostonyx*); их совместное нахождение со степными формами (*Prolagurus*) позволяет реконструировать тундростепные ландшафты, существовавшие в позднем эоплейстоцене на месте современной таежной зоны. Местонахождения скородумской фауны – это наиболее древние в Западной Сибири находки “смешанной фауны”, в сос-

таве которой присутствуют формы, современные ареалы которых (или их потомков) не пересекаются.

Неоплейстоцен

Ранний неоплейстоцен. Фауна петропавловского – карай-дубинского типа обнаружена в двух местонахождениях Приобской равнины (Вяткино-2, Малиновка-2), попадающих в зону отрицательной намагниченности пород. По эволюционному уровню эта фауна занимает промежуточное положение между раздольинским и вяткинским комплексами мелких млекопитающих. Для нее характерно наличие *Microtus* sp., *Allophaiomys* sp. и *Prolagurus rannonicus* – типичных эоплейстоценовых форм, практически исчезающих, и более поздних фаун раннего неоплейстоцена, а также *M. ex gr. hintoni-gregaloides* Pall. Переходный характер фауны определяется более высоким уровнем эволюционного развития указанных форм, чем в фаунах раздольинского комплекса. Наиболее существенное отличие от последних заключается в появлении некорнезубой формы цокора *Myospalax* sp., жевательная поверхность зубов которого сохраняет эмалевые марки (Архипов и др., 1997).

Близкий эволюционный уровень имеют полевки из местонахождений европейской части страны, приуроченные к отрицательно намагниченным породам (эпоха Матуяма): Петропавловка (бассейн Дона), Карай-Дубина (бассейн Днепра). Содержащие эту фауну отложения по схеме МСК (Решения..., 1986) включаются в состав раннего неоплейстоцена. Представляется логичным отнесение западно-сибирских аналогов этих фаун также к раннему неоплейстоцену.

Вяткинский комплекс выделен В.С. Зажигиным преимущественно по мелким млекопитающим (Вангенгейм, Зажигин, 1972; Зажигин, 1980).

Типовое местонахождение. Вяткино – левый берег р. Обь, 2 км ниже по течению от с. Вяткино.

Стратиграфическая приуроченность. Краснодубровская свита, нижняя под свита, вяткинские слои.

Геологический возраст – ранний неоплейстоцен.

Другие местонахождения расположены на Приобской равнине, на левом берегу Оби возле сел Вяткино, Белово, Хорьково, Гонь-

ба, Елунино, Малиновка, остатки мелких млекопитающих приурочены к палеопочвам евсинского и шадрихинского педокомплексов; остатки крупных млекопитающих – к этим же палеопочвам, разделяющим их лессовидными суглинками, а также осыпями (Круковер, 1992). В Среднем Прииртышье известно местонахождение Новотроицкое-2 в толще “диагональных песков”. Кроме того, остатки млекопитающих вяткинского комплекса часто встречаются в переотложенном состоянии в средне- и позднечетвертичных аллювиальных отложениях (Мотузко, 1975; Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980; Смирнов и др., 1986; Зыкина, Круковер, 1988; Архипов и др., 1989; Круковер, 1991, 1992).

В состав комплекса входят крупные млекопитающие: *Proboscidea* – *Archidiscodon* cf. *trogotherii* (Pohlig), *Palaeoloxodon* ex gr. *nomadicus*; *Perissodactyla* – *Equus* (*Equus*) sp.; *Dicerorhinus kirchbergensis* Jaeger; *Artiodactyla* – *Bison schoetensacki* Freudenberg, *Praeovibos* sp., *Soergellia* sp., *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Alces latifrons* (Johns.).

Среди мелких млекопитающих отмечаются: *Insectivora* – *Sorex* sp., *Lagomorpha* – *Ochotona* ex gr. *pusilla*, *Mormota* sp., *Citellus* sp., *Allactaga* sp., *Alactagalus* sp., *Pygerethmus* sp., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomys* sp., *Miomys pusillus*, *M. intermedius*, *Eolagurus* aff. *simplicidentis* Grom. et Ponf., *Prolagurus posterius* Kreitz., *Lagurus transiens*, *Allophaiomys* sp. aut *Microtus* sp., *Microtus* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *M. cf. nivaloides*, *M. cf. oeconomus* Pall., *Ellobius* sp., *Myospalax* sp.

Для комплекса характерны постоянное присутствие эоплейстоценовых реликтов – *Miomys pusillus*, *M. intermedius*, *Prolagurus posterius*; исчезновение полевок рода *Allophaiomys* (единичные экземпляры еще встречаются в самых ранних фаунах вяткинского комплекса и полностью исчезают в поздних) и *Prolagurus rannonicus*; первое появление представителей подрода *Lagurus* – *L. transiens* Jonossy; присутствие некорнезубых цокоров *Myospalax*; типично также широкое расселение группы кабаллоидных лошадей и более высокая ступень эволюционного развития слонов рода *Archidiscodon* по сравнению с формой из раздольинского комплекса.

Местонахождения вяткинского комплекса достаточно многочисленны и хорошо изучены, что позволяет не только дать общую характеристику этого этапа развития терио-

фауны, но и подразделить его на несколько хронологических этапов, различающихся по уровню эволюционного развития *M. ex gr. hintoni-gregaloides* и филетической линии *Prolagurus-Lagurus* Pall. (Круковер, 1991, 1992; Круковер, Кривоногов, 1995).

Соотношение экологических групп видов в составе вяткинского комплекса свидетельствует, что в раннем неоплейстоцене на юге Западно-Сибирской равнины преобладали открытые степные ландшафты со сравнительно аридным климатом.

В среднем неоплейстоцене открыто значительное число местонахождений ископаемой териофауны. Большой частью – это находки мелких млекопитающих. Остатки крупных млекопитающих встречаются значительно реже и, кроме того, нередко в совместном залегании с костными остатками, переотложенными из более древних осадков. Характерная особенность териофауны – присутствие всех современных родов млекопитающих, а также исчезновение представителей рода *Miomys*, замещающегося водяными полевками рода *Arvicola*. Видообразование отмечается лишь в нескольких филетических линиях – у лагурид, копытных леммингов и водяных полевок.

В южных районах (южнее широты Омска) многие местонахождения (Барнаул, Мазалово, Кубаево, Шадринцево, Большая Речка и др.) охарактеризованы небольшим числом остатков мелких млекопитающих, что не позволяет по уровню эволюционного развития уточнить возрастные взаимоотношения этих фаун (Зажигин, 1980). Более достоверно можно судить о возрасте крупных местонахождений – у с. Бобково (аллювий бобковской свиты) и с. Калманка (аллювиальные калманские слои красnodубровской свиты), датированных второй половиной среднего неоплейстоцена (Зажигин, 1980; Архипов и др., 1987; Круковер, 1990). Здесь представлены следующие виды крупных млекопитающих: *Proboscidea* – *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Palaeoloxodon* cf. *antiquus*; *Perissodactyla* – *Equus* sp.; *Artiodactyla* – *Bison* sp., *Cervus elaphus* L., *Megaloceros* sp. Среди мелких млекопитающих встречены: *Insectivora* – *Sorex* sp., *Desmana* sp.; *Lagomorpha* – *Ochotona* cf. *pusilla*, *Lepus* sp.; *Rodentia* – *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Allactaga* cf. *jaculus*, *Alactagalus* sp. aut *Pygerethmus* sp., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomus* cf. *glareolus*, *C. cf. rufocanus*,

Eolagurus luteus, *Lagurus lagurus*, *Miomys (Stenocranius) gregalis*, *M. oeconomus*, *M. ex gr. arvalis-agrestis*, *Arvicola* aff. *kalmanensis*, *Myospalax myospalax*, *Ellobius* sp.

В фаунах доминируют степные и интерзональные виды, лесные – малочисленны, обычно отмечаются околородные формы. Видовой состав позволяет реконструировать природные условия степей и лесостепей, вероятно, существовавших на юге Западной Сибири в течение всего среднего неоплейстоцена (Круковер, 1991, 1992; Круковер, Кривоногов, 1995).

Местонахождения териофауны, обнаруженные севернее широты Омска в Среднем Прииртышье (села Карташово, Качесово), низовьях Иртыша (Демьянское, Бобровка, Кошелево, Горная Суббота, Чембакчино, Семейка) и в Среднем Приобье (Уртам, Кривошеино), связаны с межледниковыми аллювиальными отложениями, долгое время относимыми к тобольскому горизонту. Эволюционный уровень этих фаун различен и соответствует разным этапам среднего неоплейстоцена (Мотузко, 1975; Смирнов и др., 1986; Круковер, 1990, 1992). Возраст фаун Горной Субботы и, вероятно, Кошелево – начало среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт), остальных – вторая половина среднего неоплейстоцена (ширтинский горизонт), причем для некоторых (Бобровка) нельзя полностью исключать поздненеоплейстоценовый возраст.

К тобольскому горизонту можно отнести фауну из местонахождений Горная Суббота, Уртам и, вероятно, Кошелево. Ее видовой состав – крупные млекопитающие: *Proboscidea* – *Mammuthus primigenius*; *Perissodactyla* – *Equus* ex gr. *sanmeniensis-mosbachensis*, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.); *Artiodactyla* – *Bison priscus* Woj., *Cervus elaphus*, *Alces latifrons* (часть остатков может быть переотложена). Мелкие млекопитающие: *Insectivora* – *Sorex* sp.; *Lagomorpha* – *Ochotona* sp., *Lepus* sp.; *Rodentia* – *Citellus* sp., *Clethrionomus* sp., *Eolagurus luteus* Pall., *Lagurus transiens*, *Miomys (Stenocranius) gregalis*, *M. oeconomus*, *M. ex gr. middendorffii-hyperboreus*, *M. ex gr. arvalis-agrestis*, *Dicrostonyx* cf. *simplicior* Zazihg., *Lemmus* sp., *Arvicola* aff. *mosbachensis*, *Myospalax* sp.

Рассматриваемые фауны отличаются от раннеоплейстоценовых присутствием *M. (Stenocranius) gregalis*, а также характерных форм первой половины среднего неоплейсто-

цена – *Arvicola* aff. *mosbachensis* и *Dicrostonyx* cf. *simplicior*.

Ко второй половине среднего неоплейстоцена (вероятнее всего, к ширтинскому горизонту) можно отнести фауну из местонахождений Карташово, Качесово, Демьянское, Бобровка, Чембакчино, Семейка, Кривошеино. Среди крупных млекопитающих отмечаются: *Proboscidea* – *Mammuthus primigenius*, *Carnivora* – *Ursus spelaeus rossicus*, *Perissodactyla* – *Equus caballus* subsp.; *Artiodactyla* – *Bison* sp., *Cervus elaphus*, *Megaloceros* sp., *Ovibos*(?) sp. и среди мелких: *Insectivora* – *Sorex* sp.; *Lagomorpha* – *Ochotona* sp., *Lepus* sp.; *Rodentia* – *Citellus* sp., *Clethrionomus* sp., *Eolagurus luteus*, *Lagurus lagurus*, *Miomys* (*Stenocranius*) *gregalis*, *M. oeconomus*, *M. ex gr. middendorffii-hyperboreus*, *M. ex gr. arvalis-agrestis*, *Dicrostonyx* ex gr. *guilielmi-henseli*, *Lemmus obensis*, *Arvicola* aff. *kalmankensis*, *Myospalax* sp.

Основное отличие от фаун первой половины среднего неоплейстоцена (тобольского времени) состоит в следующем: *L. transiens* замещается на *L. lagurus*, а примитивную форму *Arvicola* cf. *mosbachensis* сменяет более прогрессивная *A. aff. kalmankensis*; появляется прогрессивная форма копытного лемминга *Dicrostonyx* ex gr. *guilielmi-henseli*, замещающая “тобольских” *D. cf. simplicior*.

По совместному нахождению тундровых и степных видов, современные ареалы которых разобцены, местонахождения, расположенные севернее широты Омска, содержат так называемую “смешанную форму”, время существования которой обычно соотносится с похолоданием климата. В “смешанных фаунах” Среднего Приобья и Среднего Прииртышья доминируют интерзональные виды, тундровые и степные формы занимают подчиненное положение. Постоянно, но в небольшом количестве присутствуют лесные виды, сравнительно многочисленные гигрофилы. Такое соотношение видов соответствует палеогеографическим условиям южной части перигляциальной зоны (преобладание тундростепных ландшафтов, климат холоднее современного и сравнительно влажный). В фаунах из местонахождений нижнего течения Иртыша отмечается высокая численность тундровых форм, составляющих иногда более 50 %, что характеризует условия северной части перигляциальной зоны (климат значительно холоднее современного). По-

скольку костеносные слои большей частью приурочены к базальным горизонтам аллювиальных толщ (в одном случае – в Чембакчино – напротив, венчают аллювиальную пачку), то можно предположить, что время их формирования совпадает с ранними, еще достаточно холодными, этапами межледниковий, или с поздними (Чембакчино), уже холодными. Фауны лесного (таежного) типа, которые могли бы соответствовать климатическим условиям межледниковых оптимумов, в Западной Сибири пока не найдены (Круковер, Кривоногов, 1995).

Поздненеоплейстоценовая териофауна Западной Сибири изучена хуже, чем фауна более древнего возраста. Крупные млекопитающие относятся к мамонтовому (позднепалеолитическому) комплексу и обычно представлены разрозненными находками. Недостаточная палеонтологическая изученность микротериофауны усугубляется проблемами, возникающими при датировании местонахождений, возраст которых нередко становится предметом дискуссий и пересматривается по мере поступления новых данных.

К казанцевскому горизонту в настоящее время можно отнести местонахождения из южных районов Западно-Сибирской равнины (современная степная зона), приуроченные к “кротовинам” ископаемых почв бердского педокомплекса (Белово, Усть-Чарышская Пристань), а также к аллювиальным отложениям, датированным ЭПР-методом: Татарка – 98,8 тыс. лет (Архипов, Линке, 1987), по уточненным данным – 141 ± 6 тыс. лет; Новотроицкое-2 – 174,2 тыс. лет (Там же), согласно уточненным данным – 147 ± 30 тыс. лет.

Ранние местонахождения из аллювиальных отложений относились к среднему неоплейстоцену. Фауны Татарки и Новотроицкое-1 датировались средним неоплейстоценом (Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980), так как в них присутствует примитивная полевка *Arvicola kalmankensis*, более характерная для второй половины среднего неоплейстоцена. Если результаты ЭПР-датирования верны, то время существования этой формы охватывает также начало позднего неоплейстоцена. В местонахождениях казанцевского возраста определены следующие формы крупных млекопитающих (часть остатков, вероятно, переотложена): *Proboscidea* – *Paleoloxodon antiquus*, *Mammuthus primigenius*, *Perissodactyla* – *Equus caballus* sub. sp.; *Artiodactyla* – *Bison* sp.,

Cervus elaphus, *Megaloceros* sp., *Ovibos*(?) sp. Среди мелких млекопитающих: *Insectivora* – *Sorex* sp.; *Lagomorpha* – *Ochotona* sp., *Lepus* sp.; *Rodentia* – *Mormota* sp., *Citellus* sp., *Cricetus* sp., *Clethrionomus* sp., *Eolagurus luteus*, *Lagurus lagurus*, *Mimomys (Stenocranius) gregalis*, *M. oeconomus*, *M. ex gr. arvalis-agrestis*, *Lemmus* sp., *Arvicola* aff. *kalmankensis*, *Arvicola* sp., *Myospalax myospalax*. Преобладают степные виды (65 % и более), что свидетельствует о резко степных условиях их обитания при весьма ограниченном распространении иных биотопов. В Новотроицком найдены также остатки обитателя тундры – обского лемминга, что придает ассоциации грызунов характер “смешанной фауны” и указывает на похолодание климата.

“Смешанные фауны”, характеризующие климатические условия перигляциальной зоны, известны также из ряда местонахождений в Омском (с. Рязанка) и Нижнем Прииртышье (ярсинская фауна, находки у сел Ярсино, Шахматовка I и II), Новосибирском (Красный Яр) и Нижнем Приобье (Горноказымск). Часть этих фаун имеет, вероятно, казанцевский возраст, часть (Рязанка, Горноказымск) относится к более молодому (каргинскому?) интервалу. Позднеплейстоценовых местонахождений фаун лесного (таежного) типа, которые могли бы соответствовать климатическим условиям межледниковых оптимумов, не обнаружено (Круковер, Кривоногов, 1995).

Фораминиферы

В неоплейстоценовых отложениях Севера России установлено около 30 местных комплексов фораминифер, характеризующих определенные слои с фауной (Гудина, 1976; Гудина, Левчук, 1983; Левчук, 1984; Гудина и др., 1989), каждый из них обладает специфическим составом и структурой (Гудина, 1976; Фораминиферы..., 1979; Левчук, 1984; Гудина и др., 1989). Изменение состава и структуры комплексов фораминифер во времени связано с закономерной сменой различных компонентов среды обитания, что отражает ход каждой трансгрессии. Отложения, сформировавшиеся в ходе трансгрессии, проследить в полном объеме в большинстве случаев не удастся. В наиболее полных четвертичных разрезах наблюдается следующая последовательность отложений: на подстилающей морене залегают породы с холодновод-

ным комплексом фораминифер позднеледникового типа, их сменяют осадки с комплексами межледникового или межстадиального типа. Отложения с холодноводным комплексом фораминифер позднеледникового типа отражают начальный этап развития трансгрессии, совпадающий с концом дегляциации ледника. По изменению в разрезе межледниковых отложений палеозоогеографического и палеоэкологического типов комплекса выделяются возрастные ассоциации фораминифер, характеризующие такие этапы трансгрессивно-регрессивного процесса, как начало регрессии, максимум и регрессия. Наиболее достоверно это удалось проследить только для поздненеоплейстоценовых трансгрессий (Левчук, 1984; Гуськов, 1986; Гуськов, Левчук, 1958, 1995, 1996). Для разновозрастных комплексов фораминифер наблюдается и закономерная пространственная изменчивость состава, структуры, что позволяет проследить их достаточно уверенно по латерали.

Наиболее древним из изученных комплексов четвертичных фораминифер на севере Сибири является тильтимский (болгохтохский). Он состоит преимущественно из холодноводных (арктических и бореально-арктических) видов. Очень большой процент от комплекса составляют более тепловодные арктобореальные виды. По своей зоогеографической природе это арктический комплекс, обитавший в относительно мелководном бассейне, с несколько пониженной соленостью и отрицательными придонными температурами (Гудина, 1976). Наиболее типичный для севера Сибири тильтимский комплекс фораминифер из скв. 7-Б (р. Болгохтох, бассейн р. Енисей) приведен на рис. 24. Он представлен в основном эльфидидами – *Retroelphidium subclavatum* (Gudina), *R. obesum* (Gudina), *Haynesina orbicularis* (Brady), *Toddinella lenticularis* (Gudina). Акцессорная группа весьма малочисленна. Иногда встречаются единичные экземпляры *Stainforthia loeblichii* (Feyling-Hanssen), *Tappanella arctica* Gudina et Zaidova, *Alabaminoides mitis* (Gudina), *Buccella hannai arctica* Voloshinova.

Стратиграфически выше, в обычной для северного неоплейстоцена последовательности, располагается биостратиграфическая зона *Miliolinella pyriformis*, которая является надежным стратиграфическим репером среднего неоплейстоцена. Зональный комплекс уверенно диагностируется и не представля-

ет труда для идентификации – это обский и туруханский на севере Сибири. Они представлены высокой численностью фораминифер и разнообразным видовым составом (до 4 тыс. экземпляров и до 30–45 видов в образце). Характерные виды: *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger), *M. grandis* (Gudina), *Retroelphidium obesum* и *R. subclavatum*. В целом это межледниковые комплексы фораминифер, имеющие относительно глубоководный бассейн (100–150 м) с нормальной для арктических морей соленостью и низкоположительными придонными температурами. Палеогеографический тип их меняется с запада на восток. Аналоги этой биостратиграфической зоны известны на Баффиновой Земле (Knudsen, 1986) и на побережье Северной Гренландии (Funder et al., 1985). Примеры из конкретных разрезов приведены на рис. 24, это обский комплекс фораминифер из скв. 7-Б (р. Болгохтох, бассейн р. Енисей) и скв. 9 (пос. Катровож, р. Обь). Комплекс фораминифер из скв. 7-Б (инт. 128–112 м) состоит из 35 видов и подвидов, в скв. 9 (–25,0...–5,0) он более многочисленный и разнообразный и представлен 45 видами и подвидами. Доминируют в них *Retroelphidium subclavatum*, *R. obesum*, *Cassidulina reniformis* Norkang, *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Haynesina orbicularis*, *Alabaminoides mitis*, *Buccella hannai arctica*. В значительном количестве присутствуют *Stainforthia loeblichii*, *Tappanella arctica*, *Pyrgo williamsoni* (Silvestri), *Islandiella islandica* (Norvang), *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Акцессорная группа очень разнообразна и представлена преимущественно тепловодными формами миллиолид, фиссурин, оолин, лаген и многими другими (см. рис. 24). Для этих комплексов характерны *Miliolinella pyriformis* – вид-индекс биостратиграфической зоны, *M. grandis grandis* (Gudina), *M. grandis pumilionis* (Gudina), *Retroelphidium subclavatum*, *R. obesum*. Тепловодная группа составляет около 65 % от всего комплекса. Это в основном бореальные *Alabaminoides mitis*, *Miliolinella pyriformis*, *M. grandis grandis*, *Quinqueloculina longa* (Gudina), *Triloculina subtricarinata* (Gudina), *Fissurina orbignyana* Seguenza, *F. laevigata* Reuss, *Lagena nebulosa* (Cushman), *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman), *Parafissurina tectulostoma* Goeblich et Tappan, *Buccella troitzkyi* (Gudina) и некоторые другие и

арктобореальные *Stainforthia loeblichii*, *Pateoris hauerinoides* (Rhumbler), *Oolina melo d'Orbigny*, *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *M. grandis pumilionis*, *Purulina cylindroides* (Roemer), *Asterellina pulchella* (Parker) и др. Холодноводная группа по количеству видов менее многочисленна и составляет около 27 %, хотя по количеству экземпляров она существенно превышает тепловодную группу. В целом комплексы по зоогеографическому типу арктобореальные, сформированы в условиях нижней сублиторали на глубине около 100–150 м, солености, близкой к нормальной для современных арктических морей, и низкоположительных придонных температур (от 0 до 2–3 °С). Подобные же комплексы обнаружены в разрезах и ряде других скважин в бассейне Оби (Архипов и др., 1995).

Следующий морской горизонт обычно залегает на морене максимального оледенения или контактирует со скрытым несогласием непосредственно с биостратиграфической зоной *Miliolinella pyriformis*. Эти отложения, охарактеризованные сообществами фораминифер межстадиального типа, в Сибири относятся к салемальским комплексам. Они обычно полифациальны. В каждой фациальной разновидности комплекса количество видов колеблется от 10 до 15, а количество видов, составляющих в совокупности весь местный комплекс, иногда достигает 30. В то же время всем комплексам при таком видовом разнообразии присуща малая численность экземпляров (не более сотни). Следующая важная черта этих комплексов – угнетенный облик фораминифер (наличие большого количества карликовых форм). Этот признак – один из основных отличительных черт интересских комплексов от раннеоплейстоценовых позднеледниковых, кроме того, появляются новые, ранее не встречавшиеся виды: *Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *R. provisum* Polovova, *Buccella acutata* Gudina, *Elphidiella tumida* Gudina, *E. arctica* (Parker et Yoznes). Во всех вышеописанных ассоциациях преобладают арктические и бореально-арктические формы, что позволяет считать их в основном арктическим типом комплекса. Они указывают на относительно мелководный бассейн, несколько пониженную соленость и отрицательные или близкие к нулю температуры придонных вод. Как пример можно привести санчуговский комплекс фораминифер из скв. С-192, расположенной

Фораминиферы	Обн. 634 (р. Посадочная) (kr)				Обн. 19 (Карповское) (kz)				Схв. С-192 (kz)		Схв. 192 (sn)		Схв. 9 (ob)		Схв. 7-Б (ob)		Схв. 7-Б (fl)	
	← 100-90 м →				← 49-35 м →				← -1--11 м →		← -18--14 м →		← 5--25 м →		← -14--30 м →		← -67--82 м →	
<i>Parafissurina tectulostoma</i>																		
<i>Planocassidulina norcrossi</i>																		
<i>Lagena gracillima</i>																		
<i>Pyulina cilindroides</i>																		
<i>Globulina</i> sp.																		
<i>Islandiella islandica</i>																		
<i>Guttulina</i> sp.																		
<i>Dentalina frobisherensis</i>																		
<i>Lagena apiopleura</i>																		
<i>Oolina melo</i>																		
<i>Haymesina</i> sp.																		
<i>Retroelphidium</i> sp.																		
<i>Cyclogira involvens</i>																		
<i>Oolina globosa</i>																		
<i>Miliolinella grandis pumilionis</i>																		
<i>M. grandis grandis</i>																		
<i>Nonionella auricula</i>																		
<i>Lagena nebulosa</i>																		
<i>Trifarina fluens</i>																		
<i>Cassandra</i> sp. (juv.)																		
<i>Globigerina</i> sp.																		
<i>Fissurina laevigata</i>																		
<i>Oolina caudigera</i>																		
<i>Fissurina orbignyana</i>																		
<i>Cibicides</i> sp. (juv.)																		
<i>Dentalina baggi</i>																		
<i>Fursenkoina gracilis</i>																		
<i>Triloculina subtricarinata</i>																		
<i>Pyrgo williamsoni</i>																		
<i>Stainforthia loeblichii</i>																		
<i>Miliolinella pyriformis</i>																		
<i>Cassandra helenae</i>																		
<i>Alabaminoides mitis</i>																		
<i>Cassandra inflata</i>																		
<i>Criboelphidium goesi</i>																		
<i>Retroelphidium obesum</i>																		
<i>R. subclavatum</i>																		
<i>Tappanella arctica</i>																		
<i>Buccella troitzkyi</i>																		
<i>Cassidulina reniformis</i>																		
<i>Criboelphidium granatum</i>																		
<i>Toddinella lenticularis</i>																		
<i>Haymesina orbicularis</i>																		
<i>Buccella hannai arctica</i>																		
<i>Globulina glacialis</i>																		
<i>Pateoris hauerinoides</i>																		
<i>Cribrononion obscurus</i>																		
<i>Asterellina pulchella</i>																		
<i>Miliolinella subrotunda</i>																		

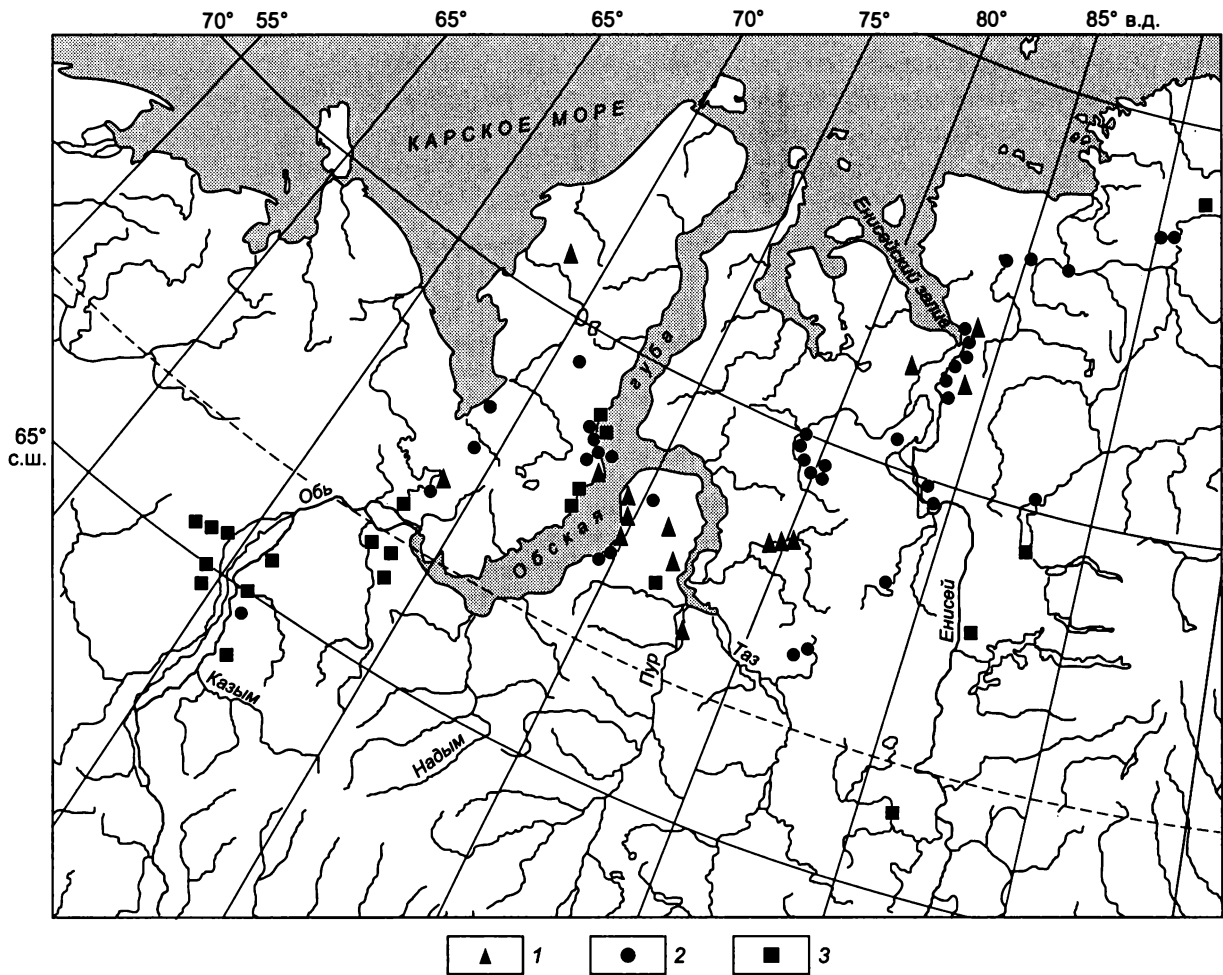


Рис. 25. Схематическая карта расположения разрезов. Составили Л.К. Левчук, С.А. Гуськов. Разрезы отложений: 1 – каргинских, 2 – казанцевских, 3 – обских.

на п-ове Челюскин (рис. 25) (Левчук и др., 1989). Он состоит из 20 видов и подвидов фораминифер. Наиболее часто встречаются *Retroelphidium atlanticum*, *Cassidulina reniformis* Norvang, *Cassandra helenae* Feyling-Hanssen et Buzas, *Buccella frigida* (Cushman) и *Haynesina orbicularis*. Наиболее характерен вид *Retroelphidium atlanticum* (Gudina), который появляется впервые. Еще одна особенность этого комплекса – большинство встреченных форм имеют размеры раковин меньше, чем обычно, или же их раковины состоят только из одной-двух камер вслед за начальной. Особенно четко это выражено у кассидулинид, в частности, у *Cassandra helenae*.

Для верхнеплейстоценовых отложений на севере Сибири установлены слои с казанцевским комплексом. Фораминиферы из этих отложений достаточно хорошо изучены, прослежена их фациальная изменчивость во времени и пространстве, установлены ассо-

циации, характеризующие начальную, максимальную и регрессивную фазы трансгрессии (Левчук, 1984). Все комплексы принадлежат к межледниковому типу, они обычно разнообразны по видовому составу и многочисленны по количеству (до 5–6 тыс. экземпляров в образце). От похожих по этим признакам комплексов биостратиграфической зоны *Miliolinella puriformis* отличаются наличием таких характерных форм, как *Retroelphidium boreale* (Nuzhdina), *R. propinquum* (Gudina), *R. hyalinum* (Brodniewicz), *R. excavatum* Terquem, которые ниже по разрезу не встречались. По содержанию тепловодных элементов морская фауна из рассматриваемых отложений значительно превосходит современные ценозы арктических морей, что указывает на низкие положительные температуры придонных вод и соленость, близкую к нормальной. По палеозоогеографической природе все комплексы оцениваются как

преимущественно бореальные. По наличию общих характерных видов они уверенно сопоставляются с земскими комплексами из разрезов Нидерландов, Польши, ФРГ (Гудина, 1976). На рис. 24 приведены два комплекса, характеризующих максимальную фазу развития казанцевской трансгрессии (скв. С-192, п-ов Челюскин и обн. 19 у пос. Кареповское, Енисейский Север). Основу комплексов составляют *Retroelphidium atlanticum*, *R. hyalinum*, *R. propinquum*, *R. boreale*, *Cassandra helenae*, *Asterellina pulchella*, *Alabaminoides mitis*, *Haynesina magna* Levitchuk. Доминантными являются *Haynesina magna*, *R. hyalinum*, *R. propinquum*, *R. boreale*, *R. atlanticum*, *Cassandra helenae*, *Cassidulina reniformis*, *Planocassidulina norcrossi*. Первые четыре из перечисленных видов характерны для данного комплекса и впервые появляются на этом уровне. Акцессорная группа представлена большим числом тепловодных форм, количество каждой из них не превышает десяти экземпляров в образце, но они представляют разнообразие этого комплекса (*Bulimina marginata* d'Orbigny, *Trifarina fluens* Todd., *Stainforthia loeblichii*, *Lagena sibirica* (Gudina), *Triloculina subtricarinata*, *Fissurina bifida* Heron-Allen et Earland, *Pyrgo williamsoni*, *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny), *Discorbis deplanatus* Gudina и др.). Примечательно присутствие в комплексах значительного количества стеногалинных форм *Cassidulina reniformis*, *Cassandra helenae*, *Planocassidulina norcrossi*, *Islandiella islandica*. Первые три из них, как уже отмечалось, входят в доминантную группу. В обоих комплексах присутствуют и агглютинирующие фораминиферы. В комплексе из обн. 19 (Кареповское) это только *Siphonaperta agglutinata* (Cushman), а в скв. С-192 – это уже большая группа фораминифер (*Eggerella advena* Cushman, *Textularia terquata* Parker, *Spiroplectammia biformis* (Parker et Jones), *Ammotium inflatum* (Stschedrina), *Reophax curtus* Cushman, *Rotaliammina* sp., *Trochammina* sp.), некоторые из них достигают значительной численности в образце.

Отложения самой молодой позднеплейстоценовой трансгрессии также содержат сообщества межледникового типа (см. рис. 24). В Сибири это слои с каргинским комплексом фораминифер. Состав и структура среднеюрмских комплексов и изменения их по разрезу отражают полный трансгрессив-

но-регрессивный цикл и этим однозначно указывают на ее самостоятельность. Характерно то, что в состав доминантной группы, помимо эльфидиид: *Retroelphidium* ex gr. *boreale* и *Haynesina* ex gr. *magna*, входят *Cibicides rotundatus* (Stschedrina) и *Trifarina fluens*, а на западе России и *T. angulosa* (Williamson). По соотношению тепло- и холодноводных форм все комплексы фораминифер из среднеюрмских отложений характеризуют условия межледниковья, в оптимум которого моря Европейского Севера и Сибири были почти такими же теплыми, как в казанцевское (рисс-вюрмское) время, и относятся к бореальным. Общий состав и структура сообществ указывают на формирование отложений в условиях литорали и сублиторали с близкой к нормальной для арктических морей соленостью и близкой к нулю или низкой положительной температурой придонных вод. Современные аналоги самой тепловодной каргинской (малохетской) ассоциации известны в юго-западной части Баренцева моря и северо-восточной Норвежского, где придонная температура не бывает ниже +5 °С (Дигас, 1969, 1970). Один из наиболее характерных комплексов, соответствующих максимуму развития каргинской трансгрессии, приведен на рис. 24. Это очень богатый по количеству особей и разнообразный по количеству видов и подвидов (42) комплекс фораминифер. Ядро комплекса составляют эльфидииды, нониониды, кассидулиниды, в значительном количестве присутствуют также *Cibicides rotundatus* и *Trifarina fluens*, они насчитывают более 80 % от всего комплекса. Доминируют *Retroelphidium hyalinum*, *R. ex gr. boreale*, *Haynesina orbicularis*, *H. ex gr. magna*, *Protelphidium parvum* Gudina, *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Cribrononion incertus* (Williamson), *C. obscurus* Gudina, *Cassidulina reniformis* и некоторые др. Акцессорную группу составляют виды родов *Oolina*, *Lagena*, *Discorbis*, *Fissurina*, *Guttulina*, *Sigtomorphina*, *Quinqueloculina*, *Fursenkoina* и др. Характерны формы *Cibicides rotundatus*, *Trifarina fluens*, а также *Retroelphidium* ex gr. *boreale* и *Haynesina* ex gr. *magna*, которые на этом уровне появляются впервые. Более 50 % от всей численности комплекса составляют тепловодные (бореальные, арктобореальные и отдельные лузитанские и бореально-лузитанские) виды. Группа холодно-

водных видов присутствует в несколько меньшем количестве как по числу видов, так и по количеству экземпляров. В целом это бо-реальный комплекс фораминифер, состав которого свидетельствует о солёности, близкой к нормальной морской, и положительной придонной температуре вод.

Представленная последовательность горизонтов, охарактеризованных определенными комплексами фораминифер, в настоящее время подтверждена и методами абсолютно датирования. Наиболее полный перечень дат для северных районов Сибири приведен в работах С.А. Архипова (1987, 1989а). О корректности этих построений свидетельствует вполне хорошая сходимость датировок, полученных радиометрическим, термолюминесцентным и ЭПР методами.

Остракоды

Биостратиграфическое значение остракод определяется широким распространением, хорошей сохранностью в ископаемом состоянии и частой встречаемостью в отложениях субаквального генезиса. Остракоды отличаются широким диапазоном обитания. Имеются эвригалльные и пресноводные, эвритермные и стенотермные холодно- и теплолюбивые виды. Перегруппировка видовых ассоциаций остракод находится в тесной зависимости от климата, что связано с неодинаковой приспособляемостью разных видов к изменяющимся условиям существования. Кроме того, для этой группы характерны также и эволюционные изменения, фиксируемые преимущественно на эоплейстоценовом и раннеэоплейстоценовом этапах.

Изменения видового состава ассоциаций остракод (как эволюционные, так и миграционные) позволяют использовать остатки этой группы ракообразных при разработке и уточнении стратиграфических шкал. В ряде случаев изменения в фауне остракод обусловлены не только глобальными и региональными, но и местными, локальными флуктуациями в среде их обитания, что создает хорошие предпосылки для использования этой группы при детализации местных стратиграфических схем.

К эоплейстоцену относится **кочковский комплекс**, который установлен и описан Т.А. Казьминой (1975, 1980).

Геологический возраст – вторая половина плиоцена–эоплейстоцен. Видовой состав

комплекса представлен на рис. 26. Присутствуют как виды, переходящие из более древних новостаничного и битекейского комплексов – *Ilyocypris salebrosa* Stepanaitys, *I. gibba* (Ramdohr), *Eucypris foveatus* Popova, *Zonocypris membranae* (Liventan), *Limnocythere scharapovae* Schweyer, *L. ornata* Mandelstam et Kazmina, *L. seducta* Mandelstam, так и впервые появляющиеся здесь – *Ilyocypris caspiensis* (Negadaev), *Candona arcina* Liepin, *C. sarsi* Hartwig, *C. neglecta* Sars, *C. candida* (Müller), *C. rectangulata* Alm., *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *L. brevis* Stepanaitys, *L. sanctipatricii* Brady et Robertson. Комплекс отличается от новостаничного и битекейского исчезновением ряда плиоценовых форм и появлением новых, большей частью современных видов (Мартынов и др., 1987).

Этот комплекс остракод широко распространен на юге Западной Сибири, где он приурочен к отложениям кочковской свиты, нижние слои которой, возможно, имеют плиоценовый возраст.

Среди местонахождений кочковского комплекса, которые можно отнести к эоплейстоцену, следует отметить ассоциации остракод, приуроченные к глинам и суглинкам убинской пачки в восточной части Барабы (скважины в Северном, Венгеровском и Куйбышевском районах Новосибирской области) и на севере Томь-Обского междуречья. В низовьях Иртыша остракоды кочковского комплекса обнаружены в разрезе у с. Надцы в глинах, залегающих под аллювиальной толщей, содержащей грызунов позднеэоплейстоценовой скородумской фауны (Казьмина, 1975; Круков, Кривоногов, 1995).

Особый интерес представляет местонахождение остракод в стратотипе раздольинской пачки кочковской свиты (вторая половина эоплейстоцена), которое, по мнению Т.А. Казьминой (1975), следует относить к заключительным этапам существования кочковского комплекса, о чем можно судить по наличию *Limnocythere negadaevi* Popova и большого количества створок *Cyclocypris globosa* и видов рода *Candona*, распространенных в основном в отложениях красnodубровской свиты.

Интересные данные получены В.Я. Липагиной (Зудин и др., 1977), обнаружившей комплекс с *Limnocythere scharapovae* (=кочковскому комплексу Т.А. Казьминой) в ряде

Общая шкала			КОМПЛЕКС ОСТРАКОД
Система	Раздел	Звено	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Неоплейстоцен	Верхнее	
		Среднее	Федосовско-краснодубровский комплекс <i>Ilyocypris bradyi</i> , <i>I. gibba</i> , <i>I. ex gr. tuberculata</i> , <i>I. ex gr. divisa</i> , <i>I. bella</i> , <i>Cypris pubera</i> , <i>Eucypris foveatus</i> , <i>E. crassa</i> , <i>Candona candida</i> , <i>C. sarsi</i> , <i>C. rostrata</i> , <i>C. neglecta</i> , <i>C. rectangulata</i> , <i>C. fabaeformis</i> , <i>C. arcina</i> , <i>Candoniella albicans</i> , <i>Ca. subellipsoida</i> , <i>Cyclocypris laevis</i> , <i>C. globosa</i> , <i>Cypria tambovensis</i> , <i>Criptocandona</i> sp., <i>Stenocypris</i> sp., <i>Zonocypris elongata</i> , <i>Limnocythere vara</i> , <i>L. grinfeldi</i> , <i>L. postconcava</i> , <i>L. dorsotuberculata</i> , <i>L. manjetschensis</i> , <i>L. negadaevi</i> , <i>L. staplini</i> , <i>L. falcata</i> , <i>L. parallela</i> , <i>L. flexa</i> , <i>L. sanctipatricii</i> , <i>L. brevis</i> , <i>L. inopinata</i> , <i>Cytherissa lacustris</i> , <i>Cyprideis torosa littoralis</i>
		Нижнее	
	Эоплейстоцен	Верхнее	Кочковский комплекс <i>Ilyocypris bradyi</i> , <i>I. gibba</i> , <i>I. ex gr. tuberculata</i> , <i>I. bella</i> , <i>I. salebrosa</i> , <i>I. caspiensis</i> , <i>Cypris pubera</i> , <i>Eucypris foveatus</i> , <i>E. crassa</i> , <i>Cypridopsis vidua</i> , <i>Candona candida</i> , <i>C. sarsi</i> , <i>C. rostrata</i> , <i>C. neglecta</i> , <i>C. arcina</i> , <i>C. rectangulata</i> , <i>Candoniella albicans</i> , <i>Ca. subellipsoida</i> , <i>Cyclocypris laevis</i> , <i>Candona globosa</i> , <i>Zonocypris membranae</i> , <i>Limnocythere scharapovae</i> , <i>L. grinfeldi</i> , <i>L. ornata</i> , <i>L. flexa</i> , <i>L. seducta</i> , <i>L. producta</i> , <i>L. brevis</i> , <i>L. sanctipatricii</i> , <i>L. fontinalis</i> , <i>Cytherissa lacustris</i> , <i>Cyprideis torosa littoralis</i>
		Среднее	
		Нижнее	

Рис. 26. Комплексы остракод четвертичного периода Западной Сибири.

скважин и естественных обнажений Приобского плато возле сел Белово, Калистратиha, Шелаболиха. Эти находки приурочены к ерестинской подсвите кочковской свиты, завершающей отложения эоплейстоцена в этом районе. Ею же установлен комплекс остракод с характерным видом *Limnocythere kazmina* Lipagina, который рассматривается как поздняя стадия развития кочковского комплекса (местонахождения возле сел Гоньба, Хорьково, Елунино, Боровиково). Отложения, вмещающие остракод этого комплекса, завершают зону обратномагнитических пород (хрон Матуяма) и, вероятно, коррелятны слоям с фауной грызунов петропавловского, карай-дубинского типов, которые следует относить к началу раннего неоплейстоцена (Круковер, Кривоногов, 1995).

К раннему и среднему неоплейстоцену относится **федосовско-краснодубровский комплекс**, выделенный Т.А. Казьминой и подтвержденный другими исследователями (Казьмина, 1975, 1980, 1989; Липагина, 1976; Зудин и др., 1977).

Видовой состав комплекса представлен на рис. 26. Комплекс имеет много общих черт с кочковским, но отличается от него исчезновением *Zonocypris membranae*, *Limnocythere scharapovae*, *L. ornata*, *L. producta* Jaskevich et Kazmina, *L. seducta*, появлением *Cypria tambovensis* Mandelstam, *Candona fabaeformis* (Fischer), *Limnocythere vara* Liepin, *L. dorsotuberculata* Negadaev, *L. inopinata* (Baird),

L. staplini Gutentag et Benson, *L. negadaevi*, *L. falcata* Diebel, *L. baltica* Diebel, *L. parallela* Diebel, разнообразием видового состава рода *Candona* и исключительным обилием створок транзитного вида *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), количество которых нередко во много раз превышает число створок других видов. Комплекс отличается от более древних главным образом изменением видового состава рода *Limnocythere* (Мартынов и др., 1987; Казьмина, 1989).

Остракоды этого комплекса распространены очень широко и приурочены к отложениям краснодубровской и федосовской свит, а также к осадкам тобольского горизонта. Известно более 150 местонахождений в различных районах Новосибирской области (Муромцевском, Седельниковском, Кыштовском, Северном, Куйбышевском, Чулымском, Коченевском, Новосибирском, Ояшинском, Тогучинском, Черепановском, Болотнинском), в Барнаульском Приобье на левобережье Оби (скважины и обнажения возле сел Елунино, Малиновка, Сибирка), в Среднем Приобье (обнажения у сел Вороново и Кривошеино) и Нижнем Прииртышье (у с. Чембакчино). Ассоциации остракод из отложений этих свит иногда несколько различны между собой, но в целом для них характерны многие общие виды (Круковер, Кривоногов, 1995).

Верхнечетвертичный комплекс остракод очень близок к среднечетвертичному. Он состоит из тех же видов и отличается только

большим количеством створок и появлением в небольшом количестве голоценовых форм. Характерно широкое распространение родов *Ilyocypris*, *Eucypris*, *Cypridopsis*, *Candona*, а также *Limnocythere inopinata* и *Cyprideis littoralis*.

Палеоботаническое и палеоклиматическое обоснование межледниковых и ледниковых горизонтов (споры, пыльца, карпоиды, диатомеи)

Климатостратиграфическое обоснование четвертичных отложений основано на палеоботанических данных, которые базируются на последовательности событий, подкрепленных физическими методами (Архипов, 1991).

В плиоцен-четвертичное время, как установлено по палеоботаническим данным, происходили неоднократные колебания климата (Волкова, 1977, 1991; Волкова, Бахарева, 1995), которые существенно влияли на развитие растительной биоты. Они обусловили появление трех новых типов флор и растительных формаций.

В состав первого типа вошли следующие растения: *Betula nana*, *B. humilis*, *Salix polaris*, *S. herbaceae*, *Dryas octopetala*, камнеломки – *Saxifraga caespitosa*, *S. oppositifolia*, *Potamogeton alpinus*, *P. pusillus*, *Ranunculus aquatilis*, *R. peratifidis*, *Galla palustris*, *Rubus arcticus* и арктические виды плаунов с различными ксерофитами. Такая флора типична для арктической и перигляциальной растительности. Она встречается обычно в отложениях ледниковых горизонтов.

Для второго типа флоры характерно участие бореально-таежных элементов, входящих в состав различных таежных формаций, которые отражали климатические условия межледниковых эпох. В этих отложениях выявлены спектры трех растительных формаций – южно-таежной, среднетаежной и северотаежной.

В состав спектров южно-таежной формации входят умеренно теплолюбивые растения (липа, вяз, дуб), бореально-таежные (пихта, ель). В составе травянистой и водной растительности на положении реликтов были растения, чуждые флоре центральной части Западной Сибири. В составе этой растительности обычно принимают участие термофильные экзоты (*Azolla interglacialica*, *Aldrovanda visiculosa*). Спектры южно-таежной формации отражают умеренно-теплый

климат, они установлены не для всех межледниковых горизонтов. Спектры среднетаежной растительности также характерны для межледниковых горизонтов, но их отложения формировались уже в условиях умеренно-бореального климата (Волкова, 1991). В структуре спектров среднетаежных лесов неоднократно происходила перегруппировка основных лесообразующих пород – сосны, сибирского кедра, ели, пихты. Однако главная роль всегда принадлежала сибирскому кедру. Спектры северотаежной формации, выявленные из межстадиальных отложений, отражают умеренно бореально-холодный климат. Основу спектров составляет пыльца ели, березы. В меньших количествах встречается пыльца сосны, единично – пихты. В таких спектрах, наряду с лесными плаунами, как правило, присутствуют споры субарктических. Распределение бореально-таежных формаций подчинено географической зональности, такие спектры выявлены из межледниковых отложений, распространенных в пределах лесной зоны.

Третий тип спектров отражает лесотундровые формации и выделен из межледниковых отложений в разрезах, расположенных к северу от 68° с.ш. Однако он может быть характерным и для отложений, сформировавшихся в холодные эпохи в пределах лесостепной и степной зон.

Спектры южно-таежных лесов установлены только для отложений горнофилинского межледниковья (Решения..., 1990; Архипов, 1991), для оптимума казанцевской эпохи (130 тыс. л. н.) и оптимума голоцена (около 5500 л. н.).

По данным палинологии в горнофилинское время была развита южно-таежная лесная растительность. В спектрах присутствует пыльца умеренно теплолюбивых широколиственных растений (липа, вяз), из хвойных – пыльца сибирской ели, кедра, пихты, ольхи. В составе травянистой и водной растительности присутствовали *Potamogeton obtusifolios*, *Oenanthe aquatica* и споры *Selaginella selaginoides*. Климатические условия были значительно теплее современных, с отклонениями в январе +2, в июле +3 °С (Волкова, 1991).

Такой же характер спектров сохраняется для отложений оптимума казанцевского межледниковья. К этому времени относится формирование одноименной морской свиты,

содержащей богатый состав раковин морских моллюсков (Троицкий, 1979), фораминифер (Гудина, 1966; Левчук, 1984). Морские отложения широко распространены на севере Западной Сибири на Таймырской низменности и в бассейне р. Пясино. Коррелятные им континентальные аллювиальные отложения выполняют переуглубленные части речных долин (до 50–60 м) (Последнее оледенение..., 1977). Аналогичные спектры выявлены для озерно-болотных отложений, залегающих на придолинных водоразделах и бортах долин на абсолютных отметках +60...+90 м. С этим временем связано образование горносубботинского торфяника на Иртыше, а также торфяников в районе Ханты-Мансийска, на Енисее в районе поселков Канготова–Марково. На Оби к казанцевскому времени отнесена ялбылнинская свита (Захаров, 1970). В стратотипе ниже пос. Карымкарский Сор ТЛ-методом она датирована 130 ± 25 тыс. лет. В Новосибирском Приобье возрастным аналогом является сложнопостроенный бердский педокомплекс (Волков и др., 1990; Волков, Зыкина, 1991). Тип спектров “южной тайги” характерен для оптимума всех фаций для территории Западной Сибири, за исключением бердского педокомплекса. Для него установлены спектры лесостепного типа, близкого к современной лесостепи.

Наиболее яркий состав палинофлоры получен из горносубботинского торфяника. Здесь присутствуют следующие виды: *Betula* sect. *Albae*, *Abies sibirica*, *Picea obovata*, *Alnus incana*, *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Tilia cordata*, *Ulmus laevis*, *Quercus robur*, *Corylus avellana*. Из травянисто-кустарничковых характерны – *Onagraceae*, *Fabaceae*, *Rubiaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodium glaucum*; из спор – *Sphagnum*, *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*. В отличие от других эпох для оптимума казанцевского времени установлены термофильные экзоты *Hydrocharis morsus-ranae*, *Nymphaea alba*, *Nuphar pumila*, *Azolla interglacialica*, *Aldrovanda visiculosa* и различные виды *Potamogeton*: *P. filiformis*, *P. vaginatus*, *P. pectinatus*, *P. rutilus*, *P. pusillus*, *P. obsifolius*, *P. aff. asiaticus* и др. (Кривоногов, 1985; Гуртовая, Кривоногов, 1988). Палинологические данные позволяют заключить, что только в оптимум казанцевского межледникового темной хвойной растительности далеко продвинулась на север, заняв значительную часть современной территории северной тайги и лесотундры.

В отложениях конца межледниковой эпохи (регрессивные морские фации и коррелятные им аллювиальные осадки) спектры отражают растительность среднетаежных и даже северотаежных лесов. Из состава растительности выпадают широколиственные и термофильные экзоты, больше становится пыльцы березы, сибирского кедра, ели, практически нет пихты, но лесной тип палиноспектров сохраняется. Палинологические данные позволяют считать казанцевскую эпоху наиболее теплой по сравнению с горнофилинской эпохой и оптимумом голоцена (Волкова и др., 1988а; Гуртовая, Кривоногова, 1988; Волкова, Бахарева, 1995). Температура июля была выше современной на 5–6 °С, а января, соответственно, на 7 °С. Величина отклонений от современных значений возрастала к северу от 60° с.ш. (Архипов и др., 1994).

Спектры темной хвойной флоры установлены также в озерно-болотных отложениях оптимума голоцена. Для них характерно увеличение роли пихты и ели. С этим периодом связаны четкая дифференциация растительных зон и расширение площади лесов к северу. Из отложений оптимума голоцена отмечается постоянное присутствие пыльцы из широколиственных пород (дуба, липы, вяза). Широколиственные по долинам рек продвинулись далеко на север от 65° с.ш.

Карпологический анализ показал, что в отложениях этого времени постоянны *Potamogeton filiformis*, *P. vaginatus*, *Gaulinia flexilis*, *G. minor*, *Thesium arvense*, *Bunias cochlearioides*, *Ceratophyllum oryzetorum*. Границы ареалов этих растений далеко сместились к северу. По палинологическим и карпологическим данным установлено, что в климатический оптимум голоцена среднегодовые температуры на всей территории Западной Сибири были выше современных, хотя их распределение по широте было неравномерно. Величина положительных аномалий уменьшалась к югу от 66° с.ш., к югу от 55° с.ш. и в зоне современных степей она сокращалась до нулевых значений (Архипов и др., 1994).

Спектры среднетаежных лесов установлены из отложений талагайкинских, тобольских и ширтинских горизонтов. Отложения первого горизонта формировались в условиях умеренно-бореального климата. В то время среднетаежные леса занимали приледниковую и ледниковую зоны. В составе флоры

наиболее характерны следующие виды: *Picea obovata*, *Abies sibirica*, *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Betula verrucosa*, *Tilia cordata*, *Quercus robur*, а также *Empetrum nigrum*, *Najas marina*, *Isoetes lacustris*, *Lycopus europaeus*, *Chenopodium album*, *Rubus idaeus*, *Nuphar lutea*, *Carex rostrata*, *Zannichellia palustris*. Присутствуют местные экзоты – *Salvinia natans* и вымершие – *Azolla interglacialica* и различные виды *Potamogeton* (Никитин В., 1970).

По палинологическим данным для тобольского горизонта установлены три пыльцевые зоны, отражающие развитие растительности во времени. Первая зона характерна для начала межледниковья. В спектрах преобладает пыльца берез, среди которых много кустарниковых форм (до 10 %), затем ели и сосны. Спектры отражают развитие северотаежных лесов. Коррелятные этому времени отложения на севере (морские слои с обским комплексом фораминифер) характеризуются спектрами, в которых также господствует пыльца высокоствольной березы, затем ели и сосны при обилии сфагновых мхов. Однако соотношения групп в общем составе изменяются. Резко до 40–50 % сокращается доля участия пыльцы древесных пород и увеличивается количество спор. Спектры отражают растительность, близкую к южной лесотундре.

В оптимум межледниковья широко развиты были среднетаежные и южно-таежные леса. В спектрах лесообразующие породы представлены главным образом пыльцой сибирского кедра и сосны, ели и пихты. Роль пыльцы березы была невелика. В Среднем Приобье в оптимум тобольского времени содержание пыльцы ели достигает 50 %, что превышает в пять раз ее количество в рецентных пробах. Это позволяет предположить, что количество осадков в оптимум увеличивается почти вдвое по сравнению с современным. На севере равнины в климатический оптимум, которому отвечает максимум развития морской обской трансгрессии, были развиты северотаежные леса, которые занимали всю современную лесотундру.

В заключительную фазу тобольского межледниковья состав растительности вновь изменился. В спектрах из отложений, соответствующих этому отрезку времени, увеличивается содержание пыльцы древовидной березы и ее кустарничковых форм. Содержание пыльцы сосны и сибирского кедра со-

кращается вдвое. В составе флоры, наряду с лесными плаунами, присутствуют арктические виды. Состав пыльцы и ее соотношение свидетельствуют о развитии северотаежной растительности, границы которой были смещены к югу более чем на 500 км. Спектры из одновозрастных образований (верхняя часть алевритово-песчаной толщи с обским комплексом фораминифер) в скважинах и естественных обнажениях отражают растительность тундровых ландшафтов с большим количеством ксерофитов. Постепенно умеренно-бореальный климат в конце тобольского межледниковья сменился умеренно бореально-холодным. Похолодание климата обусловило продвижение некоторых элементов арктической флоры на юг. Таким образом, палинологические данные позволяют установить три вида спектров, отвечающих разным климатическим обстановкам. Климат начала и конца межледниковья был менее благоприятным, чем современный климат в бассейне Иртыша и Оби. Среднегодовые температуры были ниже современных на 3–4 °С. Климатическая обстановка оптимума изменилась в сторону потепления или близка к современной. Следует отметить, что климат тобольского межледниковья по разным группам органических остатков оценивается неоднозначно (Волкова, 1991). Возможно, это связано с недостаточной изученностью экологии некоторых видов животных, малакофауны и растений, частично с приспособляемостью отдельных организмов к различным климатическим обстановкам. Так, не исключено, что многие виды моллюсков, обитающие сейчас в Средней Азии и найденные в ископаемом состоянии в тобольской свите Западной Сибири, могли существовать в тобольское время благодаря короткой и более теплой зиме (Волкова, 1977, 1991). В целом климат в тобольское время был несколько теплее, чем в талагайкинское.

Палиноспектры, типичные для северной тайги и умеренно бореально-холодного климата, были установлены для отложений каргинского времени, с которым на севере равнины связано формирование харсоимских морских слоев, датированных ¹⁴C-методом $36 \pm 0,8$ тыс. лет и более 40 тыс. лет. Фациальным аналогом в низовьях Оби являются золотомысские слои, алевриты, пески, суглинки с линзами торфа, возраст которых определяется от 40 до 45 тыс. лет. Харсоим-

ские и золотомысские пески сверху перекрыты маловалунной лохподгортской мореной (Последнее оледенение..., 1977). Морена в свою очередь залегает под позднекаргинским аллювием, датированным ^{14}C -методом от 22 до 30 тыс. лет (Архипов, 1987). На Средней Оби и Иртыше к позднекаргинским отложениям относятся уртамские и липовские слои, в Новосибирском Приобье – искитимский педокомплекс. Палинологический анализ показал, что в каргинское время большую часть Западной Сибири занимали северотаежные леса, ареал которых был смещен к югу на 5° . В структуре установлены два периода расцвета еловых лесов, совпадающих с максимумом увлажнения и относительного потепления. Между этими потеплениями был период похолодания, когда таежная растительность замещалась березовыми редколесьями. В спектрах количество пыльцы высокоствольной березы увеличивалось до 50 %, а пыльца ели и сосны из доминантов переходила в ранг субдоминантов. В бассейне Иртыша, близ пос. Липовка, в осадках, датированных радиоуглеродным методом $30 \pm 0,7$ тыс. лет, установлен следующий состав флоры: *Picea obovata*, *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *Larix sibirica*, *Betula humilis*, *Chenopodium glaucum*, *Ch. album*, *Carex rostrata*, *Empetrum nigrum*, *Myriophyllum verticulatum*, *Potamogeton pectinatus*, *P. pusillus*, *P. natans*, *Betula verrucosa*, *Dryas octopetala*. В палиносpectрах присутствует пыльца ели до 40–60 %, высокое содержание которой отличает спектры позднекаргинских отложений от более ранних харсоимских и золотомысских песков. Однако и те и другие формировались в условиях умеренно бореально-холодного климата. Температура июля, как показал анализ ареалограмм и климатограмм, была ниже современной на 3°C , а января ниже на $3\text{--}4^\circ\text{C}$. Открытым остается вопрос о климате оптимума каргинского времени во время шурышкарского потепления около 50–45 тыс. л. н. Палинологические данные пока не позволяют решить этот вопрос однозначно.

Арктические, субарктические и перигляциальные флоры установлены многократно (Волкова, 1969; Волкова, Кулькова, 1984). Они были связаны исключительно с ледниковыми эпохами. Первое резкое похолодание климата совпало с накоплением озерных глин и суглинков верхнекочковского горизонта и синхронного с ним нижнеавдотьинского лед-

никового комплекса (Волкова и др., 1988а). По материалам бурения установлено, что авдотьинский комплекс представлен двумя моренами – нижней и верхней, которые разделены между собой песками. Весь ледниковый комплекс залегает под талагайкинским аллювием на палеогеновых отложениях. С.А. Архипов ледниковые отложения описал как мансийская морена (Решения..., 1990). В нижней морене наблюдается большое количество пыльцы ели, кустарничковой березки, присутствует полярная ива. Споры принадлежат зеленому мхам и арктическим плаунам. Резкое похолодание климата, которое обусловило развитие на севере равнины покровного оледенения, способствовало созданию двух новых формаций – зеленомошных болот с еловыми лесами по долинам рек и кустарничковой березкой и своеобразных болотостепей. Представители арктической флоры (арктические плауны, кустарничковая березка, полярная ива) в то время мигрировали на юг и продвинулись до 55° с.ш., расселились на 1000 км к югу от границ своих ареалов. Кроме арктической флоры, нижняя морена отличается большим количеством переотложенной пыльцы палеогеновых растений и небольшими отторженцами пород этого возраста. Состав арктической флоры сохраняется и в верхнеавдотьинской морене, однако изменяется соотношение внутри основных групп растений. Пыльца древесных, травянисто-кустарничковых растений и споры содержится почти в равных количествах (соответственно 45, 30–35 и 30 % от общего количества). Сближенные процентные соотношения обычно характерны для лесотундровых формаций. В период накопления песков, разделяющих морены, климат был теплее, что отразилось на составе палинофлоры. Сократилась доля участия спор и пыльцы трав. Пыльца древесных пород (50–60 %) принадлежала высокоствольной березе, затем ели и сосне. Сократилось количество арктических плаунов. Спектры отражали растительность северной тайги. Климат был умеренно бореально-холодным. Судя по палиносpectрам, песчаные отложения развивались в межстадиальных условиях, но не исключено, что морены сформировались в самостоятельные ледниковые эпохи.

Спектры из отложений последующих ледниковых эпох ранне-неоплейстоценовой шайтанской, средне-неоплейстоценовой самаровской и тазовской и поздне-неоплейстоце-

новой ермаковской были близки. К нижнему неоплейстоцену С.А. Архипов (1987) отнес отложения шайтанской ледниковой эпохи. В разрезах скважин профиля Азово–Мужи шайтанская морена подразделена на две – нижнюю и верхнюю (Архипов, 1991). Они, в свою очередь, разделены аллювиальными песками, одновозрастными аналогами которых считаются морские слои с тильтимским комплексом фораминифер. Ледниковые отложения объединены в шайтанский ледниковый горизонт. На Иртыше в состав горизонта включена семейкинская свита с двумя подсвитами. Возраст нижней пачки валунных суглинков (нижнешайтанский подгоризонт) и коррелятных ему озерно-ледниковых осадков нижнесемейкинской подсвиты определяется по ТЛ-методу в пределах $550(560) \pm (120-140) - (600 \pm 70)$ тыс. лет. Продолжительность этой ледниковой фазы была не более 50–60 тыс. лет. С более поздней ледниковой фазой, с которой связано формирование валунных суглинков (пачка 3 в скважинах Азово–Мужи), затем низямской морены в разрезах Белогорского материка на Оби, верхнесемейкинской подсвиты и коррелятного им морозовского лесса на юге равнины, продолжалось около 130 тыс. лет (Архипов, 1991).

Возраст осадков тильтимского горизонта (по данным ТЛ) определяется в пределах $510 \pm 65-550(561) \pm 110(140)$ тыс. лет, т. е. накопление осадков происходило в течение 40–50 тыс. лет. Практически этот промежуток времени вполне соответствует продолжительности межледниковой эпохи. Однако межледниковый возраст осадков не подтверждается палинологическими данными. Палино- и карпофлоры из отложений ниже- и верхнешайтанского горизонтов имеют арктическое происхождение, о чем свидетельствуют остатки растений с полярно-арктическим ареалом, таких как *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Betula nana*, *Salix polaris*, *Potamogeton alpinus*, *Dryas octopetala*, *Bidens tripartitus*, *Ceratophyllum pentacantum*, *Empetrum nigrum*, *Ranunculus aquatilis*, *R. peratitidis*, *Galla palustris*, *Potentilla nivea*, *Rubus arcticus*. Такой состав флоры обнаружен из нижнесемейкинской подсвиты на Иртыше в сизых суглинках на р. Васюган в обнажении у д. Шкориной и на Томи. Анализ состава флоры (Никитин П., 1940) показал, что осадки формировались в холодное ледниковое время. Дриасовая флора в шайтанскую эпоху распространилась далеко к югу от 60° с.ш. Более жизнеспособные тундровые

и арктические растения мигрировали на юг до 56° с.ш. Степные и лесостепные растения произрастали в составе тундровых формаций. Перигляциальная растительность занимала большие территории. В эту ледниковую эпоху смещение границ лесотундровой зоны относительно современного положения оценивается нами в $7-8^\circ$, т. е. более чем 800 км. Климатограмма, построенная по восьми видам растений из семейкинской свиты раннего плейстоцена (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Picea obovata*, *Larix sibirica*, *Potamogeton alpinus*, *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix polaris*), показывает, что июльские и январские температуры были ниже современных на $4-6^\circ$, а среднегодовая ниже на $7-8^\circ$ (Волкова, 1991).

Судя по положению в разрезах, тильтимский горизонт, казалось бы, должен иметь флору, отличающиеся от шайтанских ледниковых, и соответствовать межледниковым и межстадиальным северотаежным или лесотундровым флорам. В действительности они не отличаются от шайтанских. Палинологические данные из отложений с тильтимским комплексом фораминифер показывают, что в этих осадках основу составляет пыльца кустарничковых берез, много переотложенных микрофоссилий мелового возраста. Такие спектры отражают растительность арктической тундры. В связи с этим вряд ли правильно сделано сопоставление шадрихинского педокомплекса с тильтимским горизонтом (Волков и др., 1990; Волков, Зыкина, 1991). Согласно В.С. Зыкиной, шадрихинские ископаемые почвы по типу почвообразования относятся к мощным выщелоченным черноземам: черноземно-бурым и лугово-черноземным. К сожалению, палеоботаническая характеристика шадрихинских почв отсутствует и нельзя подтвердить теплые условия их формирования. В эпоху накопления отложений самаровского и тазовского оледенений арктический состав палинофлоры сохранялся. Самаровский горизонт представлен валунными суглинками, озерно-ледниковыми глинами и алевролитами (самаровская свита, карымкарская морена Белогорья в приледниковой зоне, на Иртыше – отложения чурымской свиты, во внеледниковой – казаковской). На юге им соответствует чулымский лесс. Возраст горизонта определяется по ТЛ от $260(270) \pm 56(58)$ до 190 ± 36 тыс. лет (Архипов, 1987). Палеоботаническими исследованиями установлено, что в состав флоры самаровского времени входили арктические виды растений, про-

израстающие сейчас на 1000–1200 км севернее от мест их находок. Во флорах принимали участие *Betula nana*, *Salix polaris*, *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. apressum*, *Botrychium boreale*, *Selaginella sibirica*, *S. selaginoides*. Зарегистрированные тундровые формы из озерно-ледниковых отложений – *Juncus* cf. *arcticus*, *Ranunculus hyperboreus*. Из представителей лесной флоры встречена пыльца *Picea obovata*, *Betula verticosa*. Постоянно встречается пыльца *Polygonum amphibium*, *Rubus chamaemorus*. Количество пыльцы ели в озерно-ледниковых отложениях превышает в четыре раза содержание ее в рецентных пробах северотаежной зоны. В целом палеоботанические данные указывают на широкое распространение к югу от границ оледенения тундровой и лесотундровой растительности. Растительные зоны резко отличались от современных. Площади этих зон были сужены, а их границы относительно современного положения далеко смещены на юг, местами до 1000–1100 км. Огромные пространства к югу от границ оледенения занимали лесотундровая растительность и заболоченные редколесья. Зона лесов располагалась за пределами Западной Сибири, в Приаралье и Тургае. Центр концентрации совместного произрастания ряда арктических и субарктических видов растений позволяет судить о количественных оценках температур июля, января и года (Волкова, 1991). Среднегодовые температуры в максимум самаровского оледенения были на 9–10°С ниже современных.

Близкий состав флоры установлен из отложений тазовского горизонта. Различие в спектрах заключается в том, что в осадках этого горизонта возрастает доля участия травянисто-кустарничковых растений, принадлежащих польнно-маревым и злаково-разнотравным группировкам. Пыльца трав встречается вместе с кустарничковой березкой и арктическими плаунами. Спектры отражают растительность тундры и перигляциальной степи.

Отложения зырянской ледниковой эпохи формировались в условиях развития тундровых и лесотундровых формаций, которые лишь только в конце эпохи сменились северотаежными. Климат менялся от арктического в начале оледенения к умеренно-холодному бореальному в период относительного потепления и вновь к тундростепному в конце оледенения.

От предыдущих ледниковых эпох существенно отличаются флоры сартанского времени. Для палинофлоры характерно высокое содержание травянисто-кустарничковых растений, преимущественно ксерофитов – польней, маревых. Много пыльцы верескоцветных, а также представителей арктических и субарктических видов растений (кустарничковой и высокоствольной березы, полярной ивы, ели), которые распространялись к югу от границы оледенения, по берегам подпрудного мансийского озера (Волков, 1980). Палинологический анализ показал, что в период относительного потепления климата в сартанскую эпоху травянисто-кустарничковые формации сокращали свои площади. Тундровая и перегляциальная растительность замещалась лесотундровой, которая отличалась от современной значительной долей участия ксерофитов. Она занимала всю территорию лесной и лесостепной зон, образуя гипергляциальную зону.

В результате палинологического изучения плиоцен-четвертичных отложений можно сделать вывод, что в различные периоды были резкие и неоднократные колебания климата, различные по интенсивности и продолжительности. Установлены шесть типов климатических обстановок, каждому из которых соответствовали определенные растительные формации со свойственными им пыльцевыми спектрами. Климат в межледниковые эпохи менялся от умеренно-теплого до умеренно-бореального и холодного бореального. Умеренно-холодный бореальный приходился на окончание межледниковий, на межстадиалы, реже на начало оледенений. С этим типом климата были связаны лесные растительные формации с различными доминантами и субдоминантами древесных пород. Умеренно-теплый климат отвечал климатическим оптимумам. Субарктический, арктический и перигляциально-холодный климат был характерен для ледниковых эпох. Таким образом, типы климатов и тесно связанные с ними ландшафты являются основой четвертичной климатостратиграфии (Волкова, 1977, 1991).

Палеокарпология

Палеокарпологический анализ ископаемой флоры был применен одним из первых для стратиграфического расчленения четвертичных отложений (Никитин П., 1940). Возможность видовых определений позволяет

четко реконструировать климатическую обстановку, используя метод актуализма, т. е. оценивая сходство и различия ископаемой флоры с современной. Таким путем по составу можно выявить холодные и теплые интервалы, привязав их к определенным климатоседиментационным ритмам. Относительный возраст последних определяется методом руководящих форм и контролирующих видов, а также статистическим сравнением двух флор, возраст одной из которых известен (Никитин В., 1970; Пономарева 1982, 1986).

Эоплейстоцен охарактеризован тремя ископаемыми флорами – барнаульской, тишинской и ерестнинской (Пономарева, 1982).

Барнаульская флора, барнаульские слои. Изучена и впервые выделена по кернам скв. N-77 близ Барнаула (см. рис. 4) (Никитин В., 1970). В настоящее время известна не менее чем в 40 местонахождениях на Приобском плато и в Барабе, приурочена к каргатской свите (Мартынов и др., 1987).

Флоры барнаульского типа состоят на 60 % (в отдельных случаях до 65–75 %) из современных западно-сибирских видов. Из 124 родов 104 (84 %) имеют представителей в современной растительности и только 20 родов чужды ей, включая вымершие: *Aracispermum*, *Nigrella diclidocarya* и *Hartziella*. Таким образом, характерной чертой флоры является присутствие архаичных, ныне вымерших видов. В то же время по сравнению с павлодарской флорой, в которой современные местные виды составляют лишь 35–40 %, барнаульская более молодая. Показательно присутствие мелких водяных папоротничков родов *Azolla*, *Salvinia* с видами *A. interglacialica*, *A. pseudopinata*, *S. glabra*, *S. tuberculata*. Характерная черта – присутствие реликтов тургайской флоры: *Morus*, *Vitis*, *Sambucus pulchella*, *Hartziella*. Водная растительность представлена видами родов *Potamogeton*, *Sparganium*, *Stratiotes*, *Elatine*, *Najas*, *Caulinia*, многие из них – вымершие формы или региональные экзоты (*Potamogeton microcarpus*, *P. vaginatus*, *Caulinia tenuissima*).

Климат барнаульского времени был умеренно прохладным, но мягче современного, сходным было и расположение природных зон. В северной части Барабы размещались лугово-степные ландшафты, где теперь преобладают болота.

Представления о возрасте барнаульской флоры противоречивые и зависят от стра-

тиграфической позиции одноименных слоев. Было принято считать, что они относятся к нижнекочковской подсвите или нижней половине кочковского региогоризонта (Мартынов и др., 1987). Соответственно В.П. Никитин (1970) датировал флору акчагылом, опираясь на данные, полученные при сравнении ее с павлодарской, и отсутствие между ними какой-либо промежуточной флоры. Вместе с тем он допускал, как впоследствии и Е.А. Пономарева (1982), возможность разделения барнаульской флоры на раннюю (акчагыльскую) и позднюю (апшеронскую). Согласно Е.А. Пономаревой, они различаются исчезновением в позднебарнаульской флоре тургайских реликтов. По составу териофауны барнаульские слои (пачки) оказались не древнее кизихинских (Зажигин, 1980) и, следовательно, должны сопоставляться с апшероном или ранним эоплейстоценом.

Тишинская флора, раздолыинские слои. Впервые выделена Е.А. Пономаревой (1982) по кернам скважин 120 и 120-бис в с. Тишинка, в инт. 68,5–63,0 м. Аналоги получены по разрезу скв. 59, с. Клепечиха, в инт. 140,0–125,3 м. Флора отличается разнообразием представителей семейств *Potamogetonaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae* и родов *Potamogeton*, *Ranunculus*, *Thalictrum*, *Potentilla*. Отмечается присутствие той же руководящей группы споровых растений, что и для барнаульской флоры. Отличительная особенность тишинских флор – появление холодолюбивых растений, свойственных арктоальпийским областям *Papaver nudicaule*, *Heleocharis septentrionalis*. Их появление вносит существенный элемент различия между флорами барнаульского и тишинского времени, несмотря на их сходство по остальной части видового состава, что позволяет считать последнюю более молодой, сопоставляя ее со второй половиной эоплейстоцена.

Ерестнинская флора впервые изучена Е.А. Пономаревой (1986) из отложений одноименных слоев Верхнего Приобья, а также из разновозрастных осадков центральных и южных районов Приобского плато – скв. 3, села Хорьково и Штабка; скв. 487, с. Калманка; скв. 488, с. Карнилово; скв. 59, с. Клепечиха; скв. 120, с. Тишинка и др.

Для флор ерестнинского времени характерен почти современный состав. Показательными растениями являются *Azolla interglacialica*, *Salvinia natans*, *Caulinia flexilis*, *C. tenuissima*, *Carex pauciflora*, *Bunias sukaczewii* –

виды, характерные для “сингильских” флор (Никитин П., 1940). От тишинских и барнаульских отличается отсутствием специфических споровых растений позднего плиоцена и обширной группой холодолюбивых растений. Соотносится с концом кочковского века и поэтому может считаться позднеоплейстоценовой.

Флора **неоплейстоцена** состоит практически из современных западно-сибирских растений и, по представлениям П.А. Никитина (1940), мало изменялась, как и климат, который, как он полагал, оставался монотонно однородным, истинно сибирским. Позднее были выявлены следы похолоданий и потеплений, сопровождавшихся изменением границ растительных зон в пределах 3–4° (Никитин В., 1970). За последние 10–15 лет установлена определенная последовательность флор, отражающая внутриформационные перестройки и изменения типов растительности под влиянием климатических изменений (Пономарева, 1982; Кривоногов, 1988). К сожалению, она остается пока фрагментарной и зональной. Так, Е.А. Пономаревой (1982) предложена неоплейстоценовая последовательность изменявшихся флор для южных районов Западной Сибири.

Ранний неоплейстоцен охарактеризован одной вяткинской флорой по стратотипу одноименных слоев на левом берегу Оби около д. Вяткино. Для нее характерно обилие стручков *Bunias sukaczewii* и эндокарпов *Zanichellia pedunculata*. Среди последних особенно много видов-эрозиофилов. Присутствие представителей маревых, гвоздичных, крестоцветных указывает на некоторое иссушение климата. Восстанавливаются луговые ассоциации: древесные породы представлены елью, ивой, ольхой, березой, которые группировались в небольшие рощи по долинам рек. Вероятнее всего, вяткинская флора фиксирует фазу потепления климата.

К **среднему неоплейстоцену** Е.А. Пономарева относит три типа флор – раннемонастырскую (тобольскую), позднемонастырскую и бийскую.

Раннемонастырская (тобольская) флора, нижнемонастырская подсвита. Изучена из стратотипического разреза (скв. 231, г. Бийск, глубина 75 м) и разновозрастных отложений. Состав разнообразный, выделяются две группы растений водно-болотной экологии и мезофиты, среди которых установлены формы

ксерофитных условий обитания (*Selaginella selaginoides*, *Heleocharis septentrionalis*, *Ranunculus hyperboreus*, *Papaver nudicaule*). Основной состав – местные западно-сибирские виды, и лишь две формы чужды им – *Azolla interglacialica*, *Bunias sukaczewii*. Отмечаются локальные и региональные экзоты – *Hydrocharis morsus-ranae*, *Najas tenuissima*. Разнообразны представители древесных, много остатков ели. Все перечисленные выше виды входят в состав флор “диагональных песков” (Никитин П., 1940), датируемых миндельриссом.

Позднемонастырская флора, верхнемонастырская подсвита. Происходит из верхнемонастырских глин (илов) и изучена Е.А. Пономаревой по восточным и северо-восточным окраинам Алтая. По своему составу она напоминает “косоожские” флоры. Наиболее характерна обширная группа арктоальпийских растений. Из вымерших форм встречен лишь *Bunias sukaczewii*. Типично отсутствие *Azolla interglacialica*.

Бийская флора, нижние горизонты большереченской свиты. Обнаружена в отложениях скважин 266, 267, д. Бешенцево; скв. 228, д. Большая Речка; скв. 501, с. Тундриха. Характерно присутствие *Bunias sukaczewii* и незначительного количества растений холодолюбивых.

Для **позднеоплейстоценового времени** выделены калманская, касмалинская, ишинская, бобковская, большереченская, ануйская и песчанская флоры (Пономарева, 1982).

Калманская флора, калманские слои, казанцевский горизонт. Изучена из стратотипа одноименных слоев в районе между селами Калманка и Калистратиха. Характерная черта – присутствие видов *Azolla interglacialica*, *Bunias sukaczewii*. Отмечаются теплолюбивые виды, среди которых указаны региональные и локальные экзоты – *Potamogeton vaginatus*, *Thalictrum angustifolium*.

Касмалинская флора, касмалинская свита, ермаковский горизонт. Выделена по керну скважин, пробуренных в различных ложбинах плато. Для нее характерно присутствие единичных арктоальпийских форм (*Duschekia* sp., *Papaver nudicaule*). Вероятно, касмалинская флора занимает стратиграфически более высокое положение, отвечающее раннезырянскому времени, на что ранее указывал В.П. Никитин.

Ишинская флора, нижняя половина каргинского горизонта. Изучена Е.А. Пономаревой (1982) из отложений темно-синих глин на р. Иша, близ д. Суртаевка. Для комплексов ископаемых семян характерно присутствие большой группы арктоальпийских растений, которые являются локальными экзотами для современной растительности исследуемого района. Отмечается обилие остатков ели.

Бобковская флора происходит из верхней части стратотипического разреза одноименной свиты, состоит в основном из растений мезофильной экологии с участием *Paraver nudicaule*, *Helecharis septentrionalis*. Бобковская и ишинская флоры одновозрастны, характеризуют одинаковые климатические условия. Разный состав флор указывает на существование различных геоботанических зон в каргинское время.

Большереченская флора изучена из глин и песков нижней пачки стратотипического разреза одноименной свиты у д. Большая Речка. Большинство растений представлены местными видами, исключение составляет региональный экзот *Thalictrum angustifolium*. Холодололюбивые растения не отмечаются.

Ануйская флора, сартанский горизонт. Комплексы ископаемых семян установлены из обнажения первой надпойменной террасы р. Ануй, у с. Ануйское. Характерно значительное участие растений субальпийской и тундровой зон (*Betula nana*, *Paraver nudicaule*, *Ranunculus hyperboreus*). Флора ануйского времени похожа на монастырскую, как ранее считалось Е.А. Пономаревой, однако повторными палеокарпологическими исследованиями установлено, что от раннемонастырской она отличается отсутствием показательных водяных папоротников, а от позднемонастырской – отсутствием *Bunias sukaczewii*.

Песчанская флора, отложения первой–второй надпойменных террас бассейна Верхней Оби. Характерные карпофлоры обнаружены в разрезе первой надпойменной террасы р. Песчаная. Флора современного состава, без участия растений холодолюбивых. Из локальных экзотов присутствует только ель.

Эоплейстоцен

Эоплейстоцен в региональной шкале в настоящее время (Унифицированная... схема..., 2000) подразделяется на нижнее и верхнее звено (рис. 27). В его состав включена

кочковская свита с двумя подсвитами – нижней и верхней. Нижнекочковская подсвита (нижний эоплейстоцен) включает барнаульские аллювиальные пески мощностью до 30 м. Верхнекочковская подсвита (верхний эоплейстоцен) представлена озерными глинами и суглинками мощностью до 50 м. К верхнему эоплейстоцену относятся кубанкинские, ерестнинские и раздольинские слои.

Раздольинские слои. Стратотип находится на правом берегу р. Алей (приток Оби), между деревнями Раздолье и Махново. Слои сложены глинами и суглинками с прослоями песков и гравия преимущественно озерного генезиса мощностью до 6–7 м (Адаменко, Зажигин, 1965; Вангенгейм, Зажигин, 1972). Возраст подстилающих пород не установлен, а перекрывающие осадки относятся к краснодубровской свите.

Стратотипы кизихинских и раздольинских слоев пространственно разобщены. В единой последовательности в естественных обнажениях они не обнаружены. Их залегание друг на друге предполагается в разрезах некоторых буровых скважин (Зажигин, 1980; Щигарев и др., 1980), где они включались в состав кочковской свиты. По представлениям О.М. Адаменко (1974), к которым присоединился и В.А. Мартынов (1980), кочковская свита в сводном разрезе состоит из двух пачек (слоев): барнаульской (акчагыльской) и раздольинской – аналога апшерона. К сожалению, как первичное изучение стратотипа кочковской свиты (скв. 30, д. Кочки), так и повторное (скв. 15) оставляет отмеченное допущение открытым: 40-метровая толща озерных глин не содержит остатков териофауны. Поэтому как объединение убинских и раздольинских слоев в верхнекочковскую подсвиту, так и отнесение последней (в стратотипе) к эоплейстоцену остается открытой проблемой.

Неоплейстоцен

Неоплейстоцен в региональной шкале подразделяется на надгоризонты и горизонты.

Нижнее звено=нижний неоплейстоцен. В последней региональной схеме (Решения..., 1990) звено было оставлено расчлененным на два горизонта – талагайкинский и шайтанский. Тем не менее в особом мнении, принятом Межведомственным совещанием, были сформулированы предложения о выделении

Раздел	Звено	Надгори-зонт	Горизонт	Абс. возраст, тыс. лет	з о н а										
					зырянского оледенения и морских трансгрессий		максимального оледенения		приледниковая и внеледниковая						
					Районы (см. рис. 21) 1 2		3 4		5 6(8)		11				
Нижнее	Сред.	Шайтанский	Тобольский	390±65 380±80	Обские слои (свита) (m, mgl) Зона <i>Miliolinella puriformis</i> (Гудина, 1976) ТЛ 246±23; 370±31		Тобольская свита ЭПР 326,9–285,4 (сред.: 306,2±20,8)		Тобольская свита Флора "диагональных песков", малакофауна: <i>Corbicula tibetensis</i> ТЛ 300(308)±75; 313(385)±75(80); 380(390)±65(80)		Монастырская свита Нижняя пачка (al)				
			Низямский (верхне-шайтанский)		Полульская свита Шайтанская толща (тыльшимский регионорозонт, по С.Л. Гроизкому, 1979), св. 1–3, 11, Мужик–Тыльтим	Пачка 3 Нильгимские слои (gl)	gl	Болгохтохская толща св. 7-Б (Болгохтох), сважинки 24, 9, 28, 17 (Турухан)	Низямская свита (gl, lgl) Низямский яр, св. 1-К, 1-Б, Самарово	Верхняя подсвита (lim), СПС перигляциально-степные ТЛ 420(445)±110	Семейинская свита Семейка (Иртыш)	Верхняя пачка (lim), СПС перигляциально-степного типа	Обь-Иртышское междуречье, св. 3 (Ершова и др., 1970) Федосовская свита Острокды краснодубровского комплекса, св. 25 Вак-Тымского междурья	ТЛ 440±30 Даниловский покров лессов ТЛ 510±30; 500	
			Тыльшимский	510±65		Пачка 2 Крестовские слои (m, mgl) Фораминиферы тыльшимского и болгохтохского комплексов	m, mgl		(al, lim) ТЛ 510±65 Кормужиханский яр					Беловский педокомплекс	
			Азовский (нижне-шайтанский)	561±140; 550±56		Пачка 1 Вылюосские слои (gl)	gl		Садоволожские слои (lim, lgl) ТЛ 550(561)±110(140), пос. Белогорье, Самарово, св. 1-К, 1-Б			Нижняя подсвита (lim), СПС перигляциально-степного типа ТЛ 420(445)±110		Нижняя пачка (lim), СПС перигляциально-степного типа	Салаирский покров лессов ТЛ 650±80
			Талагайкинский	600±70(80)		?	Талагайкинская свита (al) СПС лесного типа ТЛ 790(860)±170(160)		al до 20 м			Талагайкинская свита (al) СПС лесного таежного типа, ТЛ 740±140		СПС лесного таежного типа	Второй евсинский ПК
	Мансийский		?	Мансийская свита (gl), св. 1-Б, Ханты-Мансийск			Перемытая морена, "яглинские слои"		СПС перигляциально-степные			Лессовый покров			
	Верхнее	Золлейстоцен	Горнофилинский	Отложения не установлены		Отложения не установлены		Горнофилинские слои (толща), (al) ТЛ 812±200		Малиновская толща Опорный разрез Малиновка		Вяткинская толща Вяткинский стратотип			
				Отложения не установлены		Отложения не установлены		ТЛ 1250±250 (300)		Убинская подсвита (свита)		Кочковская свита (lim)			
				Отложения не установлены		Отложения не установлены		Перерыв		Убинская подсвита (свита)		Кочковская свита (lim)			
				Отложения не установлены		Отложения не установлены		ТЛ 1250±250 (300)		Убинская подсвита (свита)		Кочковская свита (lim)			
Отложения не установлены				Отложения не установлены		ТЛ 1250±250 (300)		Убинская подсвита (свита)		Кочковская свита (lim)					
Отложения не установлены		Отложения не установлены		ТЛ 1250±250 (300)		Убинская подсвита (свита)		Кочковская свита (lim)		Ерестинские (раздольинские) слои (пачки, подсвиты) (lim) первый евсинский ПК. Фауна карай-дубинского типа ТЛ 980±100 (Вяткино) Терифауна раздольинского комплекса ТЛ >1300 (села Малиновка, Шелаболиха)					

Рис. 27. Стратиграфическая схема нижнеплейстоценового звена Западно-Сибирской равнины.

Генетические типы отложений: m – морские, mgl – ледниково-морские, gl – ледниковые, lgl – озерно-ледниковые, al – аллювиальные, lim – озерные. Вертикальной штриховкой показаны наиболее существенные перерывы.

шести горизонтов (Адаменко и др., 1971; Архипов, 1971, 1987, 1989а, б, 1991; Архипов и др., 1989). В качестве нижнего был предложен горнофилинский горизонт. Последующие исследования показали, что его статус следовало бы поднять до надгоризонта (см. рис. 27).

Горнофилинский над(?)горизонт выделялся как горизонт по стратотипу, расположенному на правом берегу Иртыша у Горно-Правдинска (так называемый Горно-Филинский яр (Каплянская, Тарноградский, 1974; Архипов, 1987)). Горизонт представлен аллювиальной свитой мощностью от 5–7 до 15 м. Аллювиальные пески залегают с размывом на олигоценовых породах, перекрыты семейкинскими глинами и срезаются вложенными в них талагайкинскими песками, находящимися в ортозоне Брюнес. Горнофилинские отложения имеют обратную намагниченность, что позволяет отнести их к ортозоне Матуяма. В то же время в палеомагнитной последовательности выделяются два узких интервала, в которых породы намагничены по современному геомагнитному полю. С ними сопряжена ТЛ-дата в 812 ± 200 тыс. лет, что делает возможным отождествление положительных интервалов с эпизодом Харамильо. Ископаемая горнофилинская флора, по мнению Е.А. Пономаревой (1986), по общему составу ближе всего к вяткинской (ТЛ 840 ± 90 тыс. лет), но, вероятно, несколько древнее, так как основание горнофилинских песков датировано ТЛ $1250(1260) \pm 250(300)$ тыс. лет. Обе названные флоры отличаются от эоплейстоценовой тишинской (Пономарева, 1982, 1986; Архипов, 1987) и поэтому не могут включаться в эоплейстоцен. Таким образом, как по палеонтологическим и палеомагнитным данным, так и по условиям залегания горнофилинские слои неотделимы от неоплейстоценового раздела, занимая стратиграфическую позицию в его основании. Эти слои по схеме 2000 г. включены в состав талагайкинского горизонта нижнего неоплейстоцена. Их подошва, видимо, близко коррелирует с основанием эпизода Харамильо или проходит даже несколько ниже, на уровне 0,9–1,0 млн лет. Вероятно, он сравним с рубежом, который в Альпах предшествует первому покровному оледенению Европы, а также с границей между калабрием и сицилийским комплексом Средиземноморья, сменой виллафранкской фауны млекопитающих галерийской (=тираспольской), сопоставимой с

кромерской в Англии (Зубаков, 1974, 1975, 1977; Меннер, 1977; Ариас и др., 1982). Верхняя граница над(?)горизонта располагается около палеомагнитной границы Брюнес/Матуяма, так как перекрывающая мансийская морена находится уже в ортозоне Брюнес. Следовательно, горнофилинский век охватывает интервал от около 1,0–0,9 до 0,73 млн лет, что заметно превосходит объем климатостратиграфического горизонта. Кроме того, по последним данным в том же стратиграфическом диапазоне находятся малиновские и вяткинские толщи (слои). Последние в совокупности с горнофилинскими составляют более полную геологическую летопись и могут стать стратотипами для выделения, по крайней мере, еще двух горизонтов, а статус горнофилинского позволяют повысить до надгоризонта.

Мансийский горизонт представлен ледниковыми валунными суглинками с прослоем песков и отторженцев туртасских глин мощностью около 9 м. Из суглинков получены палиноспектры тундрового и лесотундрового типа, характерные для ледниковых горизонтов (Волкова и др., 1988а). Стратотип – в скв. 1-Б, пробуренной около аэропорта Ханты-Мансийска, разрез в инт. 32,5–23,5 м ниже уровня моря. Ледниковая толща лежит на туртасских породах олигоцена и перекрывается последовательно (снизу вверх): талагайкинской песчаной пачкой (5 м), глинами семейкинской свиты (19 м) и тобольскими песчаниками (20 м), поверх которых лежат осадки третьей надпойменной террасы. Вся эта последовательность четко коррелирует с разрезами соседних скважин в районе Ханты-Мансийска и стратотипическими разрезами нижнего Иртыша (Архипов, 1987, 1989а). Бесспорно распознаются семейкинские глины как по литологическим признакам, так и по палиноспектрам (Волкова и др., 1988а), по которым реконструируется субарктическая растительность севера Сибири, а также по ТЛ-датам в скв. 1-К и 2-Б. Надсемейкинские пески относятся к тобольскому горизонту как по положению в разрезе, так и по составу семенной флоры типа “диагональных песков” (устное сообщение Е.А. Пономаревой).

Весь разрез четвертичных отложений скв. 1-Б (0–67 м) был изучен палеомагнитным методом. Породы оказались положительно намагниченными, за исключением ниж-

ней части семейкинских глин в инт. 15–9 м ниже уровня моря, где выявилась зона переменной полярности. Л.С. Куликова (устное сообщение) склонна интерпретировать ее как эпизод геомагнитного поля, к сожалению, точно не определяемый. Предположительно, с учетом ТЛ-даты в 550 ± 110 тыс. лет (в соседней скв. 1), он может быть эпизодом У реки.

Итак, положительная палеомагнитная характеристика мансийских пород и возраст горнофилинской толщи позволяют помещать мансийскую морену чуть выше границы Брюнес/Матуяма (см. рис. 20) и сопоставлять с 18 стадией изотопно-кислородной шкалы (Shackleton, Opdyke, 1973, 1977), средний возраст которой около 685 тыс. лет (от 670 до 700–720 тыс. лет), по И.И. Краснову (Зубаков, Борзенкова, 1983; Никифорова и др., 1984).

Талагайкинский горизонт выделен по одноименной свите, описанной Р.Б. Крапивнером (1969). Название предложено в 1971 г. Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградским. Стратотипом служит разрез около д. Семейка на правом берегу Иртыша (Семейкинский яр), дополненный буровой скважиной. В региональных западно-сибирских схемах традиционно являлся древнейшим (“доледниковым”) горизонтом неоплейстоцена, объединявшим аллювиальные отложения мощностью до 40 м, охарактеризованные межледниковыми палиноспектрами и палеофлорой, существовавшей в климатической обстановке, близкой к современной (Региональные... схемы..., 1981; Указания..., 1984). В стратотипе свита (горизонт) перекрыта семейкинскими озерными отложениями (Крапивнер, 1969; Каплянская, Тарноградский, 1974; Волкова, 1977). В результате буровых работ 1979 и 1984 гг. на Самаровской останцовой возвышенности и в 1981–1983 гг. в бассейне рек Салыма и Конда (см. выше) стратиграфически ниже талагайкинских песков была обнаружена древнейшая мансийская морена. Таким образом, стратиграфическая позиция талагайкинского горизонта определяется залеганием между семейкинскими и мансийскими отложениями.

На Самаровском останце в скв. 1-К, пробуренной в 1979 г. под семейкинскими глинами, вероятно, ее нижней подсвиты (судя по литологии и ТЛ 550 ± 110 тыс. лет), были вскрыты пески, первоначально отнесенные И.Л. Кузиным и И.Л. Зайонцем (устное сообщение) к олигоцену. Однако в них Е.А. Поно-

маревой была обнаружена ископаемая флора типа “диагональных песков”, которая, согласно В.П. Никитину, характерна не только для тобольского, но и для талагайкинского горизонтов, разделенных толщей семейкинских озерных глин. Талагайкинский горизонт находится в хроне Брюнес, к нему отнесены ТЛ-даты в 660 ± 180 и 740 ± 170 тыс. лет (Архипов, 1987). Эти определения корректируются геологической позицией талагайкинской свиты. Перекрывающие семейкинские глины датированы в 600 ± 70 , а средний возраст подстилающей мансийской морены принимается в 685 тыс. лет (см. выше). Очевидно, в этом диапазоне и находится талагайкинский горизонт, близко коррелируемый с 17 стадией океанической шкалы.

Шайтанский надгоризонт объединяет три горизонта нижнеплейстоценового звена. Они выделены из состава шайтанского горизонта, что и было причиной изменения статуса последнего. В первоначальном объеме шайтанская толща (свита) была установлена в скважине, пройденной у пос. Шайтанский Мыс (на левом берегу р. Малая Обь, выше г. Березово), где представлена 60–70-метровой толщей нерасчлененных валунных суглинков, супесей и алевролитистых глин (Захаров, 1965; Стратиграфический словарь..., 1982).

В унифицированной стратиграфической схеме, принятой в Тюмени в 1976 г., шайтанская толща уже была подразделена на три пачки. Верхняя и нижняя пачки сложены моренами, а средняя – аллювиальными и озерными отложениями (Региональные... схемы..., 1981). Это подтвердилось исследованиями С.Л. Троицкого (1979) и позднее В.В. Комарова (1986). Доказано, что шайтанская, полуйская, мессовская, болгохтохская, белоярская и тильтимская (по С.Л. Троицкому, 1979) свиты, широко распространенные на севере Западной Сибири (см. рис. 27), имеют принципиально одинаковое трехчленное строение, а их средние пачки повсеместно представлены межстадиальными(?) аллювиальными или морскими слоями с тильтимским (=болгохтохским) комплексом фораминифер (Гудина, 1976).

Все перечисленные местные (порайонные) стратиграфические подразделения С.Л. Троицкий (1979) предложил объединить в тильтимскую свиту. По ней он выделил тильтимский региогоризонт, за стратотип которого был принят геологический разрез по скважинам 1–3 профиля Мужы-Тильгим, а

также скв. 1 (ВСЕГЕИ) и 2 (Гидрогеологического треста) в д. Мужы. По его описанию свита (региогоризонт) состоит из трех пачек, различающихся по размеру и содержанию грубых обломков пород – валунов, галек, гравия. Породы, не содержащие обломков и лучше сортированные, образуют среднюю пачку. В ней (изредка в самых низах) обнаружена бентосная автохтонная четвертичная фауна фораминифер (тильтимский комплекс) (Гудина, 1966), все виды которой живут сейчас в арктических морях и лишь некоторые заходят в бореальную зону. Фациальное значение находок фораминифер состоит в возможности определить морское или ледниково-морское происхождение средней пачки. Отсутствие автохтонных органических остатков в большей части разреза (в нижней и верхней пачках) свидетельствует о почти полной стерильности среды седиментации, свойственной отложениям ледниковой группы – донным и абляционным моренам. Таким образом, тильтимская свита (региогоризонт) образовалась при двухтактном выдвигании ледниковых покровов (рис. 28), в промежутке между которыми происходила трансгрессия моря (Троицкий, 1979).

Всем пачкам тильтимской свиты был придан статус слоев с географическими названиями.

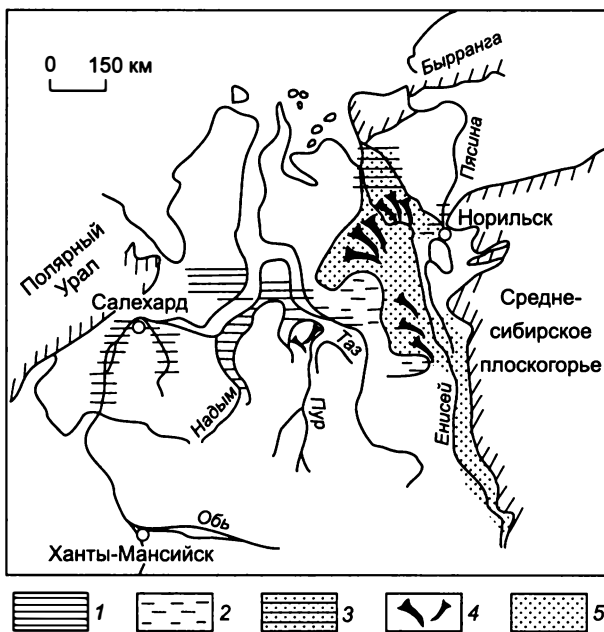


Рис. 28. Палеогеографическая схема среднетильтимского времени, по С.Л. Троицкому (1979) с изменениями С.А. Архипова:

1 – море; 2 – солоновато-водные заливы; 3 – переходные зоны; 4 – дельты; 5 – речные долины.

Вильюсские слои (пачка 1), сложенные ледниковыми валунными суглинками, ленточными глинами, алевритами мощностью 8–20 м, с отдельными прослоями, в которых встречаются фораминиферы, указывающие на частично ледниково-морской генезис. Залегают слои непосредственно на дочетвертичных породах.

Крестовские слои (пачка 2) – морские и ледниково-морские глины и алевриты с галькой и гравием и тильтимским комплексом фораминифер. Мощность до 20 м.

Нильгимские слои (пачка 3) – ледниковые валунные суглинки мощностью 15–20 м, перекрываются морскими обскими слоями. Стратотипы слоев описаны в скважинах 1–3 и 11 на профиле Мужы–Тильтим, на Нижней Оби (Троицкий, 1979). Это послужило основанием для выделения шайтанского надгоризонта. Предложенный С.Л. Троицким стратон – тильтимский региогоризонт – как синоним шайтанского надгоризонта не может быть использован, так как за раннечетвертичным оледенением закреплено наименование шайтанского тремя годами раньше (1976 г.). Кроме того, с тильтимскими слоями по традиции отождествляются литолого-генетические и фаунистические характеристики, указывающие на их морской (ледниково-морской) генезис (Гудина, 1966, 1976), с последующим расчленением его на три горизонта (снизу вверх): азовский ледниковый (нижнешайтанский), тильтимский межстадиальный или межледниковый и низямский (верхнешайтанский) ледниковый (Архипов, 1987).

Азовский (нижнешайтанский) горизонт выделен по разрезам буровых скважин в низовьях Оби на профиле Мужы–Тильтим. За стратотип приняты вильюсские слои, установленные С.Л. Троицким (1979). Полным стратиграфическим аналогом являются нижние пачки шайтанской толщи и полуйской свиты, представленные валунными суглинками (моренами), а также нижнесемейкинская подсвита (пачка) озерных глин и алевритов. Мощность горизонта изменяется от 7–12 до 20 м и более.

Нижняя граница горизонта определяется датой в 600 ± 70 тыс. лет, отнесенной к основанию нижнесемейкинской подсвиты. Верхний возрастной рубеж определен менее точно, условно к нему привязываются даты в 550 ± 110 и 561 ± 140 тыс. лет (рис. 29, 30). Эти данные позволяют предположительно коррелировать азовское оледенение с 14–

Сибирская стратиграфическая шкала; возраст, тыс. лет					Комплекс фораминифер (по В.И. Гудиной, 1976); возраст, тыс. лет
Надгоризонт	Горизонты				
	Ледниковые	Межледниковые			
		Север Западной Сибири		Арктика	
		Континентальные слои	Морские слои		
Зырянский (вейхзелий)	Сартанский (верх. вейхзелий)	^{14}C 9,85–10,6 10,8–21,6			
		Каргинский (средний вейхзелий)			Арктический и бореально- арктический харсоимский (=каргинский) ЭПР (51,6±12,6)–(68±6,7)
		^{14}C 22–30 31–38 47,03±1,13; >45	ЭПР 52,6±12,6	ЭПР от 52,4±4 до 68±6,7	
Ермаковский (ниж. вейхзелий)	ТЛ (65+8)–(75±11) (80±13)–(100±17)				
		Казанцевский (зем)		Арктобореальный и бореальный казанцевский ЭПР (105±10,5)–134,8 ТЛ 150±15	
		ТЛ 110±27 130±25	ЭПР 121,9 134,8 ТЛ 150±15		ЭПР 105±10,5 120±13
	Тазовский (варта)	ТЛ 146±36			
Бахтинский (заале)		Ширтинский			Бореально-арктический салемальский (=санчуговский) ~ 170±10
		Ширтинские ЭПР 196,8±20,6 ТЛ 180±40 190±36	Салемальские (санчуговские) ЭПР 170±10		
	Самаровский (заале)	ТЛ 200±30 230±20; 230±51 240±15; 240±54 260±56; 270±58E			
		Тобольский (гольштейн)			Зона <i>Miliolinella pygiformis</i> Арктобореальный обский (=туруханский) ЭПР 300±36 ТЛ (246±23)–(370±31)
		Тобольские ТЛ 290±58 300±75; 308±75 313±75; 355±80 380±65; 390±80 ЭПР 306,2±20,8	Обские туруханские ТЛ 246±23 306±26 366±31 370±31	ЭПР 300±36	
Шайтанский (эльстер)	Низямский	Верхнесемейкинские ТЛ 420±110; 445±110 550±110; 561±140			
		Тильтимский			Арктический, тильтимский (=болгохтохский)
			Тильтимские (болгохтохские) ~550?		
	Азовский	Нижнесемейкинские ТЛ 600±80			
Кромер?		Талагайкинский			
		Талагайкинские ТЛ 668±180 740±170			
	Мансийский	Б М	730	Горнофилинский	

Рис. 29. Последовательность сибирских оледенений и межледниковых трансгрессий.

16 стадиями изотопно-кислородной шкалы (см. рис. 20).

Тильтимский горизонт включает одноименные морские или ледниково-морские

слои, первичная биостратиграфическая характеристика которых дана В.И. Гудиной (1966), а уточненная стратиграфическая позиция – С.Л. Троицким (1979). Стратотип при-

Стратиграфические шкалы				Местные стратиграфические подразделения (абс. возраст, тыс. лет)					
Общая		Сибирская (региональная)		Северо-западная часть Западно-Сибирской равнины					
Система	Раздел	Звено	Горизонт	Возраст, тыс. лет	Обский Север	Северо-западная часть равнины	Западная часть равнины		
ЧЕТИВЕРТИЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	Сартанский (верхнезырянский)	10	Пойма и I терраса – 8,8–9,2				
				22(23)	Сартанская толща (gl, lgl, l)	"Молодые" лессы (eol) 9,85–10,6 II и III террасы Уртамские (=липовские) слои 12 – 21			
			Каргинский (среднезырянский)	51,6±12,8*	Каргинская толща	Верхнекаргинские слои (al) 22(23)–29(30)			
				50(55)		Лохподгортские слои (gl, lgl, l)	Казымские слои (l) от 31–33 до 35–38 и >40?		
			Ермаковский (нижнезырянский)	100(110)±17(27) 121,9; 134,8*	Ермаковская толща	Харсоимские слои (m) 36,4±0,8, >40	Золотомыские слои (al, l) от 39–42 до 45 Водораздельные торфяники; 47,03±1,13		
						Хошгортские слои (gl, lgl)	Лессовидные суглинки (eol) 65±8		
			Казанцевский	130±25(31)	Казанцевская свита 121,9; 134,8 (m) (оптимум трансгрессии)	?	Богдашкинские слои (l) 75±11		?
						?	Кормужиханские слои (gl, lgl) 80±11(13)		Лессовидные суглинки водоразд. (eol)
			Среднее	Тазовский	180±40 190±36	Тазовская (=халапантская) свита (gl, lgl)	Озерные отложения (l)		Сузунская толща
							Ширтинский	196,8±20,6*	
		Самаровский		200±38 230(240)±51(54) 260(270)±56(58) 290±58 300(308)±75	Самаровская свита (gl, lgl)	Карымкарская свита	Юртишинские слои (gl)	Чурымская свита (l, lgl) 10–15 м	
							Лягинские слои (lgl, l) 200±38		
		Тобольский		306,2±20,8* 313(385)±75(80) 380±80; 390±65	Обские слои (m) Зона <i>Miliolinella pyriformis</i>	Тобольская свита	Урманские слои (gl) 230(240)±51(54)	Чембакчинская свита	
							260(270)±56(58)		
		Ниямский (верхне-шайтанский)		420(445)±110 510±65	Пачка 3 (нильгимские слои, gl)	Ниямская свита (gl)	Верхняя пачка (al, l) 290±58	Верхняя подсвита (lgl, l) 420(445)±110	
							306,2±20,8* 313(385)±75(80) 380±80; 390±65		Нижняя пачка (al) 300(308)±75
		Тильтимский		550(561)±110(140)	Пачка 2 (крестовские слои, m, mgl, al)	Пачка 1 (вильюсские слои, gl)	Пески с <i>Corbicula tibetensis</i> 306,2±20,8* 313(355)±75(80) 380(390)±65(80)	Нижняя подсвита (l) 600±70(80)	
							510±65		550(561)±110(140)
		Азовский (нижне-шайтанский)	600±70	Пачка 1 (вильюсские слои, gl)	Ниямская свита (gl)	Верхняя подсвита (lgl, l) 420(445)±110	Семейнинская свита		
						600±70		Нижняя подсвита (l) 600±70(80)	
Талагайкинский	660±180; 740±170	Талагайкинская свита (al)		660±180; 740±170					
Мансийский		?		?	Мансийская толща (gl)				
Горнофилинский	730			?	Горнофилинская свита (al)				
					1250(1260)±250(300)				

Рис. 30. Хроностратиграфия неоплейстоцена севера Сибири (звездочкой обозначены ЭПР-даты (Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986; Архипов, Линке, 1987)).

Генетические типы отложений: eol – эоловые, pd – педокомплекс. Остальные обозн. см. рис. 27. В стратиграфической схеме 2000 г. горнофилинский аллювий включен в талагайкинский горизонт, мансийский – отнесен к эоплейстоцену.

нимается по разрезам буровых скважин профиля Мужы-Тильтим (см. выше), где представлен средней "пачкой 2" или крестовскими слоями тильтимской свиты. Это глины зеленовато-серые, алевритистые или песчаные без включения грубых обломков мощностью от 8 до 20 м. Пачка охарактеризована тильтимским комплексом фораминифер. Ассоциация бедная, преимущественно арктическая, что в совокупности с аналогичными палинологическими данными свидетельствует о межстадиальных (или прохладных межледниковых) условиях. Малоамплитудность климатических изменений характерна для 11–13 стадий изотопно-кислородной кривой, а 15-едва достигает значения 5e (Боуэн, 1981), именно с одной из них может сопоставляться тильтимское потепление. Оно, несомненно, уступает по глубине палеоклиматических изменений казанцевскому и тобольскому межледниковьям, но по размерам морских эвстатических трансгрессий эти межледниковья вполне сопоставимы (Троицкий, 1979). Поэтому палеогеографического значения тильтимского климатоседиментационного ритма достаточно для выделения регионального подразделения в ранге горизонта. Ориентировочно возраст горизонта оценивается интервалом от 510 ± 65 до $550(560) \pm 140(100)$ тыс. лет, а продолжительность – примерно в 40–50 тыс. лет (Архипов, 1987, 1989а).

Низямский (верхнешайтанский) горизонт объединяет низямскую морену, верхние "пачки 3" шайтанской толщи, полуйской и тильтимской свит (Троицкий, 1979) и верхнесемейкинскую подсвиту. Все они четко коррелируют по перекрывающему тобольскому горизонту: морским обским и аллювиальным тобольским (чембакчинским) отложениям. Стратотип горизонта (свиты) описан в Низямском яру, на правом берегу Оби, ниже д. Низямы (Ледниковая геология..., 1978). Свита представлена валунными суглинками с крупными отторженцами миоценовых алевритов и палеогеновых опок мощностью до 40 м. Ей соответствует пачка 3 (нильгимские слои) тильтимской свиты (Троицкий, 1979).

Радиометрический возраст горизонта определяется от 380–400 до 500–510 тыс. лет (см. рис. 20, 29, 30), что позволяет условно сопоставлять его с 10–12 стадиями океанического стандарта. В озерных низямских и верхнесемейкинских отложениях фиксируется узкий инверсионный палеомагнитный интервал,

который предположительно относится к событию, имевшему место около 500 тыс. лет назад. Среднее звено=средний неоплейстоцен объединяет четыре горизонта. Радиометрический возраст звена в пределах от 400 до 130 тыс. лет.

Тобольский межледниковый горизонт. Стратотип – разрез на правом берегу Иртыша между г. Тобольском и д. Сузгун. Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, содержащие палиноспектры лесного типа, ископаемую флору "диагональных песков" (Никитин В., 1970), малакофауну с *Corbicula tibetensis* Prashad мощностью от 20 до 30–40 м (Шацкий, 1956, 1984; Стратиграфический словарь..., 1982). Морскими аналогами являются обские (туруханские) слои, которые сопоставляются между собой по комплексам фораминифер (зона *Miliolinella pyriformis*; Гудина, 1976), а также с гольштейном Западной Европы.

Тобольская (=чембакчинская) свита отчетливо подразделяется на две пачки. Нижняя повсеместно сложена наиболее грубыми, мелкозернистыми песками с характерной диагонально наслоенной косой слоистостью. По границам раздела косых серий обычны прослойки, обогащенные растительной сечкой и окатышами глин, нередко окрашенные в ржаво-охристые тона. Верхняя пачка представлена горизонтальным переслаиванием тонко- и мелкозернистых песков, супесей, алевритов и песчаных глин. В пределах Белогорья эта пачка наиболее типично представлена в Кормужиханском яру, где она сложена горизонтально- и ритмично-слоистыми глинами и алевритами (Ледниковая геология..., 1978). Флора "диагональных песков", датированная П.А. Никитиным (1940) сибирским миндель-риссом, а также раковины *Corbicula tibetensis* приурочены к нижней пачке, которая получила серию термолюминесцентных дат от $300(308) \pm 75$, ± 75 , 313 ± 80 до $355(390) \pm 80$ тыс. лет (Архипов и др., 1989а). Верхняя пачка слоистых глин, распространенная на Белогорье, имеет возраст от 290 ± 58 до $270(260) \pm 58(59)$ тыс. лет.

Термолюминесцентные определения были проверены ЭПР-датированием по раковинам *Corbicula tibetensis* в разрезах Семейка и Карташово. В Семейке возраст оценен в 326,9, а в Карташово в 285,4 тыс. лет при среднем значении $306,2 \pm 20,8$ (Архипов и др., 1987). Таким образом, радиометрический возраст

(ТЛ и ЭПР) аллювиальных и морских отложений – от $380(390) \pm 65(80)$ до $246(260) \pm 23(54)$ тыс. лет. Это позволяет допускать соответствие горизонта с девятой изотопно-кислородной стадией, а с учетом трехчленного строения тобольской свиты возможна корреляция с 9–11 стадиями (см. рис. 20, 29, 30).

Самаровский ледниковый горизонт (см. рис. 30). Стратотип описан С.Б. Шацким (1956) в устье Иртыша у г. Самарово, представлен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, с отторженцами палеогеновых пород 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.

В краевой зоне самаровского оледенения в пределах Белогорской, Аганской, Келлог-Теульческой возвышенностей самаровский гляциокомплекс расчленяется на две морены лягинскими межстадиальными слоями, что допускает выделение трех подгоризонтов или слоев. Опорный разрез лягинских слоев описан в Новокарымкарском яру на правом берегу Оби, у д. Новые Карымкары (Ледниковая геология..., 1978, с. 43–45, рис. 7; Шацкий, 1975). Самаровская (карымкарская) свита имеет трехчленное строение, состоит из двух морен, разделенных лягинской пачкой ленточных и ритмично-слоистых глин, алевритов и песков, датированных по ТЛ в 200 \pm 38 тыс. лет. Нижняя морена выделена в урманские (7–10 до 40 м) и верхняя – в юртишинские (15–20 м), сложенные желто-бурыми, “рыжими” ожелезненными супесями, песчаными, очень плотными и поэтому образующими отвесные стенки (“скалы”), чем напоминают лессы. Очень характерны массивная отдельность, расслоение на чешуи, разделенные линзовидными прослоями песков.

На Аганской возвышенности (Сургутское Приобье) аналоги лягинских отложений – в скважинах 26, 28 и 120, где они представлены глинами и песками, датированными по ТЛ в $230(240) \pm 20(15)$ тыс. лет, а в нижней самаровской морене в палеомагнитной записи обнаружен эпизод Днепр–Чеган (в инт. 200–260 тыс. лет). Лягинское время характеризуется развитием березовых лесов с кедром и сосной, что для района, расположенного вблизи северной границы зоны средней тайги, свидетельствует о климате, близком к современному (Архипов и др., 1994).

У юго-восточной окраины Келлог-Теульческой возвышенности, в скв. 83, пробуренной в верховьях р. Хахалевка, западнее так называемого Завального яра (на левом берегу Енисея, выше устья Подкаменной Тунгуски), в 1962 г. в аналогичной стратиграфической последовательности были выделены белогорские слои (Архипов, Матвеева, 1964б). Они залегают на нижнесамаровской и перекрываются верхнесамаровской (варламовской) моренами. Межморенные слои сложены озерными слоистыми глинами, алевритами, песками и торфом и охарактеризованы палиноспектрами, отражающими развитие темнохвойной тайги. В настоящее время этот район, как и Аганская возвышенность, располагается в зоне средней тайги. Таким образом, лягинское время, вероятно, может соответствовать межстадиалу.

Ширтинский межстадиальный (межледниковый?) горизонт выделен А.А. Земцовым и С.Б. Шацким (1959). Название дано 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 (Земцов, Шацкий, 1961; Стратиграфический словарь..., 1982). В пределах Белогорской возвышенности и на Тобольском материке (низовья Иртыша) средний ТЛ-возраст ширтинских заторфованных палеопочв, прослеживающихся в аллювиально-озерных сериях, равен 180 ± 40 тыс. лет. Морским аналогом является салемальская (=санчуговская) свита с одноименным комплексом фораминифер (Гудина, 1976). В низовьях Оби салемальские морские слои (свита) и аллювиальные карчагинские отложения были отнесены к ангальскому горизонту, как синониму ширтинского (Последнее оледенение..., 1977). И те и другие занимают стратиграфическую позицию между самаровской и тазовской моренами.

На Енисейском Севере к санчуговским морским слоям (Гудина, 1969, 1976) относится нижняя пачка одноименной свиты, а перекрывающая верхняя, представленная валунными суглинками с переотложенной битой ракушкой и фораминиферами, отождествляется с тазовской мореной (Архипов и др., 1997). Межледниковый морской санчуговский горизонт, как и салемальский на Оби, подстилается самаровской мореной в опорной

скв. 7-Б (р. Болгохтох) и в парастратотипе (Сакс, Антонов, 1945) на правом берегу Енисея, выше Усть-Порта, между устьями р. Зырянка и руч. Косой. В скважинах, пробуренных на Болшехетской площади, место самаровских занимают так называемые варомыяхинские слои, представленные ледниковыми образованиями. В Арктике слои с салемаальским комплексом фораминифер датированы ЭПР-методом в 170 ± 10 тыс. лет (Архипов, 1987; Молодьков и др., 1987).

Ширтинский горизонт коррелирует с седьмой изотопно-кислородной стадией (см. рис. 20).

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 салемаальских, перекрыта морскими казанцевскими слоями с одноименным комплексом фораминифер (Последнее оледенение..., 1977). Аналогичную стратиграфическую позицию на Енисейском Севере занимает верхняя пачка (подсвита) санчуговской свиты, представленная валунными суглинками с перетолженными раковинами морских моллюсков и фораминифер. Горизонт соотносится с шестой изотопно-кислородной стадией, средний ТЛ-возраст 140–160 тыс. лет.

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

В верхнем звене – верхний неоплейстоцен – выделены четыре горизонта. Радиометрический возраст звена устанавливается от 130 до 10 тыс. лет.

Казанцевский межледниковый горизонт в региональную схему введен решением МСК СССР в 1960 г. Соответствует “горизонту с *Cyprina islandica*” (Сакс, Антонов, 1945), который позднее получил название казанцевского по р. Казанцевая, 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). По ^{14}C они же датированы от 42–46 до более чем 50 тыс. лет (Кинд, 1974). Континентальные аналоги – ялбылнинская 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 (свиты) с земом (Гудина, 1976), казанцевский горизонт можно отождествлять с подстадией 5е изотопно-кислородной шкалы (см. рис. 20, 29–31).

Ермаковский ледниковый горизонт введен в региональную схему Межведомственным стратиграфическим совещанием 1967 г. (Решения..., 1970) вместо ранее выделявшегося зырянского горизонта (Решения..., 1961). Стратотипический разрез расположен на левом берегу Енисея, у д. Ермаково (севернее 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 раннекаргинский век) ледниковыми образованиями ледниковой стадии (Архипов, 1971, 1978). Ранее С.П. Альтером (1960) обе ледниковые толщи объединялись 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 стали очевидными после того, как С.Л. Троицкий (1967) доказал, что гыданская (ньяпанская) морена залегает над каргинским горизонтом.

Объем ермаковского горизонта по последним радиометрическим данным устанавливается примерно от 110 до $50(55)$ тыс. лет.

На Нижней Оби горизонт подразделяется на кормужиханские (от $100(110) \pm 17(27)$, до 80 ± 11 тыс. лет), богдашкинские ($80(65) \pm$

Хроностратиграфическая шкала				ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ														
Звено	Горизонт	Геологический возраст, тыс. лет	Изотопные стадии	Северная зона морских трансгрессий и оледенений. Обский – Енисейский Север, Ямал – Гыдан				Центральные и приледниковые районы. Средняя Обь – Иртыш – Средний Енисей				Внеледниковая, южная область. Прииртышье, Бараба – Кулунда, Приобское плато, Чулымо-Енисейская равнина						
				Аллюв. отл., I терраса 10,2–9,5				Молодые лессы 10,2–9,8										
Верхнеплейстоценовое	Сарганский (верхнезырянский)	10,2–10,5	2	Полярно-уральские gl-lgl	Морск. ал. отл. транзитной террасы	Норильские gl-lgl 11,5–10,3	Новомаранские - 11	Югорские lim 12–13	Колпашевские al 12,8(12,3)–10,6	Колпашевская I терраса	Нижне-сузунские al-lim 12,6–10,4	Ал. отл. I террасы	Палеопочва 10,3–10,2	Баганский лесс				
		Сопкейские gl-lgl		III–II террасы Ниж. Оби 12,2±0,17		Ньяпанские gl-lgl 15–13									Каргинские al 14–15	Уртгамские lim 23(22)–12,6(12,3)	Уртгамская терраса фарковские, тулунские lim	Подрудная терраса-равнина 80–60 (5) м
		?		?	Тиутейские lim 15,3–0,2	Липовские lim	Уртгамские lim 23(22)–12,6(12,3)	Уртгамская терраса фарковские, тулунские lim	Подрудная терраса-равнина 80–60 (5) м	Отложения ложбин стока (Енисей – Обь) 16,4–10,35	Ельцовский лесс							
		Салехардско-увальские gl-lgl		Озерно-ледн., озерн. отл. подрудной террасы 80(100)–60 м	Гыданские gl-lgl							Загвоздинские al 24,5–31,5	Верхнелобановские al 30–23	Верхнекаргинские al	Ал. отл. 23,7–28	Верхняя палеопочва. Аналоги: 21–25	Искитимский ПК	
	23–22	30	Верхнекаргинские al и m (Гыдан–Мессояха) 28,6–25,9				Бугинские al	Мегонские lim 33–30(29)	al-lim >50–30	Тарадановские al-lim >50–30(28)	Al-lim-sbr отл. II террасы							Верхняя палеопочва. Аналоги: 21–25
	33	33	Лохподгортские–казымские–конощельские gl-lgl lim 33(34)–30(29) 33–30		Золотомыские al > 45–38 Каргинские (Мал. Хета) > 45–35							Среднеобские al >45–32 >45–30		Тарадановские al-lim >50–30(28)	Al-lim-sbr отл. II террасы	Нижняя палеопочва. Аналоги: 44–32 47±1,3	Искитимский ПК	
	60–55	4	Хошгортские gl-lgl	Ермаковские gl-lgl	Ермаковские gl-lgl	Озерные отложения подрудной террасы – равнины 130(120)–100 м 110±15(17)–80±11(13)–75±11	lim подрудной террасы - равнины 120–100 м	Отложения ложбин стока (касалинская, карасульская свиты ?)	Нерасчлененные lim-sbr Бийской-бахтемирской террас (113±13,2)–(54,5±6)	Al-lim-sbr отл. III террасы	Тулинский лесс	Верхняя палеопочва	Лесс					Бердский ПК
	70	a-b-c	Богдашкинские lim 80±11(13)–65±8											Кормужиханские gl-lgl 110(100)±25(31)	Аллювиальные отложения	?	Нижняя палеопочва 140(130)±10(14)	
	90(80)	d	Кормужиханские gl-lgl 110(100)±25(31)															
	110(100)	e	Казанцевские m-al 150±10(15)–120±16	Максимум трансгрессии 134,8–121,9	Морские аллювиальные отложения в палеодолинах 150±10(15)		Верхнедубровская подсвита											
	130–150																	

Рис. 31. Хроностратиграфия и хронология геологических событий позднего неоплейстоцена Западной Сибири.

Генетические типы отложений см. рис. 27, 30.

± 11(8)) и хошгортские (65 ± 8–50(55) слои (подгоризонты). Первые и вторые соответственно коррелируют с 5d и 5a, b, c подстадиями изотопно-кислородной шкалы, а хошгортская морена отождествляется с четвертой стадией (см. рис. 29–31).

Каргинский мегамежстадиальный (межледниковый?) горизонт не имеет в настоящее время стратотипа. Описанный В.Н. Саксом (Сакс, Антонов, 1945) разрез на мысе Каргинский в низовьях Енисея, который принимался за стратотип (Стратиграфический словарь..., 1982), потерял свое значение. Морские отложения, считавшиеся каргинскими, оказались здесь казанцевскими (ЭПР 121,9 тыс. лет, см. выше). Неостратотип, предложенный Н.В. Кинд (1974) по разрезу в устье р. Малая Хета и в устье Енисея, представлен только нижнекаргинской аллювиальной свитой и не характеризует горизонт в целом. Практически к каргинскому горизонту относятся аллювиальные и озерные отложения, имеющие радиоуглеродный возраст от 50(55) до 23 тыс. лет (третья изотопно-кислородная стадия) и повсеместно распространенные в долинах западно-сибирских рек. Следовательно, горизонт приобрел фактически ареальный стратотип.

Наиболее полно каргинский горизонт изучен на Обском Севере, где состоит из трех подгоризонтов – харсоимского, лохподгортского и верхнекаргинского (см. рис. 31, 32). Основанием для такого расчленения послужило выделение в Каргинском мегамежстадиале (от 55–50 до 23–22 тыс. лет) трех потеплений (шурышкарского, золотомысского и позднекаргинского) и двух похолоданий – лохподгортского (35–33 до 30 тыс. лет) и безымянного (около 44–42 тыс. лет). Эти палеоклиматические интервалы коррелируют с предложенными Н.В. Кинд (1974).

Стратотип харсоимского подгоризонта описан на правом берегу Надымской Оби около д. Харсоим, а также по скважинам 3, 7, 10, 25, 157 в Салехардском опорном районе (Последнее оледенение..., 1977). Он представлен пачкой (от 5–7 до 30 м) глин, алевроитов и песков с одноименным бореально-арктическим комплексом фораминифер, залегающей между хошгортской и лохподгортской моренами. По аллохтонным растительным остаткам харсоимские глины датированы радиоуглеродным методом в 36,4 ± 0,8 и более чем 40 тыс. лет. В состав подгоризонта включаются и щучьинские слои с одноименным бо-

Горизонт, подгоризонт	Обский Север (Гудина, 1976; Последнее оледенение ..., 1977)		Енисейский Север (Левчук, 1984; Молодьков и др., 1992)			Европейский Север России (Арсланов, 1992)			
	Комплекс фораминифер	Климатические ритмы	Этапы трансгрессии, ассоциации фораминифер			Геохронологическая шкала	Изотопные стадии		
Сартанский 23(22)–10	Л Е Д Н И К О В Ё					Поздний валдай	25,0–16,5	2	
КАРГИНСКИЙ	Верхнекаргинский 29(30)–22(23)	?	Позднекаргинское потепление 30(31)–23(22)	Липовско-новоселовское потепление 30–22	Завершение трансгрессии. Липовско-новоселовская, арктобореальная		Средний валдай	Дунаевский (брянский) межстадиал 32–25	
	Лохподгортский 36–30(31?)	Лохподгортское похолодание 35–30(31?)		Конощельское похолодание 33–30	Регрессия Перерыв ?			Леясциемское (михайловское) похолодание 36–32	
	Харсоимский 55(60?)–50	Морские отложения	Щучьинский и бореально-арктический	Золотомысское потепление 42–35(33)	Малохетское потепление 43–33	Максимум трансгрессии. Малохетская		Морские отложения	Межстадиал Гражданский проспект 42,5–36,0
				Похолодание 44(45)–42	Раннее похолодание 45	Глубоководный бореальный			Мелководный арктобореальный
			Шурышкарское потепление	Раннее потепление 50–45	Начало трансгрессии. Раннекаргинская бореально-арктическая, часто с преобладанием арктических видов 56,7–47,8 61,4–47,8 Средняя 52,27		Красногорский (рокайский) межстадиал 58–45		
Ермаковский 110±27–55(60?)	Л Е Д Н И К О В Ё					Ранний валдай	72–58	4	

Рис. 32. Событийная хроностратиграфия каргинского–средневалдайского веков.

реальным комплексом фораминифер, открытые В.И. Гудиной (1976) на р. Щучья около Полярного Урала, на юго-западе Ямала. Стратиграфическим эквивалентом является золотомысский аллювий. Стратотип золотомысских слоев описан на правом берегу Оби у Золотого мыса, где они залегают между хошгортской и лохподгортской моренами и представлены 5–10-метровой пачкой песков с прослоями глин и алевроитов, а также линзами торфа, радиоуглеродный возраст которых приходится от 38–40 до более чем 45 тыс. л. н. (Последнее оледенение..., 1977).

Лохподгортский подгоризонт представлен маловалунной суглинистой мореной и подпрудно-озерными казымскими глинами. Морена оставлена кратковременной, но вероятно, весьма мобильной подвижкой льда с Полярного Урала. В Салехардском опорном районе ложится на харсоимские, а выше по долине Оби – на золотомысские слои, перекрываясь повсеместно позднекаргинским аллювием. Стратотип описан в обнажении Золотой мыс (Там же). Опорным разрезом казымской пачки подпрудно-озерных глин является обнажение на правом берегу Оби, в устье Казымского сора (д. Казым-Мыс), где они залегают, как и морена, поверх золотомысских слоев и перекрываются позднекаргинским аллювием или непосредственно террасовыми осадками.

Верхнекаргинский подгоризонт (слои) включает преимущественно аллювиальные осадки, датированные в палеодолинах Оби и Иртыша по ^{14}C в пределах 30–23 тыс. лет.

Наиболее полный разрез морских каргинских отложений, в котором представлен весь трансгрессивно-регрессивный цикл, описан Л.К. Левчук (1984) в долине среднего течения Мессояхи в центральной части Гыданского полуострова. Морская толща состоит из пяти пачек, залегающих друг на друге с размытыми и, вероятно, кратковременными перерывами. Пачки 1, 3 и 5 сложены глинами и алевроитами, а разделяющие их пачки 2 и 4 – косослоистыми гравийными песками и галечниками, с обломками раковин морских моллюсков и плохо сохранившимися фораминиферами. Они фиксируют обмеление и эпизодическую регрессию моря. Морские пачки характеризуются тремя последовательно сменявшимися ассоциациями фораминифер (Там же). Нижняя (1) относится к началу трансгрессии и содержит раннекаргинский

бореально-арктический комплекс, а также раковины арктических моллюсков *Bathytaria glacialis* и *Yoldiella fraterna*. Третья пачка (3) с самой теплолюбивой и богатой бореальной (в глубоководных фациях) и арктобореальной (на мелководье) ассоциациями относится к максимуму трансгрессии. Верхняя (5) пачка охарактеризована позднекаргинской (липовско-новоселовской) ассоциацией и относится к завершающему этапу трансгрессии. В.И. Гудина (1976) сопоставляет нижнекаргинский комплекс с харсоимским и канинским, выделенными О.Ф. Барановской (1970) для севера европейской части России, а аналогом малохетского считается бореальный щучьинский. Отложения, содержащие эти комплексы, включаются в состав нижнекаргинского подгоризонта. Следовательно, четвертая песчаная пачка относится по времени к лохподгортскому, а пятая морская – к позднекаргинскому подгоризонтам (см. рис. 32).

Стратотип сартанского ледникового горизонта изменил свой первоначальный вид на р. Сартан, исток р. Яна в Верхоянском хребте (Стратиграфический словарь..., 1982), и его стратиграфический объем существенно расширился. Ранее к нему относились 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 1960-х годов (Троицкий, 1967) в сартанский горизонт включили, 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 в себя совокупность стратотипов всех стадий зырянского (послекаргинского) оледенения. Радиометрический возраст горизонта составляет от 22(23) до 10 тыс. лет, что соответствует второй стадии изотопно-кислородной шкалы.

В связи с пересмотром возраста стадии 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..., 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..., 1970; Региональные... схемы..., 1981).

Современное (голоценовое) звено. Голоценовый горизонт включает отложения, формирование которых началось около 10 тыс. л. н.

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ

Таксономическая шкала местных стратиграфических подразделений включает в себя следующие единицы: комплекс, серию и свиту, подразделяющуюся на подсвиты, слои и пачки. В местных порайонных стратиграфических колонках (согласно районированию, см. рис. 21), составляющих корреляционную часть схемы, содержатся конкретные геологические, палеонтологические, литолого-генетические и фациальные, радиометрические и палеомагнитные материалы. Межрайонные корреляции осуществляются путем датирования радиометрическими (^{14}C , ТЛ, ЭПР) и палеонтологическими методами (через датирование комплексов млекопитающих, малакофауны, фораминифер, ископаемой флоры) основных стратиграфических подразделений, например, морских горизонтов, и палеомагнитных рубежей. Вся эта информация наполняет стратиграфическим содержанием ледниковые и межледниковые горизонты, которые, в свою очередь, объединяются в звенья, а последние – в разделы и подразделы. Таким способом достигается единство местных и региональных стратиграфических подразделений с общей шкалой.

В местных шкалах обоснование стратиграфического расчленения для эоплейстоцена и неоплейстоцена сохраняет некоторые различия. В эоплейстоцене как звенья, так и свиты, слои, пачки имеют биостратиграфическое обоснование, опирающееся на классическую эволюционную палеонтологию и разновозрастные комплексы млекопитающих. Климатостратиграфическое расчленение на ледниковые и межледниковые горизонты еще не проведено. Наоборот, расчленение неоплейстоцена основано главным образом на климатостратиграфическом выделении горизонтов, свит, слоев и т. д., так как измене-

ния фауны и флоры были обусловлены на этом отрезке геологической истории не столько филогенетическими, сколько миграционными процессами, вызывавшимися глубокими частыми климатическими изменениями (Троицкий, 1976). Поэтому и фаунистические, и флористические комплексы имеют иную зоогеографическую структуру и палеонтологическую природу.

Эоплейстоцен

Эоплейстоценовые отложения, распространенные во внеледниковой зоне, традиционно рассматривались как синоним верхнего плиоцена, к которому, начиная с 1976 г., относили региональный кочковский горизонт (Стратиграфия..., 1977; Региональные... схемы..., 1981). Он был выделен по стратотипу одноименной свиты (стратиграфический аналог кустанайской свиты), которая, как предполагалось, соответствует акчагылу и апшерону или всему виллафранку. Таким образом, кочковский региональный горизонт занимал весь стратиграфический интервал между павлодарской (новостаничной) и краснодубровской свитами, включал местные подразделения как акчагыльского – битекейскую, иртышскую, каргатскую свиты и троицкие, подпуск-лебяжинские, барнаульские, яровские слои, так и апшеронского возраста, к которым относились кизихинские, кубанкинские, раздольинские, ерестнинские слои, пачки, подсвиты и убинская свита (Мартынов, 1980). Позднее, подводя итог работы по проекту МПИГК № 41 “Граница между неогеновой и четвертичной системами”, искомым рубежом (около 1,6 млн лет) решили условно провести внутри кочковской свиты, под кизихинскими слоями, охарактеризованными

териофауной, сопоставимой с одесским комплексом (поздний виллафранк). В результате кочковский региональный горизонт был разделен на две части. Нижняя часть с местными подразделениями акчагыльского возраста осталась в верхнем плиоцене, а верхняя – апшеронская – переведена в эоплейстоцен (Мартынов и др., 1987; Стефановский, Ивакина, 1998).

Дальнейшая ревизия объема и возраста кочковского региогоризонта привела к расчленению его на четыре биостратиграфических горизонта (Зыкин, 1991). Три нижних – битекейский, селетинский и иртышский – охарактеризованные соответственно фаунистическими комплексами позднеерусцинийского и ниже-средневиллафранкского возраста, отнесли к нижнему–верхнему плиоцену. За верхним (четвертым) горизонтом оставлено название кочковского. В новом стратиграфическом статусе этот горизонт ограничен барнаульскими и раздольинскими слоями, содержащими остатки териофауны одесского и таманского комплексов. Таким образом, его объем соответствует апшерону, а фаунистическая характеристика – позднему виллафранку (Там же).

Остается открытым стратиграфический объем кочковской свиты в стратотипе (д. Кочки, скважины 15 и 30). Недостатком его является отсутствие в 42-метровой озерной толще глин остатков териофауны. Свита охарактеризована лишь одноименным комплексом остракод (Казьмина, 1980; Щигарев и др., 1980) и, залегая на типичных павлодарских красновато-бурых глинах, перекрывается красnodубровскими лессово-почвенными отложениями. По условиям залегания она может быть аналогом всех четырех отмеченных горизонтов (см. выше), что, возможно, формально подтверждается находками немногочисленных остатков остракод вида *Limnocythere nderica* Schagarova, типичного для битекейских отложений. Тем не менее следует отметить, что для кочковской ассоциации характерно присутствие видов, переходящих из битекейского и даже новостаничного комплексов. Фактически как для стратотипа, так и для других разрезов, где кочковская свита представлена озерной глинистой толщей, акчагыльский (верхнеплиоценовый) возраст ее нижней части не установлен. Он зафиксирован по териофауне лишь для частных разрезов – битекейских, яровских, подпуск-

лебяжинских, троицких и других слоев, сопоставление которых со стратотипом биостратиграфически не доказано, а по палеомагнитным данным не подтверждается. Кочковская озерная толща, а также барнаульские, раздольинские слои и их аналоги попадают в верхнюю часть хрона Матуяма (выше Олдувейского уровня). Остальные составные части кочковского региогоризонта располагаются либо ниже Олдувея (подпуск-лебяжинские слои), либо попадают в хроны Гаусс и Гильберт (Зыкин, 1991).

Итак, местными подразделениями эоплейстоцена во внеледниковой зоне, районы 7, 8 и 11 (см. рис. 21), являются кизи́хинские и раздольинские слои, а также их ближайшие стратиграфические аналоги – кубанкинская и барнаульская (по териофауне; Зажигин, 1980) пачки и ерестнинская подсвита кочковской свиты. Все эти отложения охарактеризованы кочковским комплексом остракод (Казьмина, 1980; Мартынов, 1980), благодаря которому они прослеживаются и картируются.

Аналогами кочковской свиты в объеме стратиграфического разреза (по скважинам 15 и 30) принимаются сероцветные глинистые и алевроитовые породы с одноименным комплексом остракод, распространенные по юго-восточной окраине Западно-Сибирской равнины (район 6б), на Енисей-Кетском междуречье и в Зырянской впадине. Они залегают на красноцветных глинисто-щебеночных и галечниковых отложениях миоцен-раннеплиоценового возраста.

В районе Красноярска аналогичную стратиграфическую позицию занимают отложения Торгашинской террасы. На ее верхнем уровне распространены красноцветные осадки, а на нижнем (100–120(135)-метровом) – аллювиальные пески и галечники с линзами буровато-коричневых суглинков мощностью 5,0–6,5 м и остракодами кочковского комплекса. Опорный разрез находится на левом берегу р. Енисей, у д. Серебряково, севернее Красноярска (Архипов, 1966; Зубаков, 1972; Горшков, 1986).

Для Чулымо-Енисейской равнины (район 9) аналогом кочковской является кирсановская свита. Стратотип описан в скв. 1009 (с. Кирсановка) и дополнительно в скв. 991 на Яйско-Кийском, в скважинах 1298, 91 на Кийско-Тяжинском, в скважинах 1133, 1161, 1141, 1139, 1166 на Тяжинско-Четском и в

скв. 859 на Четско-Тюхтехском водоразделах (Колыханов и др., 1989). Свита подразделяется на нижнюю пачку, сложенную озерно-аллювиальными глинами, и верхнюю, представленную делювиально-пролювиальными глинами, реже песками с остракодами кочковского комплекса общей мощностью до 20–21 м. Породы обеих пачек находятся в зоне обратной намагниченности. Климатостратиграфического обоснования свита не имеет. К эполейстоцену отнесена только ее верхняя пачка.

Неоплейстоцен

Этот раздел принимается в традиционном объеме четвертичной системы. Местные подразделения рассматриваются по-горизонтно во всех трех звеньях.

Нижний неоплейстоцен

Нижнеоплейстоценовые отложения, представленные различными генетическими типами, распространены во всех зонах Западно-Сибирской плиты. Тем не менее порайонная геологическая летопись достаточно фрагментарна, особенно для нижних горизонтов звена (см. рис. 27).

К горнофилинскому над(?)горизонту, помимо одноименных аллювиальных слоев (см. рис. 21, район 5), относятся аллювиальные и субаэральные осадки малиновской и вяткинской толщ (район 6(8)).

Малиновская толща включает аллювиальные пески (8–9 м) и сформировавшиеся на них три палеопочвы, которые В.С. Зыкина обособляет в малиновский педокомплекс (5–6 м) и перекрывающую пачку (9–10 м) боровиковских эоловых песков и песчаных алевритов общей мощностью 23–27 м (Архипов и др., 1997). Опорный разрез находится на Приобском плато, севернее Барнаула, на левом берегу Оби около д. Малиновка.

Из трех палеопочв самая мощная со зрелым почвенным профилем, по мнению В.С. Зыкиной, верхняя. Средняя – менее представительная, а нижняя – отличается фрагментарной сохранностью темно-серого, супесчаного гумусового горизонта небольшой мощности. Все почвы гидроморфного типа, в верхней и нижней встречаются раковины наземных моллюсков.

В верхней малиновской палеопочве обнаружена микротериофауна, занимающая по эволюционному уровню промежуточное положение между раздольнским и вяткинским

комплексами мелких млекопитающих. Для этой фауны типичны *Microtus* sp. aut *Allophaiomys* sp., *M. (P.)* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Prolagurus pannonicus*; докеры представлены, в отличие от раздольнских фаун, некорнезубыми формами *Myospalax* sp. Переходный характер фауны определяется главным образом по строению *M. prolagurus pannonicus* и в меньшей степени *M. (P.)* ex gr. *hintoni-gregaloides*. По уровню эволюционного развития рассматриваемые фауны могут быть сопоставлены с фаунами из месторождений европейской части страны – Петропавловска (бассейн Дона) и Карай-Дубина (бассейн Днепра), которые приурочены к отрицательно намагниченным породам (Красненков, Агаджанян, 1975; Маркова, 1982). Содержащие петропавловскую фауну отложения по схеме МСК для Восточно-Европейской платформы (Решения..., 1983) включаются в состав раннего неоплейстоцена, а их обратная полярность соотносится с заключительным этапом эпохи Матуяма после эпизода Харамильо.

Аллювиальные пески датированы ТЛ-методом по глинистому прослою в 980 ± 70 тыс. лет, а из-под гумусового горизонта верхней почвы получена ТЛ-дата в 840 ± 60 тыс. лет.

Малиновская толща залегает со значительным эрозионным врезом на кочковской свите, а ее базальные аллювиальные пески выполняют палеодолину, вырезанную в ерестинской пачке, породы которой обратно намагничены и датированы ТЛ-методом более чем 1,3 млн лет. Перекрывается толща вторым евсинским педокомплексом с двумя палеопочвами, развитыми на пачке боровиковских эоловых песков и алевритов. Верхняя палеопочва датирована по ТЛ в 750 ± 40 тыс. лет, охарактеризована фауной вяткинского комплекса мелких млекопитающих (см. рис. 27). Первая палеомагнитная запись была сделана А.Н. Зудиным (Зудин и др., 1977). Граница палеомагнитных эпох Брюнес/Матуяма проводилась внутри второго евсинского педокомплекса. Более детальные исследования Л.С. Куликовой (устное сообщение) и З.Н. Гнибиденко показали, что эта граница фиксируется ниже палеокомплекса, вдоль кровли боровиковской пачки. Мощность обратномагнитных эоловых песков и алевритов около 1 м. Ниже следует 16-метровый интервал (вплоть до подошвы нижней малиновской палеопочвы), породы которого намагничены по современному полю, за исключением узкого

инверсионного отрезка между верхней и средней почвами. Подстилающие педокомплекс малиновские аллювиальные пески, как и ерестнинские глины, относят к единой обратной намагниченности. Таким образом, малиновские палеопочвы находятся в зоне положительного палеомагнетизма. Ее нельзя отнести к хрону Брюнес. Известно, что фауна карай-дубинского типа, обнаруженная в верхней почве, в восточно-европейских местонахождениях попадает в верхи ортозоны Матуяма, но выше субхрона Харамильо (Никифорова, Александрова, 1991). В разрезе Приобского плато эта фауна встречена в отложениях, намагниченных по современному магнитному полю. Поэтому, если нельзя отнести ее к ортозоне Брюнес, то остается только совместить ее с эпизодом Харамильо, что согласуется с ТЛ-датами (Архипов, Куликов, 1989).

Климатостратиграфическое расчленение малиновской толщи, не имеющей детальной палеонтологической характеристики, может быть только предварительным. Вероятно, аллювиальная часть толщи с малиновским педокомплексом относится к теплomu (межледниковому типу), а субазральная (эоловые пески и лессы) – к холодному (ледниковому) интервалу.

Вяткинская толща (нижнекраснодубровская подсвета, пачка, слои) представлена одноименными аллювиальными слоями (от 2,5 до 5–7 м), перекрытыми эоловыми лессовидными суглинками (0,5–1,0 м), на которых развита мощная гидроморфная вяткинская палеопочва (3,0–3,3 м). Стратотип описан на Приобском плато, на левом берегу Оби, в 2 км ниже д. Вяткино, в устье Вяткинской протоки. Аллювиальные отложения охарактеризованы вяткинским комплексом мелких млекопитающих, характерных для тираспольских фаун (Зажигин, 1980; Круковер, 1991, 1992; Архипов и др., 1989, 1997). Из палеопочвы происходит комплекс ископаемых семян и плодов вяткинской флоры (Пономарева, 1982), свидетельствующий о климатических условиях, близких к современным. Вяткинская толща подстилается ерестнинской пачкой кочковской свиты, в которой прослеживается первая евсинская палеопочва, датированная по ТЛ в 980 ± 100 тыс. лет. Перекрывающими являются озерные глины и алевриты с раковинами пресноводных моллюсков,

залегающих на вяткинской палеопочве. Основные глины имеют ТЛ-возраст в 840 ± 90 тыс. лет (см. рис. 27).

В палеомагнитной записи зона обратной намагниченности пород начинается под аллювиальными вяткинскими песками. Если же судить о возрасте вяткинской палеопочвы по ТЛ-дате в 840 ± 90 тыс. лет, то она должна находиться в ортозоне Матуяма. Это возможно при допущении, что вяткинская толща попадает в интервал Харамильо, а в палеомагнитной записи ортозона Брюнес оказалась наложенной непосредственно на эпизод Харамильо. Все сказанное можно объяснить перерывами в геологической летописи (Архипов и др., 1997). Вяткинская толща формировалась в неодинаковых климатических условиях. Судя по териофауне и палеофлоре, аллювиальные отложения и палеопочва принадлежат к теплomu интервалу межледникового типа, тогда как разделяющие их лессовидные суглинки указывают на похолодание.

Мансийский горизонт в местных схемах представлен ледниковыми отложениями (см. рис. 21, 27, 33, 34), установленными в стратотипическом районе, в устье Иртыша (район 3). Мансийская ледниковая толща, названная В.С. Волковой и др. (1988) авдотынской мореной, состоит из двух пластов валунных суглинков, нижний из них содержит включения (в виде блоков) туртасских алевритов. Пласты разделены прослоем песков и ледниковым отторженцем (глубина 63,5–66,0 м) светло-серых, “белесых” алевритов. Под микроскопом (в шлифах) они четко диагностируются, по данным С.С. Сухоруковой, как туртасские породы. В них обнаружена пыльца хвойно-широколиственных растений тургайского типа позднеолигоценного возраста (Волкова и др., 1988а). Моренные суглинки представляют собой типично плохо отсортированный песчано-глинистый алеврит неслоистой структуры. Отмечаются кварцевые зерна крупно- и мелкopesчаной фракции, а также обломки опок и слюдистых кварцитов, погруженных в буровато-серый глинисто-алевритовый цемент базального типа. Мелкозем цемента в основном изотропен, содержит много опокового материала. В нем отчетливо видны каймы высокополяризующих глинистых чешуек вокруг зерен кварца и микроагрегатов. Обломки осадочных пород составляют 70 в крупном и 50 % в мелком гравии,

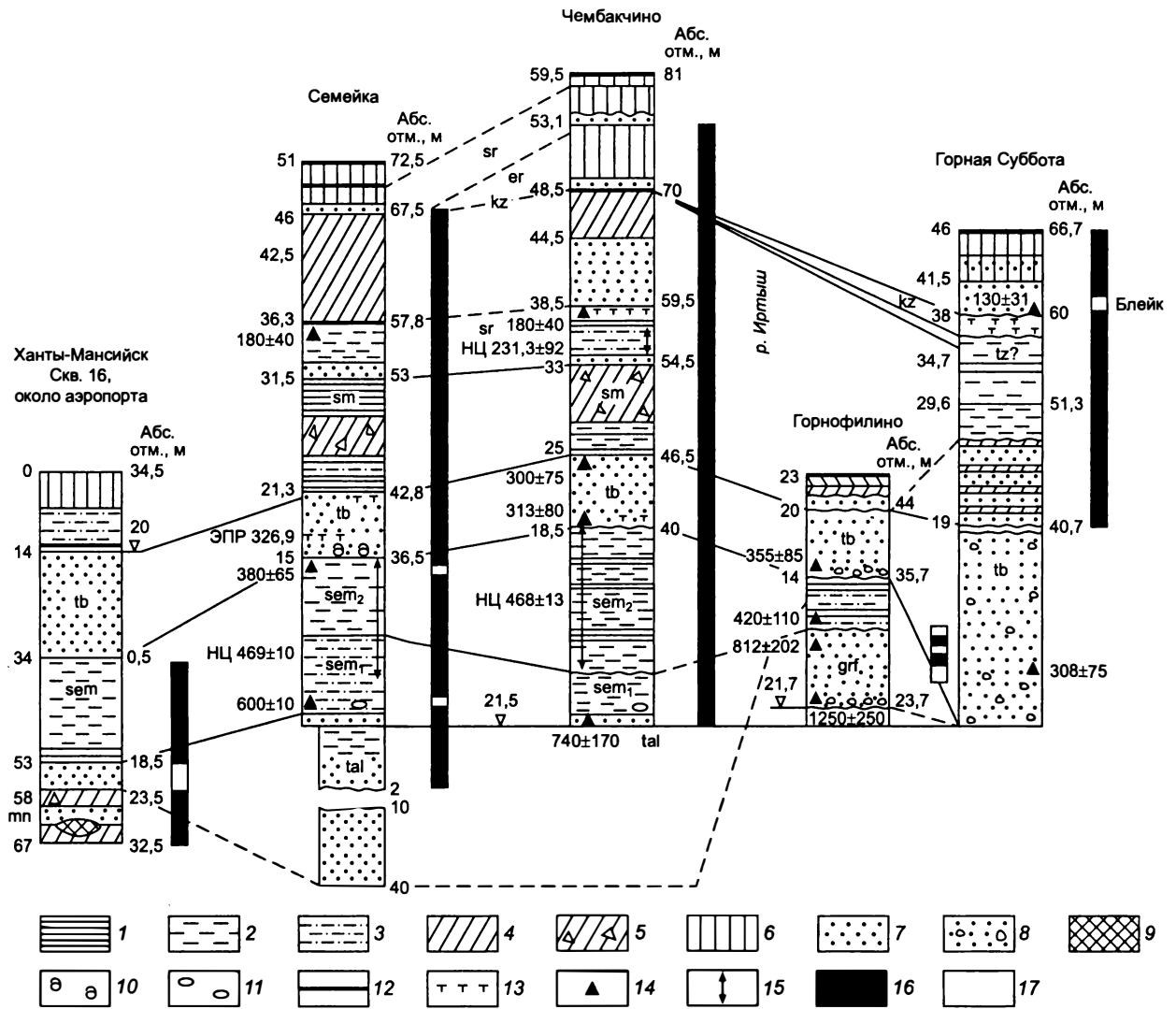


Рис. 33. Опорные магнитостратиграфические разрезы Нижнего Иртыша:

1 – ленточные глины; 2 – глины; 3 – алевроиты; 4 – суглинки; 5 – валунные суглинки (морены); 6 – лессовидные суглинки; 7 – пески; 8 – галечники; 9 – ледниковые отторженцы палеогеновых пород; 10 – раковины с *Corbicula tibetensis*; 11 – сидеритовые конкреции в нижнесемейкинской подсвете; 12 – палеопочвы; 13 – торфяники; 14 – ТЛ-даты; 15 – интервалы, датированные наноциклитным методом (НЦ). Намагниченность пород: 16 – прямая; 17 – обратная. Индексы слоев: grf – горнофилинский аллювий; mn – мансийская морена; tal – талагайкинский аллювий; sem₁, sem₂ – нижняя и верхняя озерные семейкинские подсветы; tb – тобольский аллювий; sm – самаровские ледниковые водно-ледниковые отложения; shg – ширтинские озерные и субаэральные (палеопочва) осадки; tz – тазовские озерные слои; kz – казанцевские озерные осадки, погребенные почвы и торф; er и sr – ермаковские и сартанские субаэральные и озерные отложения.

изверженных и метаморфических пород – максимально 30 %.

В верхнем слое встречается крошка серой опоковидной глины. Кварца очень мало (5 %). Отмечается повышенное количество изверженных и метаморфических пород уральского происхождения: слюдистых сланцев, черных блестящих углей, серых кварцитов. Во фракции крупного песка – зерна граната. Нижний слой морены содержит большую долю палео-

генового материала, как в матриксе-мелкоземе, так и среди мелких обломков пород.

Оба моренных слоя характеризуются гипоарктической флорой, характерной для тундровых и лесотундровых ландшафтов (Волкова и др., 1988а).

Впервые мансийские ледниковые образования были обнаружены в 1950-х годах в районе Ханты-Мансийска (Шацкий, 1956) и в низовьях Иртыша. В эти же годы в отчетах

33-й экспедиции Гидропроекта МВД они были ошибочно отнесены к проблематичным неогеновым породам. Вторично они были открыты в 1981–1983 гг. в скважинах, пробуренных в бассейнах рек Салыма и Конда, где интерпретировались Ю.П. Черепановым (устное сообщение) в качестве неогенового аллювия под названием “яглинские слои”. В его описании это пески и суглинки с галькой, содержащие олигоценые микрофоссилии, залегающие на породах палеогена и олигоцена и перекрытые талагайкинскими песками.

В других частях северной половины Западно-Сибирской плиты мансийские морены еще не выделены из состава ледниковых серий. Тем не менее их присутствие вероятно в глубоких депрессиях (“палеодолинах”) палеорельефа, обнаруженных в долине Енисея, около Бахты, Подкаменной Тунгуски и т. д. Стратиграфическими аналогами в приледниковых зонах (см. рис. 21) предположительно могут быть озерные (подпрудные, озерноледниковые) отложения нижней части федосовской свиты (район 5 и 6а), охарактеризованные палиноспектрами перигляциального типа (Ершова и др., 1970), а также залегающий под вторым евсинским ПК покров лесов и золотых песков на Приобском плато (Последнее оледенение..., 1977). И те и другие по геологическому положению в разрезе и генетическим признакам, по которым они образуют парагенетический ряд ледниковых (подпрудно-ледниковых) и субаэральных отложений, могут принадлежать к одному ледниковому климатоседиментационному ритму.

В талагайкинский горизонт включаются в порайонных колонках отложения одноименной свиты (см. рис. 33), аллювиальные отложения которой прослеживаются по всему Нижнеиртышскому региону (см. рис. 21, районы 3 и 5), выстилая погребенную палеодолину (Крапивнер, 1969). Свита охарактеризована семенной флорой типа “диагональных песков”, для которых типично, по заключению Е.А. Пономаревой, присутствие *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., разнообразной группы рдестов. Во флоре отсутствуют холодолюбивые и отмечаются 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*

(А. (Br.) ex magnus) Tzvel. В целом свита восстанавливает ассоциацию елового леса и климат, сходный с современным (Архипов, 1987).

Анализ палинологических данных свидетельствует о развитии среднетаежных лесов, занимавших всю приледниковую и ледниковую зоны. Климат талагайкинського века умеренно-бореальный (Волкова, 1991).

Термолюминесцентный возраст свиты по датам в 660 ± 160 и 740 ± 170 тыс. лет согласуется с ее геологической позицией между мансийской и семейкинской свитами (Архипов, 1987, 1989а).

Стратиграфическими эквивалентами талагайкинського аллювия являются отложения погребенных палеодолин Оби, Иртыша и других рек, низы ларьякской серии (район 6а) и енисейских террас (район 6б) с комплексом остракод типа федосовской свиты. На Среднем Енисее к ним относится аллювий погребенных террас с разновысокими цоколями (60–65, 35–45 м и т. д.) и, в частности, нижняя “цокольная” часть худоноговской террасы (Архипов, 1966, 1971; Зубаков, 1972; Горшков, 1986; Решения..., 1990; и др.), сложенная галечниками, песками и суглинками с палиноспектрами южно-таежного, лесного типов. Опорными разрезами служат обнажения в районе Красноярска, Усть-Батоя, Есауловки и т. д.

В юго-западных районах (7, 8, 10, 11; см. рис. 21) внеледниковой зоны сходную стратиграфическую позицию занимают преимущественно озерные суглинистые отложения сладководской свиты и верхнежуншуликской подсвиты, а в Центральном и Приенисейском регионах (районы 6а и 6б) – низы федосовской свиты, охарактеризованные одноименным комплексом остракод. Имеются также единичные находки остатков млекопитающих: *Elasmotherium sibiricum* Fisch. (сладководская свита) и *Equus cf. sussenborensis* (федосовская свита). Аналогом федосовской свиты в пределах Чулымо-Енисейского региона (9) может быть, по данным Ю.М. Колыхалова и др. (1989), Л.И. Ефимовой и Е.А. Пономаревой (1971), нижняя пачка петровской свиты, сложенная озерными и аллювиальными осадками с палеопочвами. Наконец, вероятным аналогом талагайкинського аллювия является нижняя часть красnodубровской лессово-почвенной серии, представленной евсинскими аллювиальными слоями с развитым на них вторым евсинским педокомплексом (см. рис. 27).

Следует отметить, что оценки возраста всех перечисленных отложений остаются предварительными, а их корреляция – вероятной (лишь в рамках нижнеплейстоценового звена), но требующей дальнейшего уточнения.

В шайтанский надгоризонт в местных, районных схемах (см. рис. 27, 30) включены отложения шайтанской, полуйской, тильтимской, подкаменно-тунгусской, болгохтохской, семейкинской свит (см. рис. 21, районы 1–5) и их аналогов – верхних частей разреза федосовской, сладководской, жуншуликской свит, а также нижняя часть краснодубровской лесово-почвенной серии, представленной салаирским (ТЛ 650 ± 80 тыс. лет) и даниловским (ТЛ 510 ± 30 , 500 ± 40 , 440 ± 30 тыс. лет) лесовыми покровами, разделенными беловским педокомплексом (районы 6а, 7–11). Кроме того, к надгоризонту, вероятно, относятся аллювиальные пески худоноговской террасы Енисея, перекрытые нерасчлененной толщей лессовидных суглинков с погребенными почвами и прослоями озерных слоистых глин, содержащих комплекс остракод, характерных для федосовской свиты (район 6б). На Енисейском Севере стратиграфическим аналогом является болгохтохская толща (=лебедская свита), заимствованная из схемы четвертичных отложений Средней Сибири (Решения..., 1983). Наконец, в состав надгоризонта предположительно введена петровская свита для Чулымо-Енисейской равнины (район 9). Ее нижняя пачка помещается (без расчленения на горизонты) полностью в нижний неоплейстоцен (Колыхалов и др., 1989; Решения..., 1990).

Стратиграфический аналог шайтанской толщи (надгоризонта) – семейкинская свита, имеющая отчетливое двучленное строение – две пачки или подсвиты. И та и другая, судя по палинологическим данным и многочисленным разнообразным следам древней мерзлоты, формировалась в холодных (ледниковых) климатических условиях (Жаплянская, Тарноградский, 1974; Волкова, 1977), т. е. они принадлежат к разным ледниковым климатоседиментационным ритмам. Из этого следует, что между ними существует перерыв, на который, очевидно, приходится тильтимский (болгохтохский) межстадиал, устанавливаемый в шайтанской толще – горизонте (тильтимском региогоризонте, по С.Л. Троицкому (1979)). Действительно, верхнесемейкинская подсвита (пачка) замещается по латерали низямской мореной (см. рис. 34), которая, в свою очередь, является аналогом верхнешайтанской морены (верхней пачки). Поверх шайтанских морен лежат морские обские, а на низямских и озерных семейкинских глинах – одновозрастные аллювиальные тобольские слои (см. рис. 27). Установлено также, что нижнесемейкинская подсвита (пачка) подстилает низямскую морену в разрезах вдоль юго-восточной окраины Белогорской возвышенности (карьер кирпичного завода, пос. Белогорье), а в стратотипах на Иртыше ложится на талагайкинские пески. Радиометрический возраст верхнесемейкинских и низямских отложений находится в интервале $(510 \pm 65) - 390(380) \pm 80(65)$ тыс. лет, а подошва нижнесемейкинских глин датирована в 600 ± 70 тыс. лет. Таким образом, стратиграфическая позиция нижнесемейкинской подсвиты достаточно определенно соответствует нижнешайтанской ледниковой пачке.

В стратиграфической схеме для Средней Сибири, принятой в Новосибирске в 1979 г. (Решения..., 1983), в лебедской (=шайтанский) горизонт была включена болгохтохская толща трехчленного строения, в которой средняя пачка, заключенная между нижней и средней моренами, представлена ледниково-морскими и морскими отложениями с болгохтохским (=тильтимским) комплексом фораминифер (Комаров, 1986). Таким образом, на всем севере Западной и Средней Сибири тильтимский региогоризонт, по С.Л. Троицкому (1979), состоит из совокупности отложений двух покровных оледенений, разделенных межстадиальными (межледниковыми) слоями (см. рис. 30, 31). Это вполне достаточно объективная основа для выделения стратиграфического подразделения и определения статуса шайтанского надгоризонта с двумя ледниковыми (азовским и низямским) и разделяющим их межстадиальным тильтимским горизонтами (см. рис. 27).

Судя по ТЛ-датированию семейкинской свиты ($(600 \pm 70) - (380 \pm 65)$ тыс. лет), шайтанское (миндельское) оледенение продолжалось не менее 200–230 тыс. лет, а его ранняя и поздняя фазы – не менее 50–60(80) тыс. лет, что более чем достаточно для выделения соответствующих отложений в объеме горизонта.

Азовский (нижнешайтанский) горизонт объединяет в местных схемах (см. рис. 21, 27;

районы 1 и 3) нильгимские слои, нижние пачки шайтанской толщи и полуйской свиты, сложенные несортированными песчаными алевритами с валунами, гальками, гравием из уральских пород и монтмориллонитовых глин, иногда с зеркалами скольжения, нередко с песчаными и песчано-глинистыми прослоями, обогащенными грубым валунно-галечниковым материалом. Мощность 7–20 м. Е.В. Шумилова (Шумилова, Троицкий, 1974) определяет породы нижней и верхней (см. далее) пачек тильтимской свиты, как “хлидолиты” – несортированные гравийно-песчано-алевритовые породы с грубыми обломками уральских кристаллических и осадочных пород.

Ледниковые отложения азовского горизонта ложатся на эродированную поверхность дочетвертичных пород и прерываются морскими и ледниково-морскими осадками средней “пачки 2” (крестовскими слоями, по С.Л. Троицкому) с тильтимским комплексом фораминифер.

В низовьях Иртыша (район 3) азовский горизонт представлен нижнесемейкинской подсвитой, сложенной серовато-бурыми алевритистыми и песчанистыми глинами, плотными, как правило, неслоистыми, с массивной текстурой. Местами наблюдаются невыдержанные маломощные пачки, состоящие из нескольких лент черной блестящей глины, а также прослой (5–10 см) глинистого песка с тонкой слоистостью. В прикровельной части, иногда непосредственно на контакте с верхней подсвитой, прослеживаются линзы темно-бурого, сильноуплотненного торфа. Отличительная особенность глин – крупные сидеритовые светло-коричневые конкреции, возможно, переотложенные из олигоценовых пород. Нижний контакт подсвиты с талагайкинскими песками обычно четкий и резкий, местами осложненный криогенными текстурами. Верхний – с ленточно-слоистой верхнесемейкинской подсвитой – скрытый, местами фиксированный невыдержанными тонкими прослоями песков и линзами торфа (5–20 см). Максимальная мощность подсвиты в Семейкинском разрезе 5–6 м. В районе Самарово в керне скважин подсвиту выделить трудно. Возможно, к ней относится нижняя часть толщи глин в скв. 1-К, датированная в 550 ± 110 тыс. лет, а на Пельтупской гряде глины с датой в 561 ± 140 тыс. лет снова появляются вдоль правого берега Оби в карьерах кирпичного завода в пос. Белого-

рье (15 км ниже устья Иртыша), в устье Охлымского сора, где они датированы наноциклитным методом в 463 ± 80 и 469 ± 15 тыс. лет (Афанасьев, Архипов, 1990). Нижнесемейкинская подсвита характеризуется единичными находками остракод и диатомей и бедной ископаемой флорой в стратотипическом разрезе у д. Семейка, на правом берегу Иртыша. Во флоре отмечаются мегаспоры *Azolla interglacialica* Nikit. и родов *Salvinia* и *Selaginella*, остатки кустарничковых растений *Alnus* sp., *Betula*, единичная пыльца ели сибирской и высокоствольной березы. Показательно присутствие растений лесотундровой и тундровой областей. В группе трав отмечаются растения семейств Gramineae, Polygonaceae, Rosaceae, Umbelliferae, доминируют болотные виды семейства Cyperaceae, родов *Carex*, *Heleocharis*, *Eriophorum*. Последний особенно характерен для тундры и таежного редколесья. Содоминантой выступают достаточно холоднолюбивые виды *Ranunculus flammula* L., *R. hyperboreus* Rottb., а также виды более северных широт, как, например, *Potamogeton praelongus* Wulf. и др. Флора позволяет реконструировать, по заключению Е.А. Пономаревой, растительность водоемов и пойменных лугов, произраставшую в более суровых климатических условиях, чем современные.

Нижняя граница горизонта определяется датой в 600 ± 70 тыс. лет, отнесенной к основанию нижнесемейкинской подсвиты. Верхний возрастной рубеж определен менее точно, условно к нему привязываются даты в 550 ± 110 и 561 ± 140 тыс. лет.

В тильтимский горизонт в порайонных колонках в области морских трансгрессий (районы 1, 2, см. рис. 21) включены морские слои с преимущественно арктическим тильтимским (=болгохтохским) комплексом фораминифер (Гудина, 1969, 1976). Они выделяются в Обском районе в крестовские слои (средняя пачка 2 тильтимского региогоризонта (Троицкий, 1979)).

Вверх по долине Оби, выше района Мужы-Тильтим, слои замещаются континентальными аналогами, присутствие которых вероятно в переуглубленной долине Пра-Оби, где они должны быть представлены средней аллювиально-озерной пачкой шайтанской толщи. Так, в Кормужиханском яру под низямской мореной в 1979 г. обнажалась пачка песчано-глинистых пород, датирован-

ная в 510 ± 65 тыс. лет. Очевидно, эти же отложения ранее вскрывались в скважинах, пробуренных на бечевнике у основания Халапантских яров, около д. Перегребная и т. д. В долине Иртыша аналогами могут оказаться аллювиальные пески с остатками представителей тираспольской фауны, ошибочно включаемые в тобольскую свиту. На тильтимское время приходится, очевидно, и перерыв между нижней и верхней семейкинскими подсвитами. Ориентировочно, по ТЛ-датам он может быть приблизительно оценен в $(510 \pm 65) - 550(561) \pm 100(140)$ тыс. лет, т. е. примерно в 40–50 тыс. лет.

В местных колонках на Енисейском Севере морские осадки с болгохтожским комплексом фораминифер (Гудина, 1969) выделяются в одноименные слои (район 2). Их аналогом являются мессовские аллювиальные, преимущественно песчаные осадки.

Низямский (верхнешайтанский) горизонт объединяет низямскую морену, верхние “пачки 3” шайтанской и тильтимской свит (Троицкий, 1979) и верхнесемейкинскую подсвиту. Все они четко коррелируют по перекрывающим отложениям тобольского горизонта: морским обским и аллювиальным тобольским (чембакчинским) слоям (см. рис. 27, 29, 35, 36).

Стратотипический разрез низямской свиты (морены) описан в одноименном яру на правом берегу Оби, ниже д. Низямы (Ледниковая геология..., 1978). Толща (свита) представлена суглинками буровато-серыми и серыми, грубо сортированными, с оскольчатой комковатой отдельностью, с многочисленными беспорядочно разбросанными гравием, галькой и валунами как различных изверженных пород (граниты, гнейсы, гранодиориты, кристаллические сланцы), так и опок, песчаников, аргиллитов, а также кремней и кварца. Встречаются также песчаные включения, отмечаются трещины и штоки, заполненные пылевато-песчаным сильно ожелезненным материалом. Полная мощность 40 м. Отложения не содержат никаких органических остатков, и их характеристика полностью соответствует выльосским слоям тильтимской свиты, которая представлена (по С.Л. Троицкому, 1979) валунными глинами (20–50 м) ледникового генезиса.

Как и подобает ледниковым отложениям, низямские валунные суглинки содержат ледниковые отторженцы (миоценовые белые диатомовые алевриты, палеогеновые опоки,

опоковидные глины, ожелезненные оранжевого цвета конгломераты и т. п.), ложатся на резко неровную эродированную, местами гляциодислоцированную поверхность дочетвертичных пород (атлымские пески, новомихайловские алевриты и т. д.), которая вдоль Белогорской возвышенности то поднимается до высоты 25–30(50) м над Обью, то опускается под ее урез на 10–20 м (Ледниковая геология..., 1978; Путеводитель..., 1982). По юго-восточной окраине Белогорья, от Охлымского сора до устья Иртыша, и в пределах Самаровской останцовой возвышенности низямские валунные суглинки переслаиваются с верхнесемейкинскими ленточно-слоистыми глинами, а местами ложатся на неровную эродированную поверхность талагайкинской песчаной толщи.

Кровля низямской ледниковой свиты сильно размывта и нарушена гляциодислокациями, а из разреза выпадают обычно межледниковые отложения. Так, в обнажении “Пионерская Гора” у Самарово, на правом берегу Иртыша, на низямской морене лежит гигантский ледниковый отторженец черных эоценовых глин, поверх которого покоится 50–80-метровая толща валунных суглинков, гравийников и песков с крупными отторженцами белых опок бахтинского надгоризонта (Шацкий, 1965). В более стратиграфически полных последовательностях низямская морена перекрывается осадками тобольского горизонта с ископаемой флорой типа “диагональных песков”, датированной в 390 ± 80 тыс. лет (Богдашкины горы).

Фаціальным аналогом является верхнесемейкинская подсвита. В стратотипе в разрезе Семейка подсвита сложена ленточными и ленточно-слоистыми глинами: чередованием черных, темно-серых, реже темно-коричневых и светло-бурых, светло-серых песчанистых, алевритистых лент. Вверх по разрезу глины опесчаниваются, слоистость грубеет и нарушается многочисленными криогенными текстурами. Глины датированы по ТЛ в 420 ± 110 (Горно-Филино) и у самой кровли – в 380 ± 65 тыс. лет (Семейка). Мощность изменяется от 7 до 15 м за счет резко неровной эродированной кровли, поверх которой лежат тобольские аллювиальные осадки (см. рис. 36). В районе Ханты-Мансийска подсвита представлена плотными слоистыми глинами (7–19 м), которые переслаиваются с валунными суглинками, как в скв. 2-Б, где нижний прослой ленточных глин датирован в

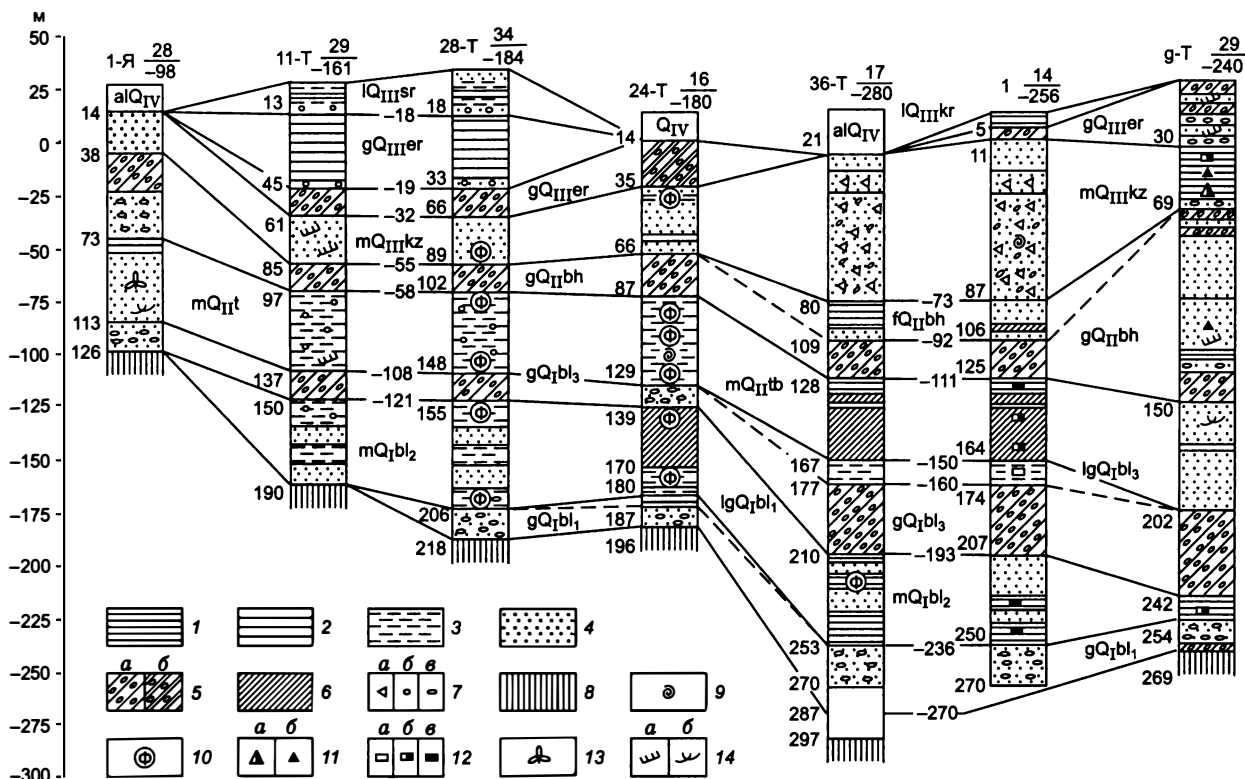


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов опорных скважин Туруханского профиля (Комаров, 1986):

1 – глины; 2 – ленточные глины; 3 – алевриты; 4 – пески; 5 – валунные отложения: а – суглинки, б – супеси; 6 – суглинки слоистые с редкими мегакластами; 7 – мегакласты: а – гравий, б – галька, в – валуны; 8 – дочетвертичные отложения; 9 – морские моллюски; 10 – фораминиферы; 11 – диатомовые водоросли: а – солоновато-водные, б – морские; 12 – комплексы поглощенных катионов вод: а – пресных, б – лагунно-морских, в – морских; 13 – флора “диагональных песков”; 14 – растительные остатки: а – оторфованность, б – древесина.

Генетические индексы: al – аллювиальные, l – озерные, lg – озерно-ледниковые, g – ледниковые, f – водно-ледниковые, m – морские.

Стратиграфические индексы: Q_{IV} – голоцен, Q_{III} – верхнечетвертичные отложения: sr – сартанские, kr – каргинские, er – ермаковские, kz – казанцевские; Q_{II} – среднечетвертичные отложения: bh – бахтинские, tb – тобольские; Q_I – нижнечетвертичные отложения: bl – болгохтохские межстадиального комплекса, bl₁–bl₃ – болгохтохские нижнеледникового комплекса.

Над чертой – кровля, под чертой – подошва (м).

445 ± 110 тыс. лет. В районе Пельтыпской возвышенности вскрыты горизонтально-слоистые алевриты и алевритистые глины, нижняя часть которых относится, вероятно, к нижнесемейкинской подсвите (Архипов, 1987).

Таким образом, низямский горизонт попадает в интервал примерно 400–380(390) ± ± 65(80)–500(510) ± 65 тыс. лет (см. рис. 27), что позволяет условно сопоставлять его с 10–12 стадиями океанического стандарта.

Средний и верхний неоплейстоцен

Порайонная геологическая летопись среднего и позднего неоплейстоцена сохранилась значительно полнее и изучена более де-

тально. Для северной половины (районы 1 и 2; см. рис. 21) Западно-Сибирской плиты инфраструктурой местных стратиграфических шкал является последовательность ледниковых и морских (или синхронных им аллювиальным и озерным) отложений. И те и другие объединяются в свиты, подсвиты (пачки) и слои, нередко одноименные с соответствующими горизонтами региональной шкалы. В более крупные подразделения (комплекс, серия), как это сложилось исторически, выделены ледниковые или разногенетические толщи. Так, например, ямальский комплекс объединяет полуйскую (шайтанскую), казымскую и салехардскую (усть-ляпинскую) свиты (толщи), белогорская серия – все ледниковые

свиты, начиная от низямской и до халапантской включительно, распространенные в пределах Белогорской возвышенности (см. рис. 21, район 3; рис. 30).

Стратиграфические и корреляционные схемы морских и ледниковых отложений

Ледниково-морская последовательность, начиная с мансийского оледенения, принадлежит эпохе Брунес. В плиоцене и эоплейстоцене весь север Сибири представлял собой приподнятую сушу, подвергавшуюся денудации (Архипов, 1971). Наиболее древними являются морские тильтимские осадки, залегающие между верхне-низямской (азовской) моренами шайтанского оледенения и обнаруженные лишь в переуглубленных палеодепрессиях и палеодолинах Оби и Енисея (Троицкий, 1979). Среднеэоплейстоценовые морские трансгрессии заливали обширные пространства прибрежных равнин. Поля морских осадков прорывают и перекрывают пояса распространения конечно-ледниковых образований. Максимальные размеры имела, вероятно, салемальская (санчуговская) трансгрессия, осадки которой располагаются между самаровской и тазовской моренами (Последнее оледенение..., 1977). Немного уступала ей по размерам обская (или туруханская) трансгрессия во время тобольского (миндель-рисского) межледниковья. В обоих случаях моря проникали далеко на юг Западно-Сибирской равнины, на отдельных участках, видимо, до 63–64° с.ш. Морские обские (=туруханские) отложения занимают стратиграфическое положение между низямским (верхнешайтанским) и самаровским ледниковыми горизонтами. Казанцевская (эемская, рисс-вюрмская) трансгрессия, предшествовавшая ермаковскому (раннезырянскому) оледенению, заливала сибирские прибрежные равнины до широт Полярного круга, а более молодая каргинская – локализовалась вдоль побережья Карского моря и достаточно широко распространена на Таймыре (Антропоген..., 1982). В непрерывных стратиграфических последовательностях каргинские осадки залегают на ермаковских и перекрываются сартанскими ледниковыми образованиями.

Неоднократное повторение в неоплейстоцене покровных оледенений и морских трансгрессий обусловили чередование в общей геологической последовательности не-

скольких морских и ледниковых горизонтов. Морские осадки охарактеризованы комплексами фораминифер. Их монографическое изучение позволило выявить качественные различия в палеогеографической природе и зоогеографической структуре (по соотношению теплолюбивых и холодноводных видов) комплексов, а также некоторые направленные и необратимые изменения в систематическом составе фораминифер в стратиграфической последовательности. Благодаря этому каждый комплекс приобретает индивидуальные черты, позволяющие рассматривать их как разновозрастные ассоциации (Гудина, 1976; Последнее оледенение..., 1977; Левчук, 1984).

Это позволяет определять возраст морских осадков через принадлежность их к той или иной трансгрессии и косвенно датировать разделяющие их неморские, в первую очередь, ледниковые горизонты, связав их с определенными оледенениями сибирской и альпийской шкал. Морены, отнесенные к конкретным оледенениям, помогают, в свою очередь, уточнять стратиграфическую позицию морских горизонтов. В результате на севере Западной Сибири по фораминиферам установлены пять морских горизонтов, занимающих определенные стратиграфические уровни относительно ледниковых толщ (Гудина, 1976, 1981; Последнее оледенение..., 1977; Архипов и др., 1984а). В их числе казанцевские и обские (туруханские) морские слои, которые по таксономическому составу комплексов фораминифер сопоставлены В.И. Гудиной (1976, 1981), соответственно, с эемом (рисс-вюрмом) и предположительно с гольштейном (миндель-риссом), расчленяют ледниковую последовательность на три главных сибирских оледенения – зырянское, бахтинское и шайтанское (см. рис. 27, 29, 30). Последние, согласно биостратиграфической корреляции, должны соответствовать вейхзелию (вюрму), заале (риссу) и эльстеру (минделю) Западной Европы. В свою очередь, каждое из названных сибирских оледенений разделяется на две фазы морскими трансгрессиями – тильтимской (болгохтохской), обской (туруханской) и каргинской. Соответственно выделяются азовская и низямская, самаровская и тазовская, ермаковская и сартанская ледниковые свиты (толща), слои и пачки.

Следует подчеркнуть, что приведенное стратиграфическое расчленение подтверждается радиометрическим датированием. Оп-

ределения были сопряженными по ^{14}C , ТЛ и ЭПР, а в некоторых случаях всеми методами проводились в разных лабораториях из разнофациальных морских и континентальных слоев по латерали с одного и того же стратиграфического уровня (Архипов, 1978, 1989а; Решения..., 1990). Важно отметить, что датирование, проведенное независимым наноциклитным методом (Афанасьев, Архипов, 1990; Архипов, 1991), показало вполне удовлетворительную сходимость наноциклитных определений геологического возраста с ранее полученными датами по ТЛ и ЭПР для континентальных осадков, аналогов морских толщ, что свидетельствует о достаточно высокой надежности радиометрических датировок. Последние используют для корреляции оледенений и трансгрессий с соответствующими стадиями кислородно-изотопной шкалы по глубоководным осадкам Мирового океана, как глобальным стандартом (см. рис. 20).

Стратиграфическая позиция тазовского оледенения и расчленение санчуговской свиты

Следы тазовского оледенения, достаточно хорошо изученные в центральных районах Западно-Сибирской равнины, долгое время полностью отрицались на всей территории ее северной половины (Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Лазуков, 1970). Лишь во второй половине 1970-х годов тазовская морена была установлена на Обском Севере, в Салехардском опорном районе (рис. 37, 38). Она была выделена по разрезам скважин 3, 3а, и др., где залегает между салемальскими и казанцевскими морскими межледниковыми слоями (Гудина, 1976; Последнее оледенение..., 1977). Затем эта стратиграфическая позиция тазовской морены была подтверждена буровыми работами на Нижней Оби (Архипов и др., 1994).

На Енисейском Севере, начиная с первоначальной схемы В.Н. Сакса (1953) и во всех последующих, тазовское оледенение всегда отсутствовало (Стрелков и др., 1959; Морские... отложения..., 1965; Троицкий, 1966; Суздальский и др., 1967). Тем временем было доказано, что санчуговская свита содержит комплекс фораминифер, аналогичный салемальским слоям (Гудина, 1966, 1969, 1976) и, согласно детальным литологическим исследованиям, имеет двучленное строение

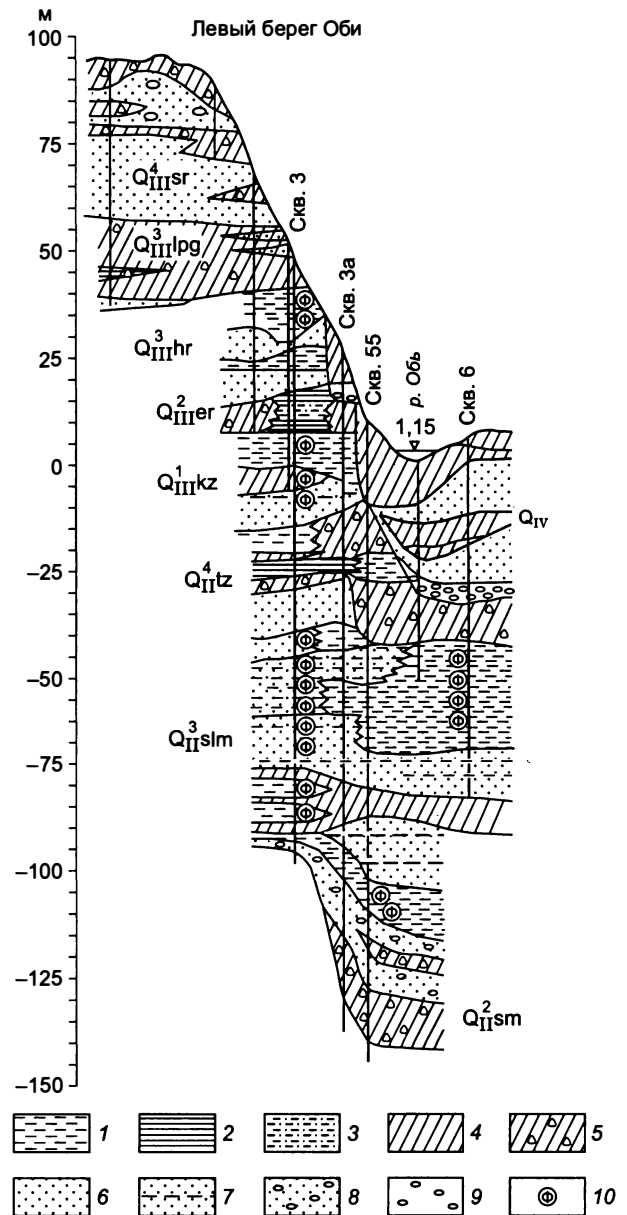


Рис. 37. Салехардский опорный район. Стратотипические разрезы тазовской морены, залегающей между салемальскими и казанцевскими морскими слоями. Левый берег Оби, скважины 3 и 3а (Последнее оледенение..., 1977):

1 – глины; 2 – ленточные глины; 3 – переслаивание глин и алевритов; 4 – суглинки; 5 – валунные суглинки (морены); 6 – пески; 7 – пески с прослоями глин и алевритов; 8 – пески с прослоями галечников; 9 – галечники; 10 – фораминиферы. Индексы слоев: sr – сарганские, er – ермаковские, kz – казанцевские, tz – тазовские, slm – салемальские, sm – самаровские, hr – харсоимские, lpg – лохподгортские.

(Сухорукова, 1975). В стратотипе на р. Санчуговка (Усть-Портовский район) свита представлена грубыми, песчанистыми суглинками

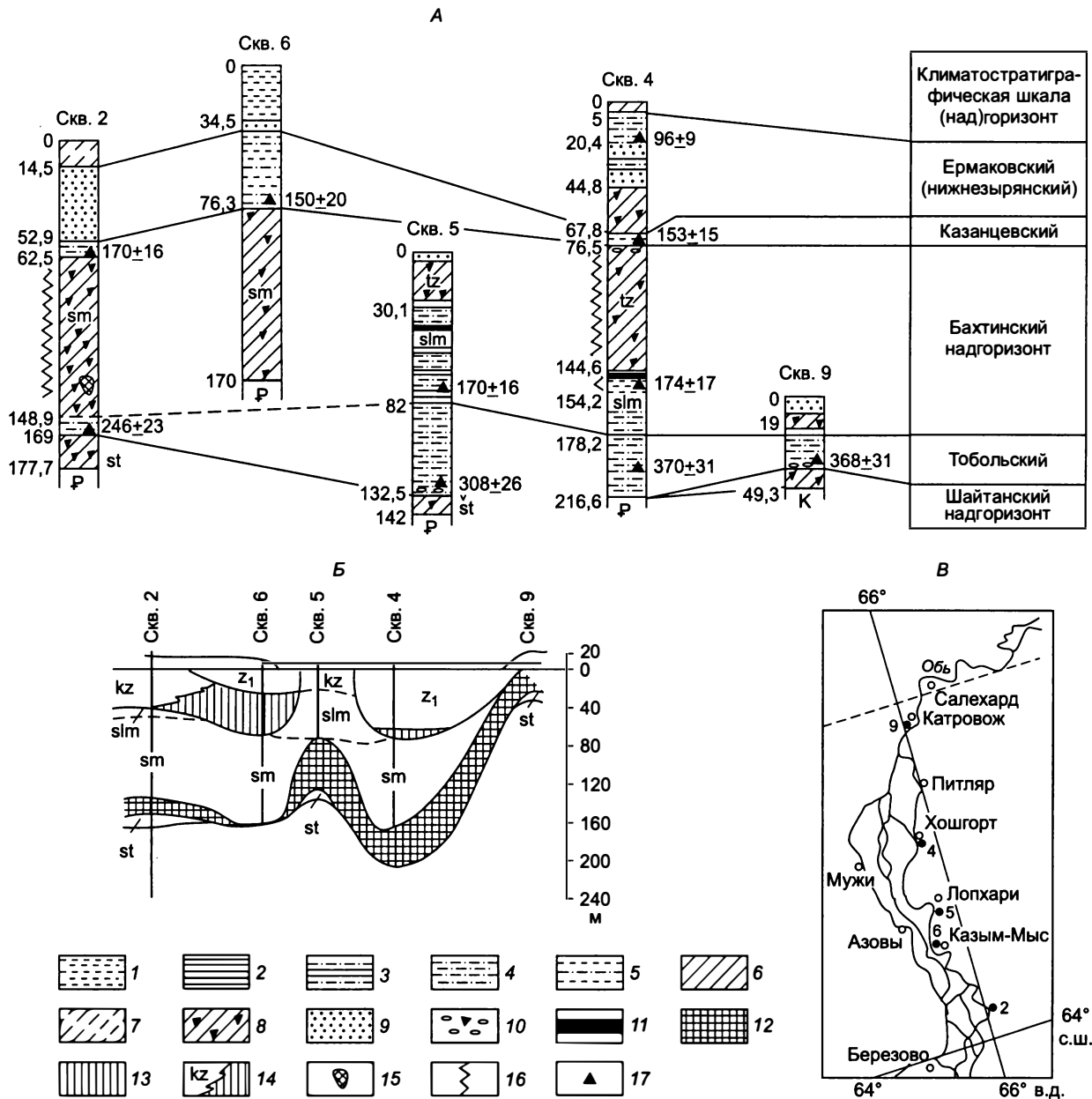


Рис. 38. Стратиграфическое расчленение (А) и геологическое строение (Б) четвертичных отложений в долине Нижней Оби. На врезке (В) – схема расположения скважин:

1 – глины; 2 – ленточные глины; 3 – переслаивание ленточных глин и алевритов; 4 – алевриты; 5 – ритмично-слоистые алевритоглины; 6 – суглинки; 7 – супеси; 8 – валунные суглинки, грубые, плохо сортированные с рассеянным грубым обломочным материалом (гравием, галькой, валунами); 9 – пески; 10 – галечники; 11 – тильтимские; 12 – обские; 13 – казанцевские морские слои с одноименными автохтонными комплексами фораминифер; 14 – фациальный переход казанцевских морских в аллювиальные отложения; 15 – отторженцы палеогеновых пород в моренах; 16 – аллохтонные ассоциации фораминифер (цифрами указаны интервалы, м); 17 – ТЛ-даты.

K₂ – верхнемеловые и P – палеогеновые породы; st – шайтанский надгоризонт: st₁, st₂ – нижний и верхний шайтанские горизонты; sm – самаровские, tz – тазовские ледниковые отложения; slm – аналоги морского салемаала – эстуарные и озерные осадки, kz – казанцевские отложения.

ми, с оскольчато-комковатой текстурой и беспорядочно разбросанными в них гравием и валунами (до 0,5 м в диаметре). По данным гранулометрического анализа это плохо сор-

тированная с типичной для морен двухвершинной кривой распределения терригенного материала глинисто-песчано-алевритистая порода или сокращенно-валунные суглинки

(Там же), в которых встречаются линзовидные невыдержанные прослои песка и супеси и битые ракушки. Валунные суглинки подстилаются безвалунными глинами (0,5–1,5 м), обнажающимися около уреза р. Санчуговка и содержащими целые раковины морских моллюсков. Подошва их не вскрыта, но, судя по скважинам, пробуренным в районе Усть-Порта, мощность глин может достигать 20–30 м.

Видовой состав целых раковин из глин и многочисленных обломков из валунных суглинков фактически одинаковый. Их полный список включает арктические виды – *Portlandia arctica* (Cray), *Yoldiella lenticula* Mull, *Y. fraterna*, *Astarte borealis placenta* Morch, *A. montagui* (Dillw.), *Sipho curtus* Frieli, *Bathytaria glacialis* Gray, *Propeamussium* sp., арктобореальные – *Nucula tenuis* (Mont), *Leda pernula* (Mull), *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* (L.) и единичные субарктические – *Macoma baltica* (L.), а также обломки *Mya* sp., *Hiatella arctica*, *H.* sp. (определения С.Л. Троицкого).

Разрез парастратотипа (правый берег Енисея, ниже устья Зырянки около 7,5 км) также двухслойный. Верхний слой (15–17 м) сложен алевритисто-песчаными глинами и суглинками, массивными оскольчато-комковатыми, с беспорядочно рассеянными гальками и валунами, с большим количеством гравия. В общей массе мореноподобной породы отмечаются прослои и линзы тонкоотмученных слоистых алевритов и песков. Нижний слой (до 10 м) представлен гораздо лучше сортированными глинами и алевритами, слоистыми с раковистым изломом, содержащими гравий и гальку лишь в отдельных прослоях. К глинам приурочены находки обломков и целых раковин типично санчуговской фауны: *Portlandia arctica*, *P. lenticula* (Mull), *Astarte montagui*, *A. borealis* Chemn., *Saxicava arctica* (L.), *Macoma calcarea* (Chemn.) (определения С.Л. Троицкого). В этом же слое (обн. 4, по С.С. Сухоруковой, 1975) В.Я. Слободным и Г.П. Недешевой, а также В.И. Гудиной обнаружены фораминиферы санчуговского комплекса (Гудина, 1969; Сухорукова, Гудина, 1969).

Обнажение парастратотипа наращивается скв. 9, в которой под морскими санчуговскими глинами (сверху вниз) пройдена 8-метровая пачка (0–8 м) валунных суглинков и ниже толща (82 м) песков с двумя галечниково-валунными горизонтами в ее середине

и в основании. В.Н. Сакс (1953) валунные суглинки относил к санчуговской, а песчаную толщу – к мессовским свитам, в соответствии с господствовавшими в то время представлениями о единой мессовско-санчуговско-казанцевской трансгрессии. Однако позднее выяснилось, что мессовские отложения входят в состав досамаровского тильтимского региона горизонта (Троицкий, 1979). Последний идентифицируется с шайтанским надгоризонтом Западно-Сибирской региональной шкалы (Архипов, 1987, 1989а; Решения..., 1990). И тот и другой расчленяются на нижнюю и верхнюю морены (азовский и низямский ледниковые горизонты), разделенные мессовскими (болгохтохскими, тильтимскими) морскими и аллювиальными слоями. В наиболее полном разрезе по скв. 7-Б (р. Болгохтох) шайтанский надгоризонт наращивается вверх по стратиграфической колонке туруханскими (=обскими) морскими слоями, самаровской ледниковой толщей (морской и ленточной глинами), поверх которой залегают морские санчуговские отложения с одноименным комплексом фораминифер (Гудина, 1969).

Таким образом, в стратиграфически полных разрезах санчуговская свита залегает на самаровском горизонте, а не на мессовских (=болгохтохских) слоях.

На Большехетской площади, в пределах бассейна рек Большая и Малая Хета, впадающих в Енисей около Усть-Порта, санчуговская свита достигает максимальной мощности (100–200 м) и представлена наиболее полными разрезами (рис. 39).

Свита отчетливо подразделяется, согласно проведенным исследованиям С.С. Сухоруковой (1975), на две пачки. Нижняя мощностью до 60–80 м, повсеместно залегающая ниже уровня уреза рек, с подошвой, опущенной до 50–90 м ниже уровня моря, представлена преимущественно хорошо сортированными алевритистыми глинами и алевритами, а также мелкозернистыми песками с локально распространенными прослоями глин, содержащих редкую гальку и гравий. По всему разрезу толщи встречаются фораминиферы санчуговского (=салемальского) бореально-арктического комплекса (Гудина, 1969, 1976) и раковины морских моллюсков арктических и реже арктобореальных видов: *Portlandia arctica*, *Yoldiella lenticula*, *Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte compressa* (L.), *Saxicava arctica* (определения С.Л. Троицкого).

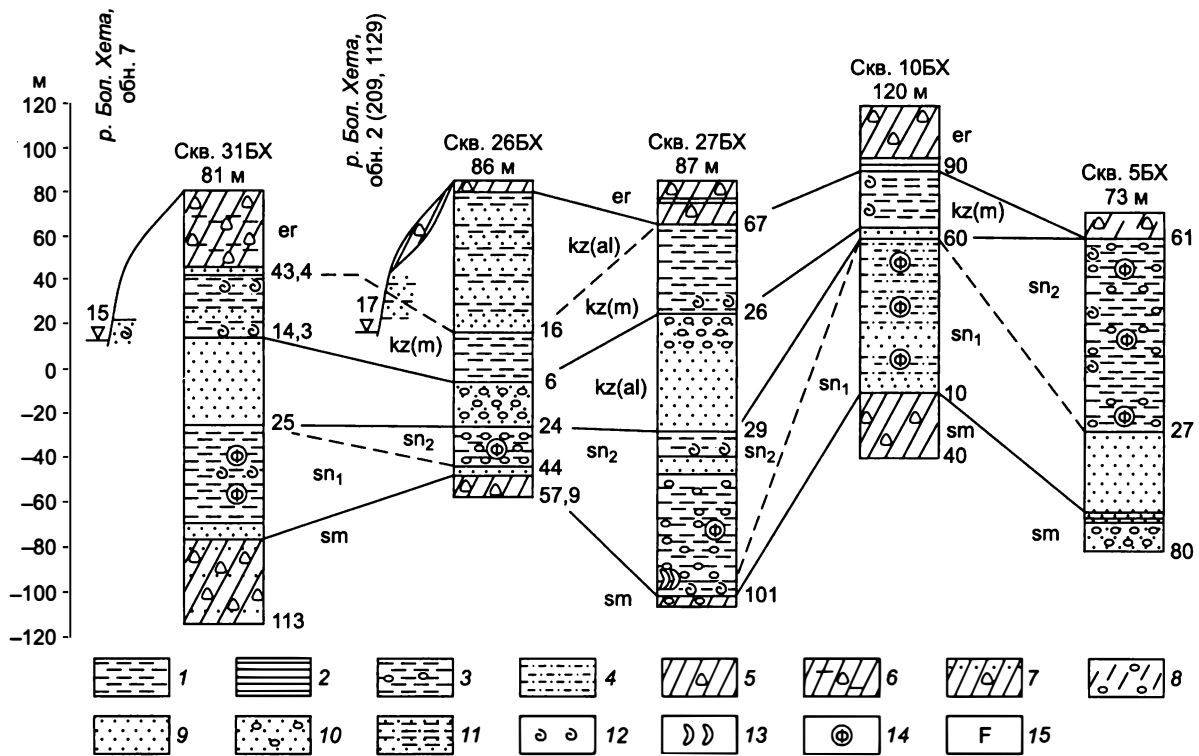


Рис. 39. Разрез толщи четвертичных отложений Большехетского района (по С.А. Архипову, А.В. Гольберту и В.И. Гудиной (1980) с изменениями С.А. Архипова):

1 – глины; 2 – ленточные глины; 3 – глины с мегакластами (галькой и валунами); 4 – алевроиты и глины; 5 – валунные суглинки и супеси; 6 – валунные суглинки с прослоями глин; 7 – то же с прослоями песка; 8 – валунные пески и супеси; 9 – пески; 10 – галечники; 11 – переслаивание песков глин; 12 – раковины морских моллюсков; 13 – обломки раковин; 14 – фораминиферы; 15 – переотложенные фораминиферы. Индексы слоев: sm – самаровские, sn – санчуговские, frk – фарковские, hg – хошгортские, об – обские, tr – туруханские, kz – казанцевские, er – ермаковские; al – аллювиальные, m – морские.

Морские отложения залегают на ледниковых образованиях, так называемых варомыяхинских слоев (Архипов и др., 1973а, 1980).

Верхняя 20–30-метровая пачка, залегающая выше уровня моря, сложена неслоистыми, оскольчато-комковатыми плохо сортированными суглинками с большим количеством валунов, гальки и гравия. В толще “мореноподобных” пород систематически встречаются суглинистые прослои хорошо отсортированных осадков без грубого обломочного материала. Именно к этим прослоям – переотложенным морским осадкам – и приурочено, по крайней мере, большинство находок морских моллюсков и фораминифер в разрезах скважин 5БХ, 26БХ, 27БХ, 31БХ 10БХ (Сухорукова, 1975). Вероятно, что остатки ископаемых организмов находятся в ледниковых отторженцах. Верхняя моренная пачка санчуговской свиты перекрывается толщей галечников и песков, переходящих вверх по разрезу в казанцевские морские слои (Ар-

хипов и др., 1980). Галечниково-песчаная толща мощностью от 20–25 до 45–50 м, врезанная в санчуговские породы, свидетельствует о стратиграфическом перерыве. Условие залегания – широкое покровное распространение (а не узколокальное вдоль палеодолин) на обширной территории междуречий Енисея с реками Малая и Большая Хета и с реками Мессо и Танама – позволяет считать галечниковый покров продуктом размыва ледниковых отложений (тазовской морены). Таким образом, установлено, что санчуговская свита, как и салемальская, располагается в стратиграфическом интервале между двумя моренами, которые можно относить, соответственно, к самаровскому и тазовскому оледенениям.

Вдоль Енисейского залива санчуговская толща (свита) сохраняет двучленное строение. Ее нижняя пачка, судя по керну скважин, пробуренным около устья Сухой Дудинки, на Яковлевской площади и мысе Со-

почная Карга (Сакс, 1953; Троицкий, 1966, 1979), повсеместно сложена безвалунными глинами и алевритами, а также песками. Эти отложения с преимущественно арктической фауной морских моллюсков выделялись С.Л. Троицким (1966) в слои Б и В. В обнажениях вдоль Енисея наблюдается лишь верхняя часть этих слоев, перекрытых осадками верхней пачки (слой Г). Последняя представлена валунными суглинками с битой ракушей и бедными ассоциациями, вероятно, переотложенных фораминифер (Гудина, 1969; Шу-

милова, Троицкий, 1974; Сухорукова, 1975). Так, в обнажениях вдоль правого берега Енисея между Луковой протокой и устьем р. Казанцевая, около мыса Каргинского, вскрываются то глины с галькой и гравием, то валунные суглинки. И те и другие участвуют местами в гляциодислокациях – изоклиальных перемятых складках, разорванных надвигами. Дислокации чередуются с участками нормального, спокойного залегания пород, как, например, в серии береговых обрывов около пос. Караул, где санчуговская толща

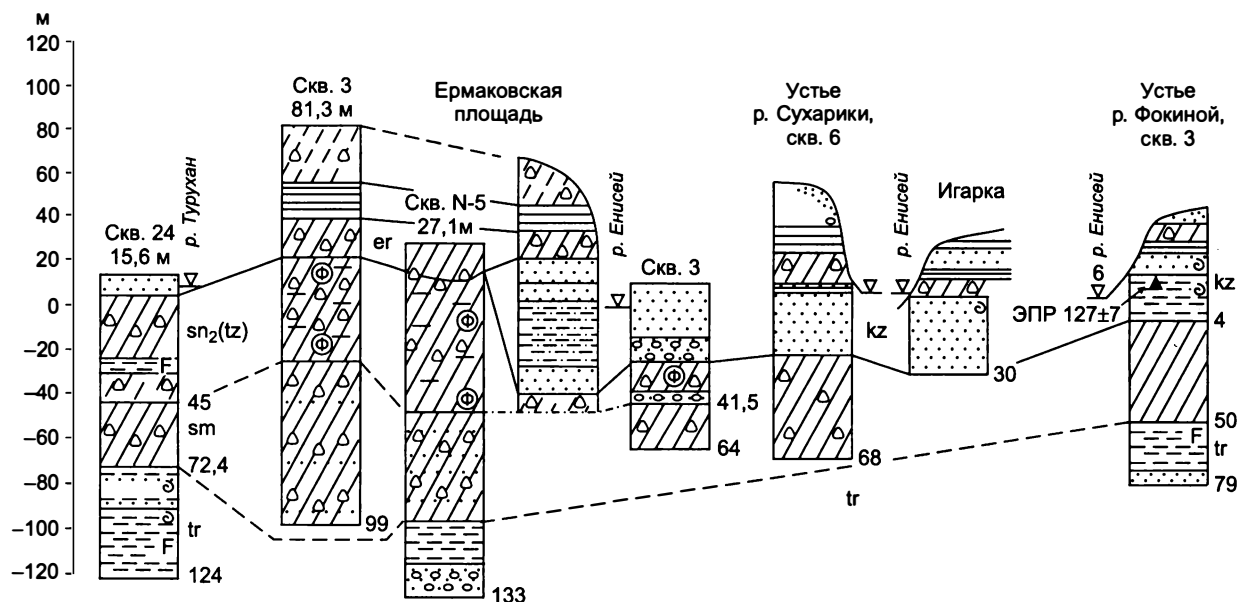


Рис. 40. Разрезы в зоне распространения преимущественно ледниковых тазовских отложений с переотложенными фораминиферами и раковинами морских моллюсков.

Усл. обозн. см. рис. 37–39.

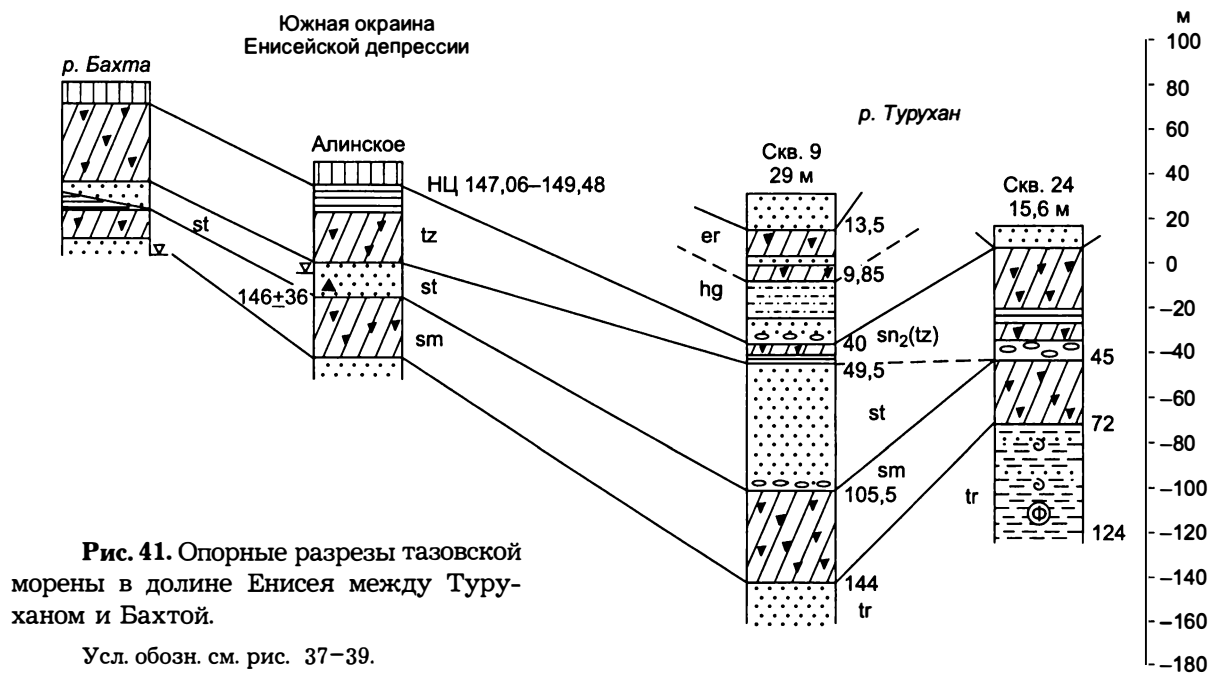


Рис. 41. Опорные разрезы тазовской морены в долине Енисея между Туруханом и Бахтой.

Усл. обозн. см. рис. 37–39.

(слой Г) сложена то полностью мореной, то безвалунными глинами и песками с хорошо сохранившимися раковинами *Portlandia arctica*, *Yoldiella lenticula*, *Hiatella arctica* и др. Преимущественно морены, очевидно, тазовские, распространены около выступа верхнемеловых пород на участке Кареповское–Воронцово. Это сильно дислоцированные валунные суглинки, разбитые на отдельные, беспорядочно перемещенные блоки, прослоенные развальцованными песками и с многочисленными отторженцами меловых пород. Аналогичные образования описаны С.С. Сухоруковой (1975) на мысе Сопочная Карга и на р. Яковлевая, где они вскрыты в скважинах выше уровня моря и принадлежат верхней пачке санчуговской толщи.

Южнее Междухетского района, вверх по Енисею, в пределах Игарской, Ермаковской, Верещагинской площадей, по р. Турухан в стратиграфическом диапазоне между казанцевскими и туруханскими (=обскими) морскими слоями повсеместно в скважинах вскрыта многометровая (от 40–60 до 100–130 м) толща валунных суглинков, супесей и песков (см. рис. 23). Литологические исследования этих отложений, хотя и вызвали дискуссию об их генезисе (морском, по Н. Загорской (Морские... отложения..., 1965), или ледниковом – по С.С. Сухоруковой (1975)), тем не менее, ледниковое происхождение их наиболее вероятно. Очевидно и другое – выпадение из разреза нижней, преимущественно безвалунной, глинисто-алевритовой морской пачки санчуговской свиты. Вероятно, она полностью переработана тазовскими ледниками. Следовательно, валунная толща интегрирует как самаровскую морену – ту часть валунных суглинков, которая непосредственно перекрывает туруханские морские слои, так и верхнюю санчуговскую пачку. На присутствие последней в составе литологически монотонного разреза указывают малочисленные находки переотложенных фораминифер санчуговского комплекса, судя по содержанию их в морене.

Далее к югу, в Енисейской депрессии, геологическая ситуация вновь изменяется. Между тазовской и самаровской моренами появляются континентальные аллювиальные осадки. Показателен разрез скв. 9 (Фарково) на р. Турухан (рис. 40, 41), где аллювиальные косослоистые пески с прослоями галечников и суглинков с растительными остатка-

ми охарактеризованы диатомовой флорой речного происхождения с небольшим участием солоновато-водных диатомей, распространенных в эстуариях современных северных морей. Климатические условия существования флоры сходны с современными, что свидетельствует о межледниковых, послесамаровских условиях (Алешинская, 1961). По стратиграфическому положению аллювиальные пески можно рассматривать как аналог собственно морских санчуговских осадков (нижней пачки).

Описанный разрез типичен для Енисейской депрессии (Архипов, 1960; Архипов, Матвеева, 1964б), где он трассируется в серии обнажений вдоль правого берега Енисея между поселками Верхне-Имбатский–Бахта и далее до устья Подкаменной Тунгуски. Отличительный признак тазовской морены – присутствие в ней битой переотложенной ракушки морских моллюсков (Архипов, 1959; Зубаков, 1972), которая первоначально была ошибочно принята как залегающая *in situ*. Возраст морены определен наноциклитным методом по ленточным глинам в 147,06–149,48 тыс. л. н., а в кровле подстилающих песков получена ТЛ-дата в 146 ± 36 тыс. лет. Эти определения согласуются с имеющимися для тазовского горизонта на Обском Севере (см. выше). Поэтому подстилающие аллювиальные пески, залегающие на самаровской морене, должны быть аналогом ширтинской свиты.

Корреляция морских и аллювиальных межледниковых отложений среднего и верхнего неоплейстоцена

Корреляция морских и аллювиальных отложений выстраивается по геологическим, палеонтологическим и радиометрическим данным, наиболее доказательным для среднего-позднего неоплейстоцена.

В состав **тобольского горизонта** включаются как морские – обские и туруханские, так и их континентальные аналоги – аллювиальные тобольская и чембакчинская свиты (Решения..., 1990). В совокупности и те и другие образуют своеобразный региональный маркирующий горизонт, четко трассируясь практически по всей Западно-Сибирской равнине. Повсеместно они занимают идентичное положение в геологическом разрезе (рис. 42)

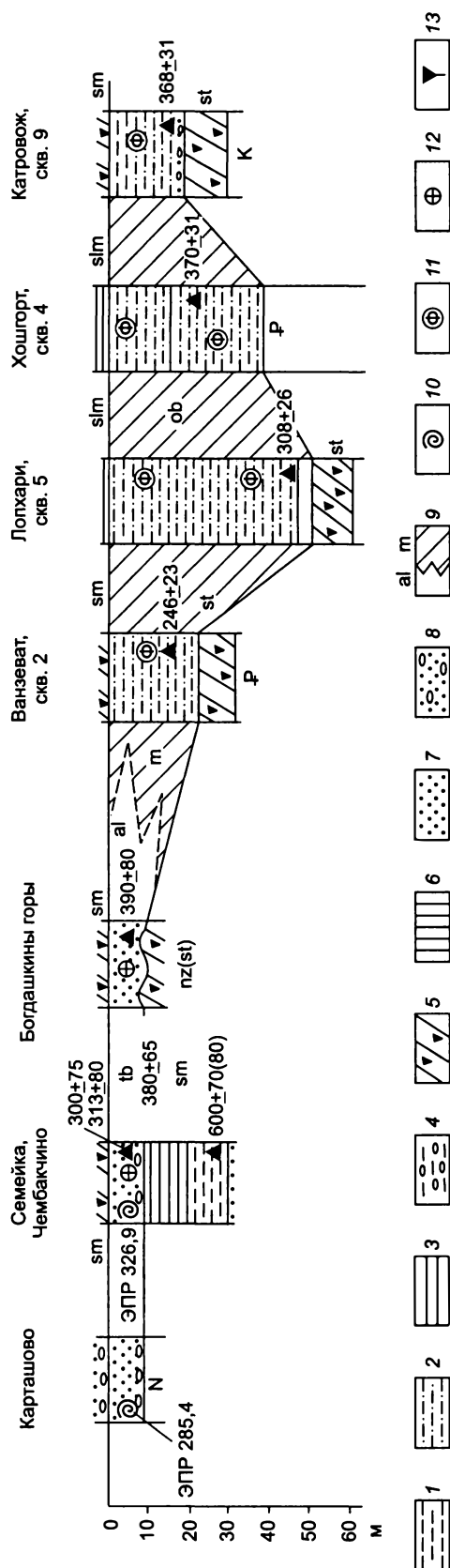


Рис. 42. Корреляция морских обских и аллювиальных тобольских отложений:

1 – глины; 2 – алевроиты; 3 – ленточные глины; 4 – глины с метакластами (глициально-морские осадки с гравием и галькой); 5 – валунные суглинки (морены); 6 – лессовидные суглинки; 7 – пески; 8 – галечники; 9 – фациальный переход морских и аллювиальных отложений; 10 – морские моллюски; 11 – фораминиферы; 12 – остракоды; 13 – диатомовые водоросли. Ост. усл. обозн. см. рис. 35, 38, 39.

между самаровской и низямской (=семейкинской, шайтанской, тильгимской, полуйской) свитами или их аналогами (Архипов, 1971; Крюков, Федоренко, 1975; Гудина, 1976; Последнее оледенение..., 1977; Троицкий, 1979; Решения..., 1983; Комаров, 1986; и др.). Миндель-рисский возраст горизонта устанавливается по ископаемой флоре (Никитин П., 1940; Никитин В., 1970), фауне млекопитающих (Вангенгейм, 1977), по арктобореальному обскому (туруханскому) комплексу фораминифер, по которому В.И. Гудина (1976) установила зону *Miliolinella pyriformis*. Он также прослежен по всему северу России и на арктических островах. По составу и зоогеографической структуре этот комплекс коррелирует с миндель-рисскими комплексами из донных отложений Северного моря у побережья Англии, одновозрастных слоев Баффиновой Земли и комплексами из нижней части эльстер-заальского разреза Шлезвиг-Гольштейна ФРГ (Гудина, 1965, 1969, 1976; Стратиграфия..., 1984). В результате зона *Miliolinella pyriformis*, приуроченная к обскому туруханскому морскому региональному горизонту, приобрела роль важнейшего биостратиграфического репера и корреляционного уровня для всего севера Сибири. ТЛ-возраст этого маркирующего уровня (см. рис. 27) колеблется от $368(370) \pm 31$ до $246(306) \pm 23(26)$ тыс. лет (скв. 4, Хошгорт; скв. 9, Катровож; определение В.Н. Шелкопляса). Морские слои с ассоциацией фораминифер, близкой с зоной *Miliolinella pyriformis* (о-в Октябрьской Революции, Арктика), датированы ЭПР-методом в 300 ± 36 тыс. лет (Молодков и др., 1987).

Континентальный аналог – тобольская аллювиальная свита, традиционно выполняющая роль маркирующего уровня во всей внеледниковой зоне Западно-Сибирской равнины (Тобольский горизонт..., 1975; Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980), также датирована ЭПР- и ТЛ-методами в опорных разрезах на Иртыше и Оби (Архипов, 1987; Архипов и др., 1987). При этом геологическое строение свиты позволяет расчленить ее на две пачки. Нижняя сложена собственно “диагональными песками” с одноименной ископаемой флорой и раковинами *Corbicula tibetensis* (определения В.С. Зыкина). Она датирована по ТЛ от $355(380) \pm 80$ до $300(303) \pm 75$ тыс. лет и ЭПР-методом от 326,9 (Семейка) до 285,4 (Карташово) при среднем

306,2 ± 20,8 тыс. лет. Верхняя пачка, представленная переслаиванием озерно-аллювиальных песков, алевроитов и глин, с палиноспектрами, типичными для среднетаежных смешанных хвойных и березовых лесов, имеет ТЛ-возраст от 280(290) ± 56(58) до 260(270) ± 56(58) тыс. лет. Опорные разрезы обеих пачек описаны на Белогорской возвышенности (Кормужиханский яр, Богдашкины горы и др.) и Тобольском материке, у деревень Семейка, Чембакчино, Карташово и др. (История..., 1970; Ледниковая геология..., 1976; Зажигин, 1980; Архипов и др., 1984; Архипов, 1987; Архипов и др., 1987). Предположительно между пачками допускается перерыв.

Таким образом, тобольский горизонт датируется от 390(380) ± 65(80) до 260(270) ± 56(58) тыс. лет, что вполне соответствует мировым оценкам возраста девятой кислородно-изотопной стадии (см. рис. 20, 27). Несомненная валидность этого стратона редко нарушается за счет ошибочного включения в состав тобольской (=чембакчинской) свиты отложений иного возраста. Происходит это потому, что разновозрастные аллювиальные осадки (от горнофилинских до казанцевских) имеют нередко однотипный характер “диагональных песков”, характеризуются близкой по составу ископаемой флорой и очень часто вложены друг в друга.

В ширтинский межледниковый горизонт также включают как аллювиальные и озерные, так и морские отложения, объединенные соответственно в ширтинскую и сале-мальскую (=санчуговскую) свиты. Последние две охарактеризованы одноименными комплексами фораминифер (Гудина, 1976) и занимают одинаковую стратиграфическую позицию между тазовской и самаровской моренами (Последнее оледенение..., 1977). Их биостратиграфическими аналогами по таксономическому сходству комплексов фораминифер В.И. Гудина считает нижнекрестовские слои на Чукотке. Из этих слоев, где они охарактеризованы фораминиферами, раковины морских моллюсков (из коллекции О.М. Петрова) датированы ЭПР-методом в 161,8, 146,9 и 193,0 тыс. лет (Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986). В Арктике, на о-ве Котельный, синхронные (по фораминиферам) слои датированы ЭПР-методом в 170 ± 10 тыс. лет (Молодьков и др., 1987).

Ширтинская свита залегает между карымкарской (самаровской) и халапантской

моренами и ее возраст составляет 180 ± 40, 190 ± 30 и 210 ± 46 тыс. лет. В долине Нижнего Иртыша на Тобольском материке регионально распространена ширтинская палеопочва, датированная в нескольких пунктах по латерали в 180 ± 40 тыс. лет (Ледниковая геология..., 1978; Архипов, Вотях, 1982; Путеводитель..., 1982). Итак, ширтинский горизонт характеризуется серией ТЛ- и ЭПР-дат в среднем в 180–190 тыс. лет. По палеопочве его возраст принимается в среднем в 180 ± 40 тыс. лет.

Континентальными аналогами морского **казанцевского горизонта** являются ялбылнинская свита и ее аналоги в палеодолинах Оби, Енисея, Иртыша и т. д. (см. рис. 31, 43). Осадки максимума казанцевской трансгрессии датированы ЭПР-методом в 134,8 тыс. лет (Левчук, 1984). На Енисее, на Каргинском мысу, ЭПР-возраст казанцевских песков с *Cyprina islandica* соответствует 121,9 тыс. лет (Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986). Ранее они датировались по ¹⁴C от 42–46 до 50 тыс. лет и более (Кинд, 1974). Ялбылнинская свита, представленная в ее стратотипе озерно-аллювиальными осадками с линзами торфа (Захаров, 1970), и ее аналоги получили ТЛ-даты 130 ± 25(31) тыс. лет (Решения..., 1990). В субэдральной лессово-почвенной серии аналогичный возраст установлен для нижней палеопочвы бердского педокомплекса. В палеомагнитной шкале и те и другие соотносятся с отрицательным палеомагнитным эпизодом, который, судя по ТЛ-датам, может отождествляться с событием Блейк.

Морские **каргинские отложения** установлены Л.К. Левчук (1984) на Таймыре, по берегам Енисейского залива, Обской губы, на Гыдане (бассейн р. Мессояха), Тазовском полуострове и Ямале, а О.Ф. Барановской (1970) – на севере европейской части России (канинский комплекс). В устье Оби море проникло немного южнее Северного полярного круга, вероятно до 66° с.ш. (в бассейне р. Мессояха), а по берегам Енисейского залива распространялось не далее 70° с.ш. В этих отложениях Л.К. Левчук различает три ассоциации фораминифер. Раннекаргинская бореально-арктическая фиксирует в одноименных слоях начало трансгрессии; малохетская – бореальная (в глубоководных фациях) и арктобореальная (на мелководье) – ее максимум. Позднекаргинская – липовско-новоселовская ассоциация относится к завершающему эта-

пу трансгрессии. Эти фазы трансгрессии совпадают с потеплениями, тогда как с разделяющими их похолоданиями связываются признаки регрессии. Любопытно отметить, что похолодание около 44–45 тыс. л. н. фиксируется в толще тонко отсортированных слоистых харсоимских глин появлением крупных линз мореподобных суглинков, имеющих, очевидно, ледово-морское (айсберговое) происхождение (Последнее оледенение..., 1977).

Обобщая все изложенное, В.И. Гудина (1976) сопоставила харсоимский с нижнекаргинским и канинским, а щучьинский с малохетским комплексом. Геологический возраст морских осадков по раковинам морских моллюсков определялся методом ЭПР в Кёльнском университете Германии (Linke et al., 1985; Katzenberger, Grun, 1986). На Таймыре, в долине р. Посадочная, ЭПР-возраст морских слоев с раннекаргинским комплексом (коллекция раковин И.М. Тобацкого) соответствует 72,3 (основание) и 49,6 тыс. лет (кровля). На п-ове Канин слои с канинским комплексом датированы (образцы представлены В.С. Зархидзе) в 54,7 и 51,3, а также 47,7 и 46,5 тыс. лет; на о-ве Октябрьской Революции – в 52 и на о-ве Вайгач – от 53,3 до 21,6 тыс. лет (эта, как и даты с о-ва Котельный в 32–34 тыс. лет либо занижены, либо свидетельствуют о поздне-

каргинском возрасте). Средний возраст морских слоев 52,27, их нижней границы – 56,72 и верхней – 47,83 тыс. лет. Почти одновременно по раковинам из нижнекаргинских слоев с о-ва Октябрьской Революции были получены определения возраста ЭПР-методом в Таллинском геологическом институте (Эстония). В одном обнажении даты равны $56 \pm 4,2$ и $68 \pm 6,7$ тыс. лет, а по ^{14}C – $45,55 \pm 0,23$ тыс. лет (Молодьков и др., 1987). Средний ЭПР-возраст, отвечающий, вероятно, нижнему пределу – 61,4 тыс. лет, близок, как нам представляется, к результату, полученному в Кёльнском университете, как впрочем и верхний – 45,55 (по ^{14}C) и 47,83 (по ЭПР-методу). Он позволяет отнести морские слои к раннекаргинскому интервалу, а не к ранневислинским межстадиалам, как предлагает А.Н. Молодьков с соавторами (1992), исходя исключительно из радиометрических определений. Стратиграфическая позиция каргинского межстадиала (см. рис. 32) по геологическому положению в разрезе, биостратиграфическим и радиометрическим данным близко соответствует среднему валдаю (Арсланов, 1992).

Стратиграфическим эквивалентом морских нижнекаргинских отложений (=харсоимских) являются золотомысские аллювиальные слои с линзами торфа, радиоуглерод-

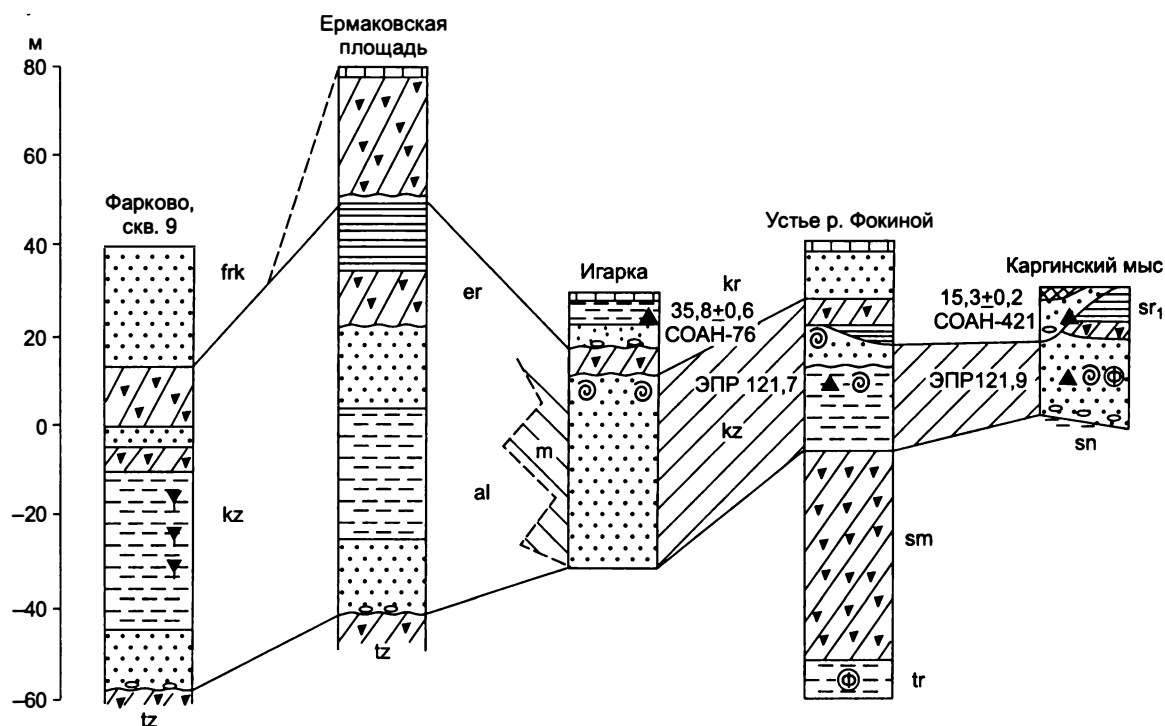


Рис. 43. Корреляция морских и аллювиальных казанцевских отложений.

Усл. обозн. см. рис. 34, 35, 37, 38, 42.

ный возраст которого находится в интервале от 38–40 до 45 тыс. лет и более (Последнее оледенение..., 1977). Аллювий достаточно отчетливо прослеживается вдоль долины Нижней Оби. Его аналогами на Средней Оби и Иртыше являются среднеобские и бугинские слои (Архипов и др., 1973а; Палеогеография..., 1980; Кривоногов, 1988).

Позднекаргинские морские отложения очень редко сохранились в зоне сартанского оледенения и обнаружены только в бассейне Мессояхи на Гыдане (Левчук, 1984). Их аллювиальные аналоги установлены вдоль южного побережья Обской губы поверх харсоимских глин. Аллювий перекрыт ледниковыми образованиями максимальной салехардской стадии сартанского оледенения и, вероятно, местами находится в гляциодислокациях. На Нижней и Средней Оби, на Иртыше, синхронные верхнелобановские и загвоздинские аллювиальные слои (Палеогеография..., 1980; Кривоногов, 1988) залегают в цоколе подпрудно-ледниковой озерной уртамской (=липовской) террасы и врезаны в подстилающие нижнекаргинские отложения. В долинах южной периферии Западно-Сибирской равнины эти же аллювиальные осадки распространены в цоколе сартанских террас и датированы по ^{14}C в 23–28(30) тыс. лет.

Итак, хроностратиграфические оценки возраста морских горизонтов удовлетворительно совпадают с возрастом их континентальных аналогов, что свидетельствует о корректности корреляций морских и континентальных отложений, складывавшихся в течение последнего десятилетия.

Стратиграфия и корреляция средне-позднеоплейстоценовых ледниковых отложений

Весь ледниковый рельеф области покровных оледенений севера Сибири принадлежит средне-позднеоплейстоценовым бахтинскому и зырянскому оледенениям. Он отчетливо различается по степени сохранности и пространственному размещению краевых зон (Четвертичные оледенения..., 1987). В геоморфологическом отношении эти критерии являются наиболее общими и важными. Они хорошо коррелируют со стратиграфическими и геохронологическими данными.

Степень сохранности ледникового рельефа отчетливо различна для зырянского и бахтинского оледенений. Ледниковые формы раннего, тем более позднезырянского, возраста имеют “свежий” вид, хорошую сохранность и контрастность очертаний, а также отличаются наибольшим разнообразием. Среди них без особого труда можно найти весь ансамбль ледниково-аккумулятивных форм: конечно-моренные гряды, моренные холмы, гляциодепрессии, камы, озы, озерно-ледниковые равнины, зандры, ложбины стока (Сухорукова, 1991).

Среднеоплейстоценовый тазовский, и особенно самаровский, рельеф сильно переработан денудационными процессами, размыв и сnivelирован. С поверхности он прикрыт плащом покровных образований, который затрудняет диагностику различных ледниковых форм, делает их внешне сходными между собой. Их первичные геометрические очертания обычно утеряны, а геологическое строение нередко нарушено денудацией. Полые формы в еще большей степени изменили свой первозданный вид; с трудом выделяются гляциодепрессии, а котловинно- и ложбинно-озерные ландшафты, по-видимому, исчезли.

Различия в сохранности мезоформ, естественно, нашли отражение и в резких ландшафтных изменениях. Ландшафты поздне- и раннезырянских оледенений представлены аккумулятивными холмисто-грядовыми, холмисто-западинными, сильно заозерненными равнинами. Ледниковый аккумулятивный рельеф распространен здесь по всему полю бывшего растекания ледников как на его приподнятых, так и опущенных участках. Самаровские и тазовские ледниковые равнины занимают в современном рельефе преимущественно возвышенные участки и в отличие от зырянских имеют как аккумулятивное, так и аккумулятивно-денудационное происхождение. В депрессивных понижениях ледниковый рельеф самаровского и тазовского времени либо размыв, либо погребен под плащом молодых осадков.

Пространственное размещение краевых зон дает второй важный критерий для разграничения поздне-среднеоплейстоценовых оледенений (рис. 44). Краевые зоны образуют ряд субширотно вытянутых поясов, пересекающих Западно-Сибирскую равнину с запада на восток, от Уральских гор до Енисея, и Среднесибирское плоскогорье в севе-

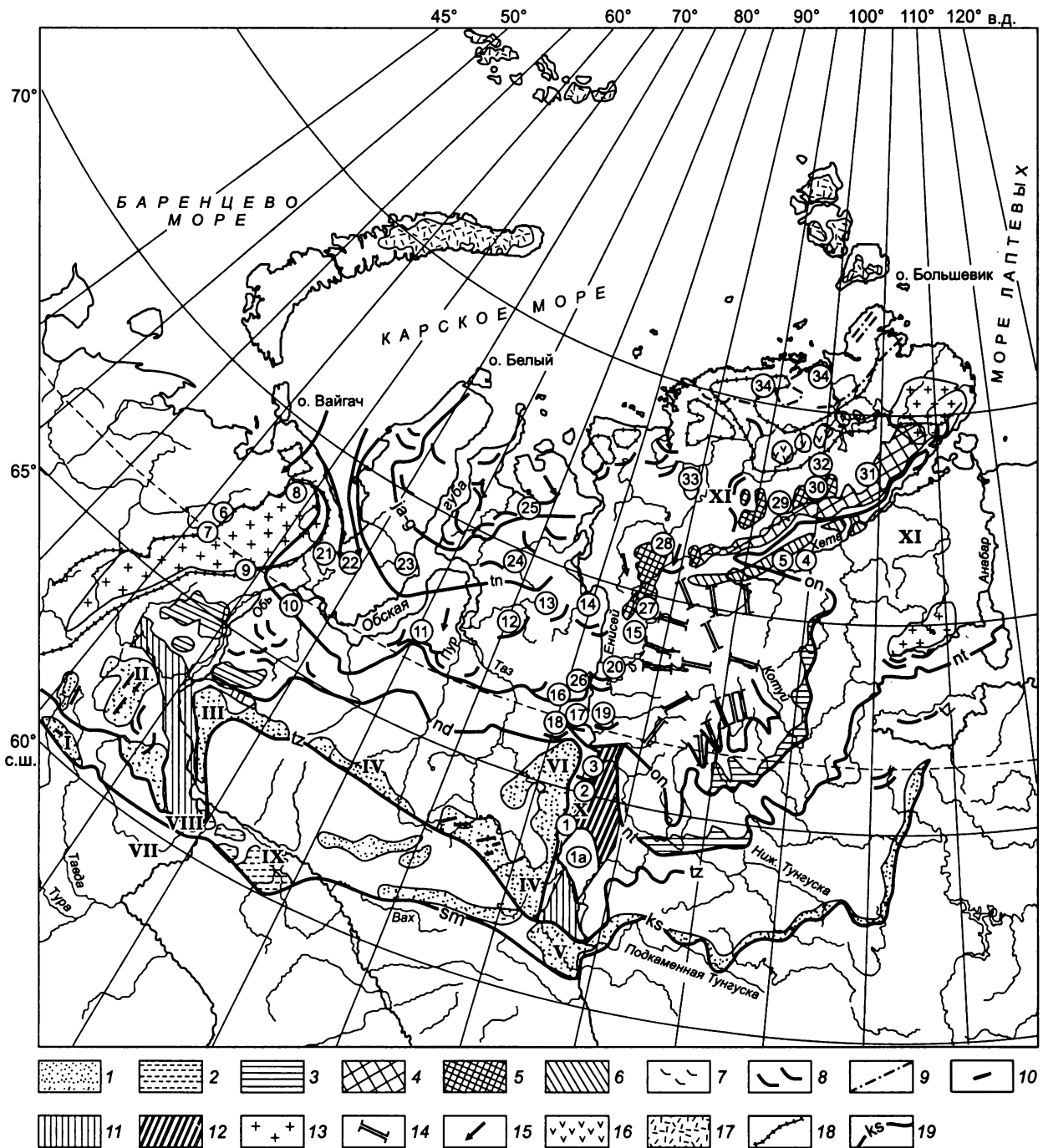


Рис. 44. Краевые зоны древних материковых оледенений на севере Западной и Средней Сибири (по С.А. Архипову, Л.Л. Исаевой (Четвертичные оледенения..., 1987)):

1 – холмисто-волнистый, пологий холмисто-грядовый переработанный денудацией рельеф среднеплейстоценовых оледенений; 2 – поля основных самаровских морен под чехлом молодых осадков; ледниковый рельеф позднеплейстоценовых оледенений; 3 – холмистый, холмисто-грядовый, холмисто-западинный, заозеренный; 4 – сложные напорно-насыпные образования на гляциоантиклинальном основании; 5 – межпластные и межъязыковые массивы; 6 – гряды трещинно-камового происхождения; 7 – напорные и насыпные гряды; 8 – грядово-линейный рельеф; 9 – краевые постройки на севере Таймырского полуострова; 10 – местоположение гигантских отторженцев третичных и юрских пород (Самарово, Большой Юган) в среднеплейстоценовых моренах; 11 – крупнейшие системы ложбин ледникового выпахивания и размыва: Енисей-Елогуйские и Обь-Казым-Северососьвинские; 12 – поля друмлинового рельефа; 13 – площади, занятые в позднезырянское (сартанское) время горно-долинным и сетчатым оледенением; 14 – трог и троговые долины на плато Путорана, в том числе занятые озерами; 15 – направления движения позднезырянских ледников; 16 – участки гор Бырранга без четких следов экзарации; 17 – современные ледники на Арктических

островах; 18 – контуры гор Урала, Бырранга; 19 – краевые пояса: sm(ks) – самаровский (кислоканский), tz – тазовский, nd (nt) – надымский, раннезырянский (нижнетунгусский, муруктинский); op – максимальный позднезырянский (онекский), tp – танамский, ja-g – ямало-гыданский. I–XI – ледниковые лопасти: I – Лозьво-Пелымская, II – Кондо-Люлинворская, III – Белогорская, IV – Сибирские Увалы, V – Келлог-Теульчесская, VI – Лобовой “материк”. Низменности: VII – Кондинская, VIII – Нижнеиртышская, IX – Среднеобская, X – Енисейская, XI – Северо-Сибирская. Краевые комплексы (цифры в кружках): 1 – Елогуйский, 1a – Бахтинский, 2 – Костино, 3 – “Толстый Нос”, 4 – Урдахский, 5 – Сампесинский, 6 – Роговский, 7 – Лемвинский, 8 – Верхнекарский, 9 – Собский, 10 – Салехардский, 11 – Хадуттейские гряды, 12 – Ольховый хребет, 13 – Большехетская гряда, 14 – Малохетский, 15 – Потаповский, 16 – Верхнетуруханский, 17 – Хектама, 18 – Среднетуруханский, 19 – Денежкино (Ангутиха), 20 – Игарский (Рубча), 21 – Сопкей, 22 – Глиняный пояс, 23 – Песчаный пояс, 24 – Верхнетанамский, 25 – Гыданская гряда, 26 – Ньяпанский, 27 – Ньяпанская гряда, 28 – Джангодская гряда, 29 – Сынтабульский, 30 – Северо-Кокорский, 31 – Байкуранерский, 32 – Верхнетаймырский, 33 – Мокоритские гряды, 34 – Северо-Таймырский.

ро-восточном направлении до бассейна р. Оленек, огибая с востока Путоранское плато и Анабарское плоскогорье.

Пояса конечно-моренных образований самаровского и тазовского оледенений закартированы и прослежены как в Западной, так и в Средней Сибири. Однако сделано это лишь в первом приближении. Точное разграничение их и выделение в некоторых районах до сих пор остается до конца нерешенным.

В пределах Западно-Сибирской равнины самаровский краевой пояс занимает наиболее южное положение в полосе примерно между 59 и 61° с.ш., образуя околосиротную, несколько выпуклую к югу гигантскую дугу, как бы опирающуюся на западе, в Зауралье, на высокое Лозьво-Пелымское междуречье, а на востоке на Келлог-Теульчесскую возвышенность, опускаясь выпуклой частью в пределы Кондинской, Нижнеиртышской и Среднеобской низменностей. Аккумулятивно-ледниковый холмистый рельеф сохранился только на отмеченных возвышенностях. В пределах низменностей встречаются лишь небольшие останцовые возвышенности, сложенные напорными моренами с гигантскими отторженцами третичных и юрских пород.

Край самаровского ледника фиксируется водораздельными грядами, полосами и цепочками моренных и камовых холмов, к промаксимальным склонам которых примыкают наклонные, ориентированные от ледника зандровые равнины. В депрессиях конечно-моренные ансамбли нередко контактируют с подпрудно-озерными образованиями, проникающими в ряде случаев в краевую зону.

Тазовский краевой пояс располагается в целом севернее самаровского, в полосе между 60 и 63° с.ш. Его граница протягивается от Урала до Енисея соответственно по южному краю Кондо-Люлинворской, восточной

окраине Белогорской, северной окраине Келлог-Теульчесской возвышенности и Сибирским Увалам. Кроме того, в долине Оби намечается крупная лопасть, возможно, типа выводного ледника, проникающая далеко на юг (до устья Иртыша, Самарово) в самаровскую зону. Первичный ледниковый тазовский рельеф в значительной мере переработан денудационными процессами. Он представляет собой чередование крупных холмов, гряд, ложбин и котловин. Генезис названных ледниковых форм детально не изучен. Здесь могут быть как краевые морены, так и образования мертвого льда. Характерно, что повышенный холмисто-увалистый край ледниковой тазовской области (как и самаровской) опоясан пологими зандровыми песчаными шлейфами.

С раннезырянским (ермаковским) оледенением в пределах Западно-Сибирской равнины В.И. Астахов (1977) связывает надымский широтный пояс краевых образований, располагающийся севернее Сибирских Увалов (около 65° с.ш.). На западе, в Зауралье, пояс хорошо выделяется по системе моренных гряд северо-западного простирания; в центральных районах равнины – в бассейнах Надыма и Хетты – по широтным грядам; на междуречье Пура и Таза – по фестонам параллельных гряд, обнаруженным на космических снимках. По долинам Оби, и особенно Енисея, вырисовываются крупные лопасти выводных ледников, проникавших к югу в тазовскую краевую зону в обоих случаях до 62° с.ш. (см. рис. 44). В Приобье ледники оставили относительно “свежий” холмисто-аккумулятивный рельеф и кормужиханскую морену по северной и северо-западной окраинам Белогорской возвышенности, а также фрагментарные краевые постройки вдоль восточного склона Кондо-Люлинворской воз-

вышенности. В Енисейской депрессии раннезырянские ледники, по-видимому, полностью разрушили тазовский краевой пояс, который, вероятно, пересекал эту депрессию у ее южной окраины (около 62–61° с.ш.), по долине Елогуя и уходил в пределы Среднесибирского плоскогорья по левобережной части бассейна р. Бахта. Граница раннезырянской лопасти как будто пересекает долину Елогуя и фиксируется конечно-моренным, так называемым Елогуйским валом (цепочкой холмов и гряд), окаймляющим депрессию вдоль ее западного сочленения с междуречной Енисей-Тазовской возвышенностью (Лобовым “материком”). В пределах последней развит холмистый сильно сnivelированный среднелепистоценовый моренный рельеф. Продолжением вала некоторые исследователи считают полосу расчлененного холмистого рельефа по северо-восточной окраине Келлог-Теульческой возвышенности. Не исключая этого варианта, отметим, что в пределах названной возвышенности развит, несомненно, ледниковый рельеф среднелепистоценового возраста. По-видимому, повышенная расчлененность рельефа в полосе сочленения с Енисейской депрессией имеет эрозионную, вторичную природу. Тем более что на правобережье Енисея “свежий”, хорошо сохранившийся холмистый, холмисто-грядовый и холмисто-западный рельефы проявляются значительно севернее Бахты (Сухорукоа и др., 1991). Первые фрагментарные краевые(?) постройки можно отметить у д. Черноостровская (около 63° с.ш.). Однако поле повсеместного развития отмеченного ледникового рельефа располагается лишь на междуречье Сухой и Нижней Тунгуски. В том же районе у д. Костино (около 63° с.ш.) Енисейская депрессия пересекается несколькими крупными напорно(?)–насыпными грядами северо-западного простирания (например, “Толстый Нос” на р. Нижняя Бахта), которые перекрыты на их вершинах и по склонам озерными осадками поздне-(средне?)зырянского возраста. Вполне вероятно, что эти гряды и являются связующим звеном между надымским краевым поясом на Западно-Сибирской равнине и нижнетунгусским – в пределах Среднесибирского плоскогорья. Что же касается Елогуйского вала, то он, скорее всего, оставлен лопастью выводного тазовского ледника.

Нижнетунгусская краевая зона трассируется по левобережью Нижней Тунгуски и,

пересекая ее примерно на меридиане 96° в.д., переходит на ее правобережье, где поворачивает на северо-восток, огибая плато Путорана и Анабарский массив, постепенно теряется в бассейне Оленека. Одновозрастные краевые постройки выделяются у северо-восточного фаса Путоранского плато, на всем левобережье р. Хета и на ее междуречье с Дутьинтой и Большой Балахней. Самыми крупными являются Урдахская и Сампесинская гряды напорно-выжимного и трещинно-камового генезиса. На всем протяжении пояс краевых образований характеризуется хорошей сохранностью ледниковых форм. По его дистальному краю почти непрерывно протягиваются два–три конечно-моренных вала, а с проксимальной стороны расположены поля холмистого рельефа, с крутосклонными термокарстовыми понижениями, ряд которых занят озерами (Исаева и др., 1976, 1981, 1986; Исаева, 1983; Четвертичные оледенения..., 1987).

Геоморфологические критерии разграничения краевых зон подкрепляются стратиграфическими данными. Установлено, что на Енисейском и Обском Севере Западной Сибири самаровская морена лежит поверх морских слоев с обским (туруханским) комплексом фораминифер, а тазовская – перекрывается морскими казанцевскими отложениями. Между собой морены разделяются либо морскими салемальскими (санчуговскими), либо континентальными ширтинскими слоями (Архипов, 1971; Гудина, 1976; Последнее оледенение..., 1977).

В пределах Среднесибирского плоскогорья продолжением самаровской зоны является кислоканский краевой пояс. Начиная на Енисее, вблизи устья Подкаменной Тунгуски, пояс прослеживается далее на северо-восток, пересекает долину Нижней Тунгуски и постепенно теряется в бассейнах Верхнего Вилюя и Оленека. На всем протяжении он характеризуется пологоволнистым рельефом, развитым на ледниковых отложениях, местами повышенной мощности (Исаева и др., 1976, 1981).

Севернее кислоканских краевых образований в центральной и северо-восточной частях плоскогорья долин (Арга-Сале, Мойеро, Верхнего Вилюя и Оленека), а также на западе, на правобережье Енисея, в бассейне р. Бахта, сохранились обрывки конечно-моренных валов, близких по степени сохранности к кислоканским, но существенно более

разрушенные по сравнению с более молодыми, расположенными севернее. Ранее они обособлялись в единый конечно-ледниковый пояс, который протягивался из долин рек Арга-Сале и Мойеро на Нижнюю Тунгуску (при впадении в нее рек Таймурка и Виви) и, отклоняясь далее на юго-запад, через бассейн Бахты, состыковывался на Енисее, по северо-восточной окраине Келлог-Теульчесской возвышенности с тазовской краевой зоной (Исаева и др., 1976).

Стратиграфическим обоснованием послужили данные о распространении в Енисейской депрессии двух морен самаровского и тазовского возраста, а в долине Нижней Тунгуски, в зоне между позднеплейстоценовым и кислуканским краевыми поясами, — трех ледниковых горизонтов — тазовского (верхнего), самаровского и лебедского. Было установлено, что в Муруктинской впадине две среднеплейстоценовые морены разделены озерными слоями, охарактеризованными палиноспектрами межледникового типа, отражающими развитие таежной растительности. В них отмечена пыльца сосны, ели и пихты. Все эти, как и некоторые другие данные, послужили принципиальной основой для выделения в стратиграфической схеме неоплейстоцена Средней Сибири двух среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов, сопоставленных с самаровским и тазовским Западно-Сибирской шкалы (Исаева и др., 1976; Антропоген..., 1982; Зубаков, 1986).

Вместе с тем для Среднесибирского плоскогорья, где межледниковые отложения почти не сохранились и где по этой причине разделение ледниковых толщ, залегающих друг на друге, затруднительно, пока не разработаны критерии распознавания самаровской и тазовской морен. Они, как правило, картируются единой толщей, которую надо относить к бахтинскому надгоризонту. Однако нередко эту интегральную морену ошибочно считают только “самаровской”.

Нижнезырянский (ермаковский) горизонт включает морены — хошгортскую и кормужиханскую на Оби, ермаковскую на Енисее, муруктинскую в пределах Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности. Хошгортские и ермаковские ледниковые образования ложатся на морские казанцевские слои, а перекрывающие их озерные и аллювиальные осадки датированы по ^{14}C в 39–43 и > 45 тыс. лет (Кинд, 1974; Arkhipov, 1987).

Основание кормужиханской морены на Оби, в районе Белогорья, датировано ТЛ-методом в 100 ± 17 и 110 ± 27 тыс. лет (Ледниковая геология..., 1978). Кроме того, анализ космических снимков привел В.И. Астахова к выводу о том, что с надымским краевым поясом должны коррелировать подпрудно-озерные террасы высотой 85–105 м над уровнем моря. Озерные осадки в их пределах датированы в (70 ± 11) – (80 ± 13) тыс. лет (Палеогеография..., 1980). На Среднесибирском плоскогорье, в Муруктинской впадине, муруктинская морена ложится на озерные глины, которые охарактеризованы межледниковыми палиноспектрами и комплексами диатомей бореальных и южно-бореальных видов. Глины, в свою очередь, подстилаются среднеплейстоценовой (тазовской?) мореной. В долине Нижней Тунгуски из-под муруктинских ледниковых образований выступают древние аллювиальные слои, которые идентифицируются с казанцевским межледниковьем также по составу палиноспектров с большим процентным содержанием пыльцы ели и пихты. Наконец, в пределах Северо-Сибирской низменности установлено налегание этой морены на морской казанцевский горизонт (Урдахская и Сампесинская гряды). Из прислоненных к этим грядам озерных осадков получены серии радиоуглеродных дат от 24 до 42 тыс. лет (Антропоген..., 1982).

Геолого-геоморфологические критерии выделения сартанских ледниковых отложений

С позднезырянским (сартанским) оледенением связаны самые северные краевые постройки с прекрасной сохранностью ледниковых форм рельефа. Они группируются в три краевых пояса (Астахов, 1977; Палеогеография..., 1980). Южный, хадуттейский пояс, оставленный максимальной стадией, прослеживается между 66 и 67° с.ш., а два рецессионных — танамский и ямало-гыданский — севернее, между 67 и 71° с.ш. К хадуттейскому поясу принадлежат Салехардские Увалы (Салехардский опорный район), где конечно-ледниковые отложения подстилаются морскими харсоимскими (нижнекаргинскими) верхнекаргинскими аллювиальными слоями. Это позволяет датировать их максимальной стадией сартанского оледенения (23–18 тыс. лет). Два рецессионных пояса относятся ко второй половине сартанского века.

Хадуттейский пояс конечно-ледниковых построек начинается у восточного склона Полярного Урала, уверенно трассируется В.И. Астаховым по предгорным моренам Собского амфитеатра. За Уралом продолжением пояса являются Роговский, Лемвинский, Верхнекарский краевые комплексы, а восточнее, вдоль правобережья Оби – Салехардские Увалы (насыпные и напорные моренные образования) и на юге Тазовского полуострова – напорные Хадуттейские гряды. Далее пояс может протягиваться либо через Ольховский “хребет” и Большехетскую гряду на соединение с Джангодской и Синтабульской конечно-моренными постройками в пределах Северо-Сибирской низменности, либо приводится южнее, с выходом на Енисей в районе конечно-моренных гряд озер Налимье и Маковское, Денежкино и Ангутиха. Из-под морен максимальной стадии имеются радиоуглеродные даты в 25–26 тыс. лет на Оби и около 35–37 тыс. лет на Енисее (Троицкий, 1967; Кинд, 1974; Четвертичные оледенения..., 1987).

Танамский пояс начинается около Урала системой гряд Сопкей, Глиняным и Песчаным “поясами” на Ямале и продолжается напорными грядами на р. Танама, в пределах Гыдана. Вероятно, он не древнее 15–16 тыс. лет. Следующая Ямало-Гыданская краевая зона протягивается с Ямала (оз. Нейто) через Гыданскую гряду далее на восток, возможно, на соединение с Мокоритскими грядами у отрогов Западного Бырранга (см. рис. 44). По мнению В.И. Астахова, она может быть аналогом лужской стадии скандинавского оледенения (Палеогеография..., 1980).

Из пределов Западно-Сибирской равнины краевой позднезырянский (сартанский) пояс заходит, пересекая долину Енисея (см. выше), в пределы Среднесибирского плоскогорья. Здесь он назван онекским, который сначала прослеживается по правобережью Нижней Тунгуски, а затем, огибая с юга, востока и северо-востока плато Путорана, выходит в верховьях Хеты на Северо-Сибирскую низменность. Ближе к центру плато располагаются мундуйский и агатский конечно-моренные пояса. Их аналогами на северо-западном склоне плато являются гряда Ньяпан и в троговых долинах – норильские конечные морены. Из озерно-ледниковых отложений в долине Норилки известна радиоуглеродная дата $19,9 \pm 0,5$ тыс. лет (Кинд, 1974; Исаева и др., 1976).

Вокруг Анабарского плато отчетливо выделяются пояс сартанских конечных морен и единичные обрывки маргинальных валов в долинах и центральной части плоскогорья.

В пределах Северо-Сибирской низменности современный вид рельефа полностью создан зырянскими, особенно позднезырянскими (сартанскими), ледниками, оставившими после себя водораздельные гряды, разделенные обширными вытянутыми или округлыми низменными гляциодепрессиями. Сартанскими ледниками создана Джангодская, Синтабульская, Байкуранерская и Верхнетаймырская система гряд преимущественно напорно-насыпного генезиса. Из-под ледниковых отложений этих гряд имеется серия радиоуглеродных дат от 28 до 44 тыс. лет. Три первые гряды наиболее выдвинуты на низменность и образуют дугообразную изгибающуюся полосу краевых ансамблей с единым простираением с юго-запада на северо-восток. Вторая, Верхнетаймырская, рецессионная зона располагается ближе к горам Бырранга. Возможно, что к ней следует относить и Мокоритские гряды Западного Бырранга. Наконец, у подножий гор сохранились краевые моренные постройки быррангской стадии. Ее можно было бы считать заключительной, однако, севернее Быррангских гор, вдоль побережья Карского моря, фиксируется еще одна – Северо-Таймырская краевая гряда, возраст которой пока не установлен.

Итак, широкое применение информации из космоса в сочетании с геологическими исследованиями радиоуглеродным методом позволило установить существование широтно-ориентированных поясов конечно-ледниковых образований, пересекающих Западно-Сибирскую равнину от Урала до низовьев Енисея. Впервые на широтную, а не меридиональную, ориентацию конечно-ледниковых зырянских поясов обратил внимание В.И. Астахов (1976, 1977). Повсеместное оледенение севера Западной Сибири подтверждается существованием обширных подпрудных озер во внутренних районах равнины (Волков и др., 1978; Гончаров, 1991), а также следами стока подпрудных вод через Тургайскую ложбину на юго-запад, в сторону Арало-Каспия (Астахов, Гросвальд, 1978; Палеогеография..., 1980). Важно отметить, что широтная ориентация всех сохранившихся краевых ледниковых поясов свидетельствует о движении ледников не только из традици-

онных центров растекания, какими считаются Северный Урал, горы Бырранга, плато Путорана, но и с севера, со стороны Карского шельфа.

Подводя итог, выделим, что, в хроностратиграфической шкале неоплейстоцена северной половины Западно-Сибирской равнины насчитывается девять морен и пять морских горизонтов, которые принадлежат палеомагнитной эпохе Брюнес. Древнейшая мансийская морена, как располагающаяся чуть выше Брюнес/Матуяма, вероятно, должна коррелировать с 18 изотопно-кислородной стадией, а казанцевская трансгрессия, как надежный аналог зема, – с подстадией 5е.

Радиометрическое датирование однозначно подтвердило разновозрастность морских горизонтов. Следовательно, связанные с ними тильтимский (=болгохтохский), обский (=туруханский), салемальский (=санчуговский), казанцевский и нижекаргинский комплексы фораминифер соответствуют разным биостратиграфическим уровням.

Вышесказанное свидетельствует о достаточно высокой корректности инфраструктуры Западно-Сибирской региональной схемы, основанной на чередовании ледниковых и межледниковых горизонтов, а для северной половины Западно-Сибирской равнины – на переслаивании морских и синхронных аллювиальных свит с ледниковыми толщами.

Стратиграфия и корреляция лессово-почвенных отложений

Лессово-почвенная последовательность изучена в разрезе субаэральной краснодубровской свиты (=серии), охватывающей весь так называемый неоплейстоцен (см. рис. 21, район 2). В подстилающей эоплейстоценовой кочковской свите также содержатся погребенные почвы, из которых достаточно детально изучена лишь самая верхняя, названная В.С. Зыкиной евсинской. Более древние почвы, встречающиеся в разрезе кочковской свиты, остаются не изученными.

Стратотип евсинского педокомплекса (ПК) был описан В.С. Зыкиной в Мраморном карьере, расположенном близ Искитима, около пос. Шипуново (Волков, Зыкина, 1977). Карьером вскрыт древний водораздел, сложенный мраморовидными известняками и осадками предположительно кочковской свиты, в которые врезана палеодолина р. Бердь (правый приток Оби).

Педокомплекс сохранился в пределах водораздела, где он состоит из двух почв, развитых на кочковских делювиально-озерных суглинках (тальменские слои), которые, в свою очередь, лежат на элювиальных образованиях: пестроцветных красных глинах, обогащенных щебенкой, постепенно замещающихся вниз по разрезу мраморовидными известняками. Палеодолина Берди, срезающая водораздельные образования, заполнена русловым песчано-галечниковым аллювием и пойменными (озерными) суглинками. В свою очередь, водораздельные и древнеаллювиальные отложения перекрываются покровными суглинками, которые венчаются тремя погребенными почвами. Они были выделены соответственно в салаирские покровные суглинки и шипуновский ПК (Волков, Зыкина, 1977). Таким образом, салаирские суглинки залегают на евсинской палеопочве с перерывом, на который приходится, по крайней мере, интервал накопления древнебердского аллювия, возраст которого точно не установлен.

В аллювиальных песках и суглинках содержится малакофауна, состоящая, по заключению В.С. Зыкина, из ныне живущих видов. Единственный экземпляр *Armiger cf. annandalei* (Germ.) является эндемиком и холодоустойчивым видом. В Западной Сибири современный вид малакофауна приобрела в конце позднего плиоцена, в иртышское (2,5–1,6 млн лет) время, которое коррелирует В.С. Зыкин (1991) с похолоданием в претиглии в Северо-Западной Европе (Zagwijn, 1974). Однако дозоплейстоценовый возраст аллювия мало вероятен, так как он врезан в кочковскую (тальменские слои) свиту. Поэтому древнебердский аллювий вряд ли может быть древнее конца эоплейстоцена – начала раннего неоплейстоцена. В перекрывающих салаирских суглинках были найдены остатки (обломок фаланги) древней лошади, которые, по заключению И.В. Фороновой, были предварительно определены как принадлежащие переходной форме от *Equus stenonis* к *E. caballus*. На этом основании И.А. Волков датировал салаирские суглинки гюнцем (концом эоплейстоцена). В последующих исследованиях И.В. Форонова (1990) уточнила филогению древних лошадей в Кузбассе. Эти находки представляются ей малозначительными, а их возраст неопределенным (устное сообщение). Таким образом, древние аллювиальные от-

ложения р. Бердь, перекрывающие салаирские суглинки и шипуновский ПК, попадают в стратиграфический интервал, предположительно пограничный между эо- и неоплейстоценом, который до сих пор остается слабо изученным.

Это осложняет интерпретацию палеомагнитной записи. Согласно последней, евсинский ПК и подстилающие кочковские (талменские) глины намагничены обратно, а вся вышележащая толща, начиная с салаирского суглинка, относится к прямой палеомагнитной зоне. Граница между ними была принята в качестве палеомагнитного рубежа Брюнес/Матуяма (Поспелова, Гнибиденко, 1982), что нельзя считать надежно установленным из-за фрагментарности геологической колонки, разорванной под салаирским покровом и вдоль кровли шипуновского ПК, перекрытого лесово-почвенной толщей позднеплейстоценового возраста. Эти перерывы охватывают большую часть раннего и среднего неоплейстоцена и, возможно, часть эоплейстоцена. Следовательно, в палеомагнитной записи отсутствует как нижняя половина ортозоны Брюнес, так, вероятно, и верхи ортозоны Матуяма.

Итак, евсинский ПК в стратотипе – в Мраморном карьере – располагается в верхах кочковской свиты, в ортозоне Матуяма и имеет эоплейстоценовый возраст.

Неоплейстоценовая последовательность палеопочв и лесовых покровов принадлежит краснодубровской свите, наиболее широко распространенной в пределах Приобского плато (см. рис. 21, район 2). Первоначально лесово-почвенный разрез был детально расчленен в верхней позднеплейстоценовой части свиты. Были выделены (сверху вниз) суминский ($14,2 \pm 0,15$ тыс. лет), исцитимский (24–33 тыс. лет) и бердский ПК, разделенные лесовыми покровами (Зыкина и др., 1981; Волков, Зыкина, 1982; Зыкина, 1986). Бердский ПК оказался сопряженным с палеомагнитным эпизодом Блейк, а нижняя палеопочва – с климатическим оптимумом казанцевского межледниковья, датированная в среднем около 130 ± 25 тыс. лет (Архипов и др., 1995). В результате нижебердская палеопочва стала важным стратиграфическим и корреляционным уровнем в верхней части субэаральной краснодубровской свиты.

Наращивание лесово-почвенной последовательности (вниз по стратиграфической

шкале) было осуществлено В.С. Зыкиной в обрывах Приобского плато на левом берегу Оби, около д. Белово. В этом наиболее полном почти 100-метровом разрезе краснодубровской свиты ниже бердского ПК были выделены среднеплейстоценовые – койнинский, чарыщский и шипуновский ПК, охарактеризованные териофауной, возраст которой определен А.А. Круковым (1992) в интервале среднего и позднего неоплейстоцена. Стратиграфически ниже следуют нижнеплейстоценовые шадрихинский, беловский и евсинский ПК, попадающие в зону вяткинской териофауны (Зыкина, Ким, 1989; Волков, Зыкина, 1991; Круков, 1992).

Таким образом, В.С. Зыкина идентифицировала евсинские палеопочвы Белово и Мраморного карьера. В результате была существенно изменена стратиграфическая лесово-почвенная последовательность (Волков, Зыкина, 1977, 1991). Евсинский ПК был выведен из состава кочковской свиты и перемещен стратиграфически выше, в краснодубровскую свиту. Шипуновский ПК, ранее отнесенный И.А. Волковым к гюнц-минделю (основанию нижнего неоплейстоцена), омоложен до миндель-рисса (тобольского горизонта нижнего неоплейстоцена), а принадлежавший ранее этому межледниковью койнинский ПК оказался в составе тазовского ледникового горизонта вместе с чулымскими и сузунскими лессами. В схеме 1975 г. эти лессовые покровы относились соответственно к шайтанскому (миндель) и самаровскому (рисс) ледниковьям, а самыми древними (верхнеэоплейстоценовыми) считались салаирские покровные суглинки. Хотя в работе И.А. Волкова, В.С. Зыкиной (1991) они омоложены до нижнего неоплейстоцена, а лессовые суглинки, подстилающие евсинскую палеопочву в Беловском разрезе, оказались незамеченными и невыделенными.

Рассмотренная модификация стратиграфической лесово-почвенной последовательности, достаточно естественная при многолетних исследованиях, была сделана, тем не менее, без доказательств. Единственным объяснением стала попытка сопоставления лесово-почвенной последовательности с изотопно-кислородной шкалой Мирового океана (Волков, 1983). В связи с изложенным, доизучение Беловского опорного разреза позволяет внести существенные коррективы. Так, в этом разрезе палеопочва, которую

В.С. Зыкина сочла евсинской, подстилается лессовидными суглинками и аллювиальными песками, залегающими на кочковских глинах (рис. 45). Следовательно, почва принадлежит краснодубровской свите. В Мраморном карьере почва развита по кочковским (тальменским) глинам. Далее в палеомагнитных записях по разрезам балки Благодатная и обнажению Вяткино–Белово, по данным З.Н. Гнибиденко, смена знака палеомагнитного поля (с современного положительного на обратный отрицательный) устанавливается под песками вдоль кровли кочковской свиты, а не внутри евсинского педокомплекса (Волков, Зыкина, 1991). Наконец, уточненное положение границы Брюнес/Матуяма согласуется с ТЛ-датой в 650 ± 80 тыс. лет и находками в кротовинах палеопочвы остатков териофауны вяткинского комплекса (Круковер, 1992).

Различное положение евсинской (по В.С. Зыкиной) палеопочвы относительно границы Брюнес/Матуяма (в Мраморном карьере – ниже этого рубежа, а в Белово – выше) заставляет считать их разновозрастными. Поэтому было предложено палеопочву в верхах кочковской свиты именовать “первой евсинской”, а в низах краснодубровской – “второй евсинской” (Архипов и др., 1997). В.С. Зыкина сопоставляет эти палеопочвы по палеопедологическим признакам, считая их разновозрастными, и идентифицирует с евсинской Мраморного карьера. Различие палеомагнитных характеристик, геологической позиции и ТЛ-дат, по ее мнению, имеет менее существенное значение. Она полагает, что евсинский ПК находится в зоне с “неустойчивыми” палеомагнитными записями, а геологическое расчленение на краснодубровскую и кочковскую свиты очень условным.

Различное стратиграфическое положение первого и второго евсинского ПК позволяет предложить корреляцию двух опорных разрезов Приобского плато: Беловского и Вяткинского (см. рис. 45). Если в Белово краснодубровская свита представлена наиболее полной лессово-почвенной последовательностью, то в Вяткино разрез ее редуцирован и между ней и подстилающей кочковской свитой, кровля которой поднимается на 14–16 м над Обью, вклиниваются вяткинские слои (толща).

Кочковская свита, обнажающаяся в Белово, только на уровне бечевника, в Вят-

кинском разрезе представлена ерестнинской подсвитой (пачкой), сложенной серовато-синими алевритистыми глинами (у Белово они погружены под урез реки), на которых лежат серовато-коричневые, серовато-бурые глины (суглинки) “беловского” типа. У кровли (на высоте 11–13 м) в них прослеживается палеопочва, основание которой датировано по ТЛ-методу в 980 ± 100 тыс. лет, а гипсометрически ниже нее, на уровне тылового шва бечевника, в соседнем обнажении найдены остатки грызунов карай-дубинского типа (Круковер, 1992). Ерестнинские глины обратно намагничены, смена знака полярности установлена, по данным З.Н. Гнибиденко, над палеопочвой, как и в разрезе Мраморного карьера, что и позволяет отождествлять ее с первым евсинским ПК.

Поверх кочковских глин с размывом, явно выполняя депрессионное понижение в их кровле, залегают вяткинские слои (толща) с одноименным комплексом териофауны (Зажигин, 1980). В основании они сложены базальными грубозернистыми с гравием и мелкой галькой (окатыши глин) песками, а вверх по разрезу переходят сначала в косо-слоистые пески, а затем в переслаивание с алевритами (наилками) типа пойменной фации. Венчается аллювий 1,5–2-метровым слоем палево-желтого, серого лесса, на котором развита мощная (2,5–2,8 м) вяткинская палеопочва. По латерали гумусовые прослои замещаются, очевидно, болотными осадками с обильными остатками раковин пресноводной и наземной малакофауны и растительным детритом. Вяткинская палеопочва перекрыта 8–10-метровой пачкой озерных серых с синим или зеленоватым оттенками алевритистых глин, местами с четкой горизонтальной слоистостью и скоплениями раковин *Planorbis*, *Pisidium*, *Valvata* и др. Основание глин датировано по ТЛ 840 ± 90 тыс. лет. Поверх глин в стратотипе залегают 20–25-метровая толща молодых позднеплейстоценовых лессов.

Корреляция Беловского и Вяткинского разрезов не дает однозначного решения и в связи с этим можно предложить альтернативные варианты. По педологическим признакам В.С. Зыкина сопоставляла вяткинскую палеопочву с одной из трех: второй евсинской, беловской или шадрихинской. В конце концов она идентифицировала вяткинский с шадрихинским ПК (Архипов и др., 1997). Все

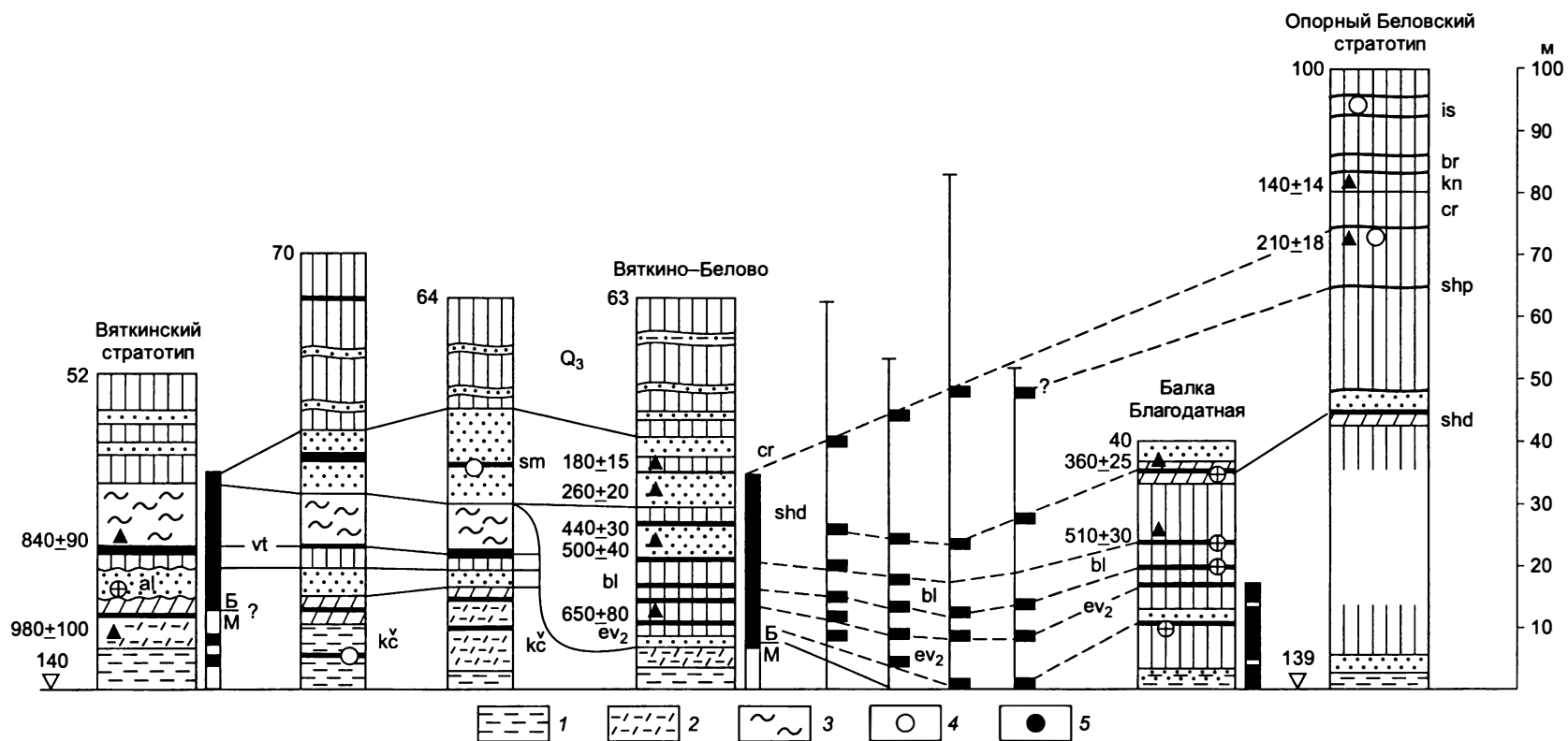


Рис. 45. Геологический разрез лессово-почвенной последовательности на профиле Вяткино-Белово:

1, 2 – глины: 1 – темно-серые, 2 – опесчаненные коричневато-серые; 3 – надвяткинские озерные алевриты с раковинами пресноводных и наземных моллюсков; 4 – раковины пресноводных моллюсков; 5 – растительные остатки. Педокомплексы: ev₁, ev₂ – первый и второй евсинские, vt – вяткинский; ml – малиновский; bl – беловский; shd – шадрихинский, shp – шипуновский; cr – чарышский; kn – койнихинский; br – бердский; is – искитимский; sm – суминский; прочие: кс – кочковская свита; eln – елунинская толща; brv – боровиковские эоловые пески и лессовидные суглинки. Ост. усл. обозн. см. рис. 34, 42.

педокомплексы оказались охарактеризованными фауной грызунов вяткинского комплекса. По А.А. Крукову (1992), к евсинскому и шадрихинскому ПК приурочена соответственно ранне- и поздневяткинская териофауна, а остатки грызунов из беловского ПК отвечают по эволюционному уровню типовому местонахождению в вяткинских аллювиальных песках (Зажигин, 1980). Кроме того, вяткинская и шадрихинская палеопочвы прослеживаются в береговых обрывах примерно на одном высотном уровне. Создается впечатление, что вяткинские аллювиальные пески вклиниваются между нижней и средней беловскими палеопочвами, фациально замещаясь по латерали средней и верхней беловскими почвами и разделяющими их лессовидными суглинками. Однако в разрезах такой переход не наблюдается. Более того, в этом варианте второй евсинский ПК, залегающий под беловским в основании краснодубровской свиты (Белово, балка Благодатная; см. рис. 45), сопоставляется В.С. Зыкиной с первым евсинским, прослеживаемым в кочковской свите, в которой в вяткинских разрезах содержится карай-дубинская териофауна (Архипов и др., 1997). Эта корреляция, вопреки сходству палеопедологических признаков, противоречит геологическому строению но, к сожалению, одно время основывалась на предварительном заключении А.А. Крукова о присутствии в евсинской палеопочве (в балке Благодатная) териофауны карай-дубинского типа (Волков, Зыкина, 1991). Это не подтвердилось, когда А.А. Круков (1992) уточнил состав териофауны и отнес ее к ранневяткинской.

По данным геологического прослеживания по многочисленным обнажениям левого берега Оби от балки Благодатная до Вяткинского обнажения напрашивается альтернативный вывод о выклинивании второго евсинско-беловского и шадрихинского ПК с включением их в состав вяткинской толщи.

К месту сочленения со стороны балки Благодатная (с севера) подходит "беловский" тип разреза – краснодубровская свита, в которой отчетливо прослеживаются все названные ПК, подстилающие лессами и песками, залегающими на глинах кочковской свиты. Палеомагнитная граница Брюнес/Матуяма проходит в основании песков, глины обратно намагничены и относятся к эпохе Матуяма. Из лессов над верхнебеловской почвой полу-

чены ТЛ-даты в 500 ± 40 и 510 ± 30 тыс. лет, а возраст лессов, разделяющих нижнебеловскую и евсинскую почвы, оказался равным 650 ± 80 тыс. лет. Как видно, палеомагнитные и радиометрические данные хорошо согласуются.

Со стороны Вяткино (с юга) к месту сочленения подтягивается разрез, отличающийся от Беловского по высоко поднятой кровле кочковских глин и по перекрывающим геологическим телам – вяткинским аллювиальным слоям, палеопочве и пачке озерных глин. И те и другие характерны только для Вяткинского стратотипа и выпадают из разреза в месте сочленения, срезаясь более молодой лессово-почвенной толщей. Последняя выполняет обширное неглубокое понижение, вероятно, речную долину, заложение которой произошло в послевяткинское время. Дно палеодолины, фиксированное песчаным аллювиальным горизонтом, находится на уровне уреза Оби, т. е. на 14–16 м ниже основания вяткинского аллювия.

Таким образом, вяткинский аллювий срезается евсинским, выполняющим более молодую палеодолину, располагающуюся на более низком гипсометрическом уровне. Евсинская палеодолина заполнена лессово-почвенной серией, отсутствующей в вяткинских разрезах, где ее место занимают вяткинская палеопочва и перекрывающие озерные глины (см. рис. 45), подтверждая стратиграфическое несогласие по латерали.

Обе палеодолины "запечатаны" толщей золотых песков, залегающих над шадрихинским ПК с ТЛ-возрастом от 440 ± 30 до 360 ± 25 тыс. лет и трансгрессивно (с перерывом) – на озерной пачке (ТЛ 840 ± 90 тыс. лет) вяткинской толщи. Основание песков датировано самаровским временем, по ТЛ в 260 ± 20 тыс. лет, а внутри песчаной толщи прослеживается своеобразная сильнопесчаная почва, выше которой получена ТЛ-дата в 180 ± 15 тыс. лет. Вероятно, ее следует корректировать с чарышской (в опорном Беловском обнажении), имеющей ТЛ-возраст 210 ± 18 тыс. лет и охарактеризованной териофауной средне-позднеоплейстоценового возраста (Круков, 1992). Судя по приведенной дате, она может идентифицироваться с внутрисамаровским-лягинским интерстадиалом. Следовательно, золотые пески могут рассматриваться как фациальные аналоги шибавского и чулымского покровов лессов

(Волков, Зыкина, 1991, 1993). В свою очередь, шибяевский (раннесамаровский) лесс подстилается шипуновским ПК позднеболотского возраста, так как располагается стратиграфически выше шадрихинского с раннеболотскими ТЛ-датами.

Геологическая корреляция также сталкивается с определенными трудностями. Судя по ТЛ-датам, вяткинские аллювий и палеопочва, как и перекрывающие озерные глины, должны находиться в ортозоне Матуяма. Однако палеомагнитные определения свидетельствуют, что эти породы намагничены по современному полю (см. рис. 45). Обратно намагничены только залегающие под песками кочковские суглинки и глины. Это противоречие, возможно, связано с перерывами в геологической летописи вдоль кровли вяткинских аллювиальных слоев, перекрывающих лессов, вяткинской палеопочвы, озерных осадков. Они могли исказить истинное положение границы Брюнес/Матуяма и привести к тому, что два последовательных прямонамагнитных интервала – ортозона Брюнес и эпизод Харамильо – оказались наложенными друг на друга. При таком допущении вяткинская толща располагается в верхах ортозоны Матуяма, очевидно, в субхроне Харамильо. Хотя это означает некоторое удревание вяткинской териофауны, нижняя возрастная граница которой, по аналогии с тираспольской, должна проходить выше эпизода Харамильо (Никифорова, Александрова, 1991). Оставляя эту проблему открытой, принимаем, что почвенно-лессовая последовательность Беловского разреза наращивается вяткинской толщей. Сводный разрез (снизу вверх) состоит из следующих ПК: первого евсинского (в верхах кочковской свиты), вяткинского (в составе одноименной толщи), второго евсинского, беловского и шадрихинского в нижней половине краснодубровской свиты.

Стратиграфический интервал краснодубровской свиты ниже второго евсинского ПК до кровли кочковской свиты наиболее полно представлен в обнажениях Приобского плато севернее Барнаула. В качестве опорного выделяется Малиновский яр, расположенный на левом берегу Оби, в 1 км выше д. Малиновка (рис. 46).

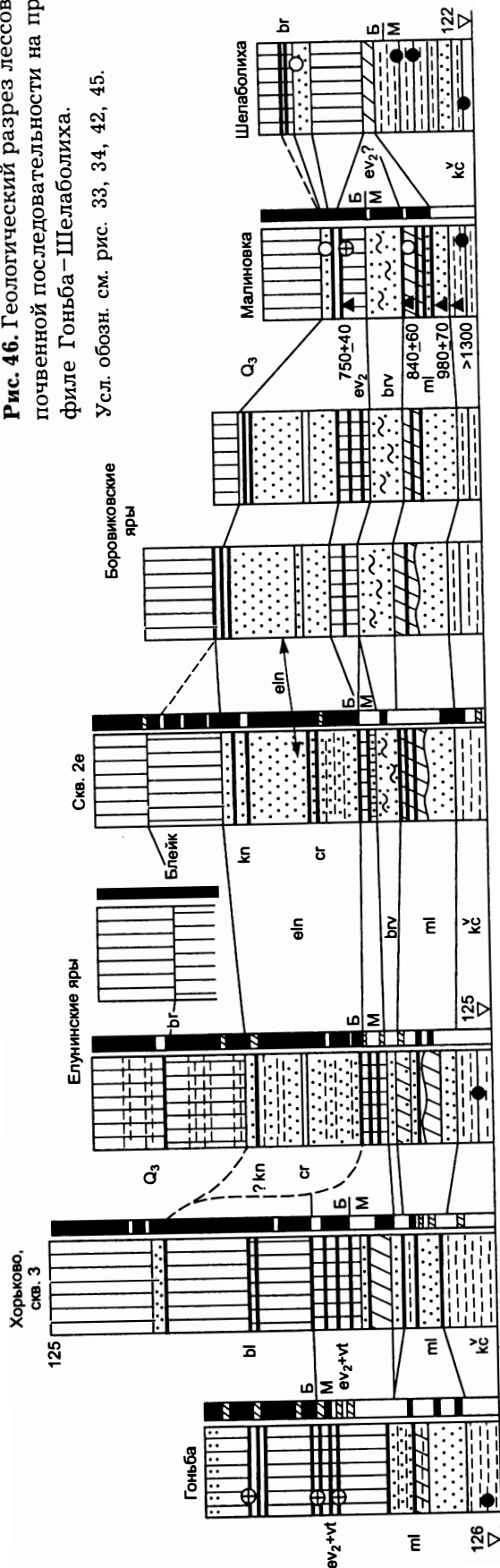
Второй евсинский ПК отчетливо идентифицируется с аналогичным Беловского разреза как по териофауне, ТЛ-датированию, так и по положению границы Брюнес/Мату-

яма. Педокомплекс развит на боровиковских золовых песках и супесях и состоит из двух палеопочв: нижней – луговой и верхней – лугово-черноземной, разделенных лессовидными суглинками, датированными по ТЛ в 750 ± 40 тыс. лет. Из верхней почвы изучены остатки грызунов вяткинского комплекса (Круковер, 1992), а под нижней, в кровле подстилающих боровиковских песков, проводится граница Брюнес/Матуяма (Архипов и др., 1997). Таким образом, второй ПК, как и в Белово, находится в ортозоне Брюнес.

Подстилающие отложения представлены малиновской толщей (см. раздел “Нижний неоплейстоцен”), сложенной пачкой боровиковских песков и супесей, малиновским ПК, состоящим из трех палеопочв, развитых на одноименных аллювиальных песчаных слоях, выстилающих палеодолину, врезанную в кочковскую свиту (см. рис. 46). Верхняя малиновская палеопочва охарактеризована териофауной карай-дубинского типа (Круковер, 1992), а ниже нее получена ТЛ-дата в 840 ± 60 тыс. лет. Малиновский аллювий датирован в 980 ± 80 тыс. лет, подстилающие кочковские глины имеют ТЛ-возраст >1300 млн лет, а палеопочвы в них содержат остатки грызунов раздольинского (верхнезоплейстоценового) комплекса. Палеомагнитная запись, подробно рассмотренная С.А. Архиповым с соавторами (1997), позволяет отнести малиновскую толщу и подстилающую кочковскую свиту к ортозоне Матуяма, а интервал положительного палеомагнетизма внутри последней, в который попадают часть боровиковской пачки и две верхние малиновские палеопочвы, сопоставить с эпизодом Харамильо.

Соответственно, нижняя малиновская почва и одноименный аллювий находятся стратиграфически ниже названного палеомагнитного эпизода. Малиновский разрез служит опорным для геологической корреляции обнажений Приобского плато на профиле Шелаболиха–Гоньба (см. рис. 46) и для решения ряда стратиграфических проблем. В частности, трассирование второго евсинского ПК позволяет наметить соотношение малиновского и вяткинского ПК. Действительно, на геологическом профиле при движении в сторону Елунино–Гоньба в строении почвенного комплекса происходят существенные изменения. Количество палеопочв увеличивается до четырех–пяти, при этом две–три верхних располагаются выше, в двух нижних – ниже

Рис. 46. Геологический разрез лессово-почвенной последовательности на профиле Гоньба-Шелаболиха. Усл. обозн. см. рис. 33, 34, 42, 45.



границы Брюнес/Матуяма. Существенно, что все почвы остаются в зоне вяткинской фауны (судя по обнажению у д. Гоньба) и располагаются стратиграфически выше малиновского ПК. Отсюда следует, что в Гоньбе-Хорьково-Елунино рассматриваемая 4-5-членная почвенная серия может состоять из совмещенных второго евсинского и вяткинского ПК. Этому противоречит лишь этапность развития вяткинской фауны, отмечаемая А.А. Круковером. Не исключено, что она требует доработки, учитывая ограниченность териологического материала и дискуссионность стратиграфического положения фауны карай-дубинского типа, переходной от раздольинской к вяткинской. Судя же по разрезам между Елунино и Гоньба, стратиграфически ниже границы Брюнес/Матуяма явно присутствуют "неучтенные" палеопочвы. Располагаясь между вторым евсинским и малиновским ПК, они могут быть только вяткинскими.

Согласно палеомагнитным записям (Поспелова, Гнибиденко, 1982), с них начинается ортозона Матуяма, распространяющаяся вниз по разрезу на боровиковские, малиновские и кочковские отложения. У сел Гоньба и Елунино боровиковские отложения целиком попадают в зону обратной намагниченности, а узкие интервалы прямого палеомагнетизма отмечены лишь для малиновских палеопочв. Это подтверждает корректность интерпретации палеомагнитных записей в Малиновке.

Суммируя имеющиеся палеомагнитные данные, можно достаточно обоснованно констатировать, что в наиболее полных разрезах граница Брюнес/Матуяма проходит в кровле вяткинской толщи, а основание субхрона Харамильо локализуется вблизи кровли кочковской свиты или, может быть, чуть ниже. Там же, где стратиграфическая последовательность неполная и где вяткинские, и малиновские отложения эродированы и красnodубровская свита непосредственно ложится на кочковскую, смена знака полярности фиксирует основание субхрона Харамильо, которое ошибочно принимается за границу между палеомагнитными эпохами Брюнес и Матуяма.

Аналогичным образом могут быть проинтерпретированы палеомагнитные записи кернов скважин, пробуренных в Новосибирском Приобье (Донченко, Гнибиденко, 1989).

Рубеж Брюнес/Матуяма устанавливается то по границе раздела между кочковской и краснодубровской свитами, то стратиграфически выше, в отложениях, относимых к низам последней. Представляется, что в первом случае фиксируется основание Харамильо, а во втором – действительно граница Брюнес/Матуяма. Названные палеомагнитные рубежи разделены стратиграфическим интервалом, в который в обнажениях Приобского плато попадают вяткинские и малиновские отложения. Их не следует включать в состав краснодубровской свиты. Так, на профиле Гоньба–Шелаболиха (см. рис. 46) второй евсинский ПК, залегающий в основании краснодубровской свиты, переходит с вяткинских палеопочв (Гоньба–Елунино) сначала на боровиковские пески и супеси (малиновская толща), а при трассировании к Шелаболихе ложится непосредственно на кочковские глины. У Гоньба–Елунино фиксируются обе палеомагнитные границы, в Малиновке рубеж Брюнес/Матуяма смещен вниз по разрезу в боровиковскую пачку, а в Шелаболихе и тот и другой, очевидно, совмещены.

Итак, малиновская и вяткинская толщи, располагаясь ниже границы Брюнес/Матуяма, находятся на различных стратиграфических уровнях. Более древней является малиновская толща, аллювиальные слои которой располагаются на уровне или чуть-чуть опущены ниже основания эпизода Харамильо, как, между прочим, и у горнофилинского над(?)горизонта (см. выше). Вяткинские отложения, попадая, как и малиновские, в зону Харамильо, предпочтительно относятся к ее верхней части.

Стратиграфически выше второго евсинского ПК залегает толща золотых елунинских песков и лессов, охарактеризованных териофауной среднеолейстоценового возраста (Круковер, 1992) и позднеолейстоценовыми лессами, в основании которых прослеживается бердский ПК (см. рис. 45, 46). Максимальная мощность елунинских песков (33–37 м) наблюдается в Елунинских и Боровиковских ярах. В Малиновке и Шелаболихе толща редуцирована до нескольких метров, но в ней А.А. Круковером (1992) собраны остатки грызунов средне-позднеолейстоценового возраста. К сожалению, из-за малочисленности находок в большинстве случаев трудно определить возраст местонахождений более точно. Кстати, аналогичная фауна

встречена в самаровских песках, залегающих поверх шадрихинского ПК на профиле Вяткино–Белово (см. рис. 45).

Елунинская толща может иметь самаровско-тазовский (бахтинский) возраст, а заключенные в ней палеопочвы могут быть сопоставлены с чарышским и койнихинским ПК. Действительно, в основании перекрывающей толщи лессов прослеживается педокомплекс, который может идентифицироваться с бердским, имеющим в Елунинских разрезах казанцевский возраст. Это доказывается результатами палеомагнитных и ТЛ-определений. В шести разрезах в районе Елунино–Хорьково установлена зона (1,5–2,0 м) обратной намагниченности, совмещающаяся с бердской палеопочвой. Она выявлена по представительной коллекции образцов (700), отобранных сплошной бороздой с 210 стратиграфических уровней по три–четыре кубика с уровня. При этом были выполнены все необходимые исследования по чистке естественной остаточной намагниченности и выделение стабильной первичной I_p^0 . ТЛ-датирование палеопочвы, выполненное А.И. Шлюковым (устное сообщение), дало возраст в 138 ± 38 (Елунино III) и 125 ± 25 тыс. лет (Елунино I). Это позволяет выделенный интервал намагниченности идентифицировать с эпизодом Блейк.

Таким образом, по положению в разрезе и териофауне елунинская песчаная толща на профиле Гоньба–Шелаболиха является аналогом песков, залегающих поверх шадрихинского педокомплекса в Белово–Вяткинском районе, где песчаные, преимущественно золотые осадки датированы самаровским (ТЛ 260 ± 20 тыс. лет) временем.

У д. Хорьково елунинские пески резко выклиниваются (см. рис. 46) и их место в разрезе занимает толща лессов с палеопочвами. Поскольку елунинская толща на участке Елунино–Шелаболиха залегает выше евсинского и ниже бердского педокомплексов и включена в лессово-почвенную последовательность у Хорьково, то можно предположить, исходя из геологического строения, что верхняя мощная (2 м) палеопочва в разрезе у Гоньбы соответствует шадрихинской, а вышележащая у Хорьково – шипуновской. В этом случае лессово-почвенная последовательность в обнажениях Приобского плато Барнаула повторяет ту, что описана в краснодубровской свите на южном фланге плато, на участке Вяткино–Белово (см. рис. 45, 46).

Корреляция ледниковых и субэаральных отложений

Сопоставление отложений опирается на достаточно четкие магнитостратиграфические реперы: эпизод Блейк, границу Брюнес/Матуяма и субхрон Харамильо (рис. 47).

Основание Харамильо во внеледниковой зоне (5, 6, 8, см. рис. 27) проходит под малиновским аллювием и вдоль кровли кочковской свиты, к которой приурочена "первая" евсинская палеопочва (см. рис. 21; район 6(8)). Малиновские, как и вяткинские, аллювиальные слои и развитые по ним палеопочвы коррелируют в целом с нерасчлененной толщей горнофилинского аллювия (см. рис. 21; районы 3 и 5, приледниковая зона). Вся совокупность отложений помещается в верхнюю часть ортозоны Матуяма и залегает в неглубоких разновозрастных палеодолинах, врезанных на различных гипсометрических уровнях в кочковскую толщу на юге и неоген-палеогеновые породы на севере. Поэтому малиновские и вяткинские слои не имеют такого же широкого покровного распространения как субаквальные кочковские и субэаральные краснодубровские отложения. Геологическая летопись изобилует перерывами и чрезвычайно фрагментарна.

Граница Брюнес/Матуяма намечается по мансийской морене на севере (см. рис. 21; район 3), а на юге – под вторым евсинским ПК, в основании подстилающих аллювиальных евсинских песков. Таким образом, ортозона Брюнес прослеживается (сверху вниз) через всю краснодубровскую свиту до ее основания.

В разрезе Приобского плато (район 11) в палеомагнитных записях устанавливается как граница Брюнес/Матуяма, так и основание субхрона Харамильо, но только там, где они разделены зоной обратномагнитных пород (Гоньба–Малиновка). В тех же случаях, где последняя отсутствует, ортозона Брюнес сливается с интервалом Харамильо.

Третий палеомагнитный реперный уровень отождествляется с эпизодом Блейк – узкой зоной отрицательной полярности, обнаруженной в породах казанцевского горизонта. В бассейне Нижнего Иртыша (районы 3, 5) горизонт представлен озерными осадками с прослоями почвенно-торфяных образований, с которыми сопряжены ТЛ-даты $130(140) \pm \pm 25(31)$ тыс. лет. По южной периферии Западной Сибири к казанцевскому межледни-

ковью относится нижняя палеопочва бердского ПК. С ней соотносятся экскурсы Блейк и ТЛ-даты 138 ± 38 и 125 ± 25 тыс. лет.

Лессовые покровы как аналоги горизонтов в эоплейстоцене ниже субхрона Харамильо не обнаружены. Впервые они отмечаются в нижнем неоплейстоцене, где представлены боровиковскими золовыми песками и суглинками, а также лессоподобными алевритами – суглинками в составе малиновского и вяткинского ПК.

С рубежа Брюнес/Матуяма начинается типичная ледниково-межледниковая серия, состоящая из морен и межморенных отложений и лессово-почвенной формации, выделяемой в краснодубровскую свиту. Стратиграфическое расчленение и той и другой основано на выделении в ортозоне Брюнес климатоседиментационных ритмов, сопоставляемых с океаническим стандартом (см. рис. 47). Корреляция опирается на два отмеченных климатомагнитостратиграфических репера: границу Брюнес/Матуяма, под мансийской мореной, и эпизод Блейк, который соотносится с нижней бердской палеопочвой казанцевского горизонта. Стратиграфическая позиция этих реперов понимается однозначно: мансийская морена коррелирует с 18 стадией, а нижняя бердская палеопочва – с подстадией 5е океанической шкалы. По ним ледниковая и субэаральная схемы достаточно уверенно сопоставляются между собой. Внутри мансийско-казанцевского стратиграфического интервала тем не менее остаются частные корреляционные разногласия (Архипов и др., 1997), требующие специальных исследований.

Лессово-почвенная последовательность краснодубровской свиты начинается со второго евсинского ПК и покрова лессов под ним. Лессы сопоставляются с мансийской мореной, а ПК – с талагайкинским аллювием. Вышележащий беловский ПК по положению в разрезе и ТЛ-датировкам можно соотнести с тилитимским горизонтом, что предполагает корреляцию салаирского и даниловского покровов лессов с ранней и поздней фазами шайтанского оледенения, соответствующими азовскому и низямскому горизонтам. Эти отложения объединяются в шайтанский надгоризонт (см. рис. 47), который включает в себя и семейкинскую свиту как озерно-ледниковый аналог шайтанских морен (см. раздел "Нижний неоплейстоцен"). В разрезе свиты установле-

Ледниковые и межледниковые горизонты, слои	Палеомагнетизм	Изотопные стадии	Лессовые покровы (Л) и педокомплексы (ПК)	Терофауна
110±27 Казанцевский ЭПР 134,8–121,9 ТЛ 130±25 (31)	+	5e	Бердский ПК, нижняя палеопочва ТЛ 130±10	Фауна среднего и позднего неоплейстоцена
Тазовский	o	127- 6	Егунинская толща	
Ширтинский ТЛ 180±40		190- 7		
Самаровский	e	247- 8	Койнихинский ПК	
			Чулымский Л ТЛ 180±15	
ТЛ 300±75 Тобольский ЭПР 326,9–285,4 ТЛ 390±80 380±65	h	276- 9	Чарышский ПК ТЛ 210±18- 260±20	
			Шипуновский ПК	
ТЛ 300±75 Тобольский ЭПР 326,9–285,4 ТЛ 390±80 380±65	y	336- 10	Морозовский Л ТЛ 360±25	
			Шадрихинский ПК	
Низямский (верхнешайтанский)		480- 12	Даниловский Л 510±30 500±40	Вяткинский комплекс
Тильтимский ТЛ 550±110		13–15	Беловский ПК	
Азовский (нижнешайтанский)	p	510- 16	Салаирский Л ТЛ 650±80	
Нижнесемей- кинские слои ТЛ 740±170		649- 17	Второй евсинский ПК	
Талагайкинский	b	662- 18	Лессовый покров	
Мансийский		712- 19	Евсинский аллювий	
Перерыв	Матуяма		Перерыв	
ТЛ 812±200 Горнофилинский надгоризонт	Харамильо		Вяткинский ПК ТЛ 840±90	
			Вяткинские аллювиальные слои	
			Перерыв	
			Боровиковские золотые пески и лессовидные суглинки	
			Малиновский ПК ТЛ 840±90	
ТЛ 1250±250 1260±300	Матуяма		Малиновские аллювиальные слои ТЛ 980±70	
			Перерыв	
		Ерестнинские (раздольинские слои (пачки, подсвиты)). Первый евсинский ПК ТЛ 980±100	Кочковская свита	
ТЛ >1300	Раздоль- инский комплекс			

Рис. 47. Корреляция “Север–Юг” ледниковых и субэаральных отложений.

ны две узкие зоны обратномагнитических пород. Нижняя из них (в основании свиты) датирована ТЛ-методом в $600 \pm 70(80)$ тыс. лет, а верхняя (у кровли семейкинских, а также низямских озерно-ледниковых отложений) –

в 380 ± 65 тыс. лет. Они маркируют азовский (нижнешайтанский) и низямский (верхнешайтанский) горизонты, но, к сожалению, пока не зафиксированы в синхронных лессовых покровках. Тобольский горизонт и бахтинский

надгоризонт имеют в ледниковой шкале внутреннее дробное расчленение, которое находит отражение и в лессово-почвенном разрезе. Так, с тобольской свитой, которая нередко подразделяется на две пачки, возможно сопоставление шадрихинского и шипуновского педокомплексов, разделенных морозовским лессом. Бахтинский надгоризонт объединяет серию из двух морен – самаровской и тазовской, разделенных соответственно лягинскими и ширтинскими межледниковыми слоями. В субаэральной красnodубровской свите им соответствуют шибаетовский, чулымский и сузунский лессовые покровы, а также чарышский и койнихинский ПК. Поскольку в тазовском ледниковом горизонте межстадиальные образования не установлены, а в самаровском выделены в так называемые лягинские слои, то с ними целесообразно сопоставить чарышскую почву, а койнихинскую отнести к ширтинскому межледниковью.

Фациальным аналогом бахтинских лессовых покровов является елунинская толща золотых песков. На профиле Вяткино–Белово ее основание датировано в 260 ± 20 тыс. лет, а заключенная внутри нее сильноопесчаненная палеопочва соотносится с ТЛ-датой 180 ± 15 тыс. лет. Она может быть аналогом чарышской (210 ± 18 тыс. лет) в Беловском опорном обнажении. Судя по дате в 140 ± 14 тыс. лет, вышележащий койнихинский ПК перекрывается лессами тазовского возраста, возможно, что чарышская палеопочва является внутрисамаровской, соответствуя межстадиальным лягинским слоям, а койнихинская – ширтинскому горизонту. В песчаной елунинской толще прослеживаются два педокомплекса со сдвоенными или даже построенными почвенными профилями. К сожалению, возраст их здесь не определен, но, судя по геологическому строению на профиле Гоньба–Хорьково–Елунино, елунинские пески заполняют дефляционные депрессии, срезающие шипуновский и шадрихинский ПК (см. рис. 45, 46). Следовательно, внутриелунинские палеопочвы можно сопоставлять по аналогии с разрезами Вяткино–Белово с чарышским и койнихинским ПК.

С самаровским горизонтом сопряжен еще один уровень обратной намагниченности. Наиболее отчетливо он проявился в скв. 26, пробуренной на Аганской возвышенности, расположенной на правом берегу Оби, восточнее Сургуты (Архипов и др., 1994). Этой

скважиной (амплитуда $+115$ м) под покровными суглинками пройдена толща самаровского горизонта ($62,6-3,0$ м), залегающая с перерывом на породах семейкинской свиты, судя по ТЛ-дате в 420 ± 15 тыс. лет (в соседней скв. 28 – 410 ± 26 тыс. лет). Самаровские отложения представлены двумя моренами, разделенными ленточными глинами. Последние датированы в 230 ± 20 и 240 ± 15 тыс. лет. Обратномагнитными оказались нижняя часть валунных суглинков (нижней морены) и верхи подстилающих ленточных глин. По мнению З.Н. Гнибиденко, эта зона обратной полярности может отождествляться с экскурсом Днепр–Чеган предположительно в интервале $260-300$ тыс. лет. В субаэральной формации этот экскурс пока не выявлен.

На наиболее возвышенных участках плато (Беловский опорный разрез и Хорьково–Елунино) стратиграфически выше тазовских (сузунских) лессов прослеживается бердский сдвоенный педокомплекс. Его нижняя палеопочва достаточно надежно идентифицируется с казанцевским горизонтом, являясь, как было отмечено выше, третьим маркирующим уровнем предложенной корреляции.

Каргинско-сартанские отложения и 40,7-тысячелетний геологический ритм

Каргинские и сартанские отложения широко распространены в пределах Западно-Сибирской равнины. На примере ее внутренних районов рассмотрим (с точки зрения астроклиматогеологического 40,7-тысячелетнего ритма) закономерности палеоклиматических изменений каргинско-сартанского времени.

Приповерхностное геологическое строение внутренних районов равнины определяют верхнеплейстоценовые отложения левобережной террасы–равнины Сургутского Приобья высотой $60-80$ м, включающие вторую и третью надпойменные террасы. Они наиболее полно изучены как при геологических съемочных работах, так и при специальных стратиграфических и палеогеографических исследованиях. Благодаря физическим методам датирования слои четвертичного разреза Сургутского Приобья привязаны к хронологической шкале верхнего неоплейстоцена (Архипов, 1989а). Установлено, что верхнечетвертичный разрез представляют отложения сартанского, каргинского и местами казанцевского горизонта.

Именно каргинский межледниковый горизонт с радиометрическим возрастом отложений от 55 до 23 тыс. лет широко распространен в центральных районах равнины и слагает вместе с сартанским горизонтом (23–10 тыс. лет) надпойменные террасы высотой 60–80 м. Выделенные здесь литогенетические единицы каргинского и сартанского горизонтов обеспечены детальной хронологической информацией, которая обеспечивает корреляцию с синхронными отложениями других районов Сибири и Европы.

Хронология конца позднего неоплейстоцена представлена на рис. 48, где к шкале времени от 10 до 50 тыс. лет привязана последовательность реальных ландшафтно-климатических изменений в районах Восточной Европы, низовьев Широтной Оби, низовьев Енисея и Чукотки. Из рисунка видно, что каргинский горизонт перечисленных районов состоит из пяти подгоризонтов, причем два из них отвечают кратковременным похолоданиям.

Первая схема пятичленной структуры каргинского межледниковья Сибири была создана по отложениям низовьев р. Енисей (Жинд, 1974). В этом районе вначале отмечается раннее потепление и раннее похолодание (42–43 тыс. лет), затем оптимальное малохетское потепление (35–38 тыс. лет), конощельское похолодание (32 тыс. лет) и позднее – липовско-новоселовское потепление 30(±700) тыс. лет (см. рис. 48).

В низовье Оби С.А. Архиповым (1989б) изучено раннее шурышкарское потепление, сменившееся ранним похолоданием (42 тыс. лет), затем произошло оптимальное золотомыское потепление, а 33–30 тыс. лет т. н. имело место лохподгортское похолодание, зафиксированное слоем одноименной морены, после которого наступило позднекаргинское потепление.

Радиоуглеродная хронология и литогенетическое изучение отложений Сургутско-Приобья позволили также детально расчленить песчано-глинистый каргинско-сартанский разрез последних 10–55 тыс. лет. Каргинский горизонт слагают пять слоев или подгоризонтов, сложносочиненные географические названия которых состоят из имен енисейско-обских местонахождений разрезов, коррелирующих таким образом события, и некоторые из этих обозначений занесены в региональную стратиграфическую схему (Там

же). Так, сургутские слои отвечают раннему потеплению – шурышкарско-усть-иртышско-сургутскому (44–50 тыс. лет). Вышележащие кирьяские слои соответствуют раннекаргинско-кирьяскому похолоданию (42–43 тыс. лет). Локосовские слои синхронны оптимальному малохетско-золотомыско-локосовскому потеплению (35–41 тыс. лет). Далее мегионские слои совпадают с конощельско-лохподгортско-жиганско-мегионским похолоданием (30–34 тыс. лет). Завершающие каргинский разрез верхнелобановские слои сформировались в позднекаргинско-липовско-новоселовско-верхнелобановское потепление (24–29 тыс. лет).

На Чукотке зафиксированы активные криофазы с горизонтами повторно-жильных льдов в период раннего и конощельско-лохподгортско-жиганско-мегионского похолодания. Максимально развиты они были в эпоху последнего сартанского оледенения (см. рис. 48, 49).

Аналогичная последовательность ландшафтно-климатических изменений записана в средневалдайских разрезах на северо-западе и в центре Восточной Европы. Раннее (Гражданское) потепление сменилось ранним похолоданием (37,5–40,0 тыс. лет) бугровской криофазы. Затем произошло среднее (кашинское) потепление и позднее похолодание (32,5–34,0 тыс. лет) шенской криофазы. Завершается средневалдайский мегаинтерстадиал поздним (дунаевским) потеплением.

Таким образом, наблюдается однотипная история ландшафтно-климатических перемен третьей кислородно-изотопной стадии на территории Евразии в пределах обширной полосы от 62 до 72° с.ш. Независимо выделенные в каждом районе подгоризонты с полным основанием могут получить одинаковую цифровую индексацию с использованием номера соответствующей кислородно-изотопной стадии (см. рис. 48, сверху вниз от 3.1. до 3.5). Цифровая индексация подчеркивает пятичленную структуру каргинского межледниковья, дополняет общепринятые генетико-стратиграфические обозначения подгоризонтов и удобна при описании событий последнего межледниковья, так как позволяет избежать сложносоставных географических названий подгоризонтов. Введение цифровой индексации в практику геолого-съемочных работ облегчит формализацию и обработку аналитических данных. В предлагаемой далее характеристике отложений центральных районов равнины используется цифровая индексация

Тыс. лет	События	Слои	Индексы		Тип пород	Мощность, м	
			Генетические подстадии	Изотопно-кислородные			
Голоцен							
1			pd	1.1	Современная почва	0,3	
			L	1.2	Суглинок лессовидный	1,5	
10			b'	1.2.b'	Торф, 9–10 тыс.лет	0,5	
Сартанское оледенение							
11	Стадия норильская	Колпашевские	1	2.1	Пески	10,0	
12	Потепление таймырско-кокорево-колпашевское		b'	2.1.b'	Торф, 12,8 тыс. лет	0,6	
13							
14	Стадия ньяпан-сопкейская	Уртамские	1, v	2.2	Суглинки бурые с монтмориллонитом	4,5	
15	Похолодание уртамское		pf	2.2.pf	Криогенный суглинок	0,3	
16	Потепление Каргинский мыс, среднеобское		1	2.3	Суглинки серые с кальцитом	6,0	
17				1	2.4	Суглинки с сидеритом	0,4
18							
19	Стадия гыдано-караульско-салехардо-увальская						
20							
21							
22							
23		b'	2.5.b'	Торф, 23 тыс. лет	0,4		
Каргинское межледниковье							
24	Потепление поздне-каргинско-липовско-новоселовско-верхнелобановское	Верхне-лобановские	1	3.1	Глина пылеватая	0,5	
25			b'	3.1.b'	Торф, 25–26 тыс. лет	0,3	
26							
27			1	3.1	Песок мелкозернистый	0,4	
28							
29		b'	3.1.b'	Торф, 27–30 тыс. лет	0,3		
30	Похолодание конощельско-лохподгортско-жиганско-мегионское	Мегионские	1	3.2	Песок пылеватый	2,5	
31			pf	3.2.pf.1	Криогенный суглинок	1,0	
32			b'	3.2.b'.1	Торф, 33 тыс. лет	0,4	
33			pf	3.2.pf.2	Криогенный суглинок	1,0	
34			b'	3.2.b'.2	Торф, 33,4 тыс. лет	0,5	
35	Потепление малохетско-золотомыско-локосовское	Золото-мыские					
36							
37			1	3.3	Пески и глины	5,5	
38			b'	3.3.b;	Торф, 36–39 тыс. лет	1,0	
39							
40							
41							
42	Похолодание ранне-каргинско-кирьяское	Кирьяские	v	3.4	Супесь белесая пылеватая	0,4	
43							
44	Потепление шурышкарско-усть-иртышско-сургутское	Сургутские	1	3.5	Песок, суглинок	5,0	
45							
46							
47			b'	3.5.b'	Торф черный, 44–46 тыс. лет	0,7	
48							
49							
50							
Зырянское оледенение							
51	Похолодание позднезырянское	Зырянские	1	4.1	Глины	5,0	
52			pf	4.1.pf	Криогенный суглинок	2,0	
53			b'	4.1.b'	Торф, более 50 тыс. лет	0,5	

Рис. 49. Хронология литостратиграфических слоев позднего неоплейстоцена Сургутского Приобья.

хроностратиграфических и совпадающих с ними литогенетических подразделений каргинского и сартанского горизонтов.

Подобная индексация предложена для подразделений поздневалдайского или сар-

танского ледниковых горизонтов. Расчленение казанцевского межледниковья стадии 5е проведено по такому же принципу. Поэтому климатические изменения как по ледяному ядру Гренландии, так континентальным и

морским отложениям Европы и Западной Сибири записаны последовательностью подстадий от 5e1 до 5e5, что систематизирует имеющиеся данные по короткопериодическим изменениям климата позднего неоплейстоцена.

Таким образом, следует отметить сложную структуру каргинского и сартанского горизонтов и практическую, и научную целесообразность предлагаемой цифровой индексации имеющихся подгоризонтов в ранге подстадий с использованием нумерации соответствующих кислородно-изотопных стадий океанической шкалы.

Следующий вывод состоит в том, что ландшафтно-климатическая последовательность палеогеографического хода событий каргинско-сартанского времени полностью согласуется с теоретической кривой последнего предголоценового 40,7-тысячелетнего геологического ритма по Е.Н. Максимова (1972). Ритм предполагает закономерный ход теплообеспеченности и развития покровных оледенений, изменения увлажненности, периодичность лессонакопления, появления палеопочв и последовательную смену климата от межледниковья к ледниковью, а также смену трансгрессии регрессией.

Соотношение Сургутской хронологии и палеогеографии каргинско-сартанского времени с теоретическим 40,7-тысячелетним ритмом представлено на рис. 50. В верхней теоретической части схемы видны две независимые кривые увлажненности и теплообеспеченности, сдвинутые относительно друг друга на 4–6 тыс. лет, субпараллельные и дважды пересекающиеся в области тепло-влажно и холодно-сухо. Опережение на 12 тыс. лет минимума теплообеспеченности относительно минимума увлажненности в области холодно-сухо вызывает запаздывание начала оледенения. Ритм природного процесса предопределяет кратковременность и периодичность накопления лессов и почвообразования в разных климатических условиях. Для средней широты теоретически подразумевается семь вариаций климатических характеристик по соотношению тепла и влаги. Интересно проследить их реализацию в конкретных районах с помощью реконструкций ландшафтно-климатических перемен по палиноспектрам, по криотекстурам повторно-жильных льдов, интенсивности торфо- и лессонакопления.

Для примера возьмем упомянутый район Широкой Оби, расположенный в области

средней тайги вдоль 60° с.ш. Здесь в раннекаргинское потепление (подстадия 3.5) умеренно теплое сухое, совпадающее с началом трансгрессии и повышением уровня моря) была развита заболоченная северная тайга. Затем при пересечении отрицательного хода тренда теплообеспеченности с положительным трендом возрастающей влажности около 42 тыс. лет произошло кратковременное похолодание (подстадия 3.4), при котором появились тундровые ассоциации.

Климатический оптимум (подстадия 3.3) приходится на время 41–34 тыс. лет дальнейшего возрастания влажности и уменьшения тепла, т. е. с климатом, менее теплым и влажным. При этом в районе Широкой Оби вновь развиваются северотаежные леса и болота. Во время максимума увлажненности и перехода кривой теплообеспеченности в отрицательную область в период 34–30 тыс. лет при холодном и влажном климате произошло существенное похолодание (подстадия 3.2) с широким развитием двух уровней повторно-жильных льдов, температурой мерзлых пород до -6 °С и с растительностью арктических тундр. Это были условия, по терминологии Е.Н. Максимова, псевдогляциала. Действительно, в низовьях Оби в это время были ледниковые подвижки, которые, по С.А. Архипову (1989а), оставили лохподгортскую морену, синхронную с конощельскими слоями на Енисее.

Согласно теоретическому ритму относительно умеренно тепло и умеренно сухо было в конце каргинского межледниковья (подстадия 3.1, 29–24 тыс. лет). По палинологическим данным в районе Широкой Оби вновь простиралась местами заболоченная северная тайга.

Начало сартанского оледенения совпадает с регрессией океана. Климат характеризуется как холодный сухой, затем холодный очень сухой, а после 13 тыс. лет в позднеледниковье умеренно теплый сухой. Растительные зоны в это время быстро и неоднократно смещались от тундры к лесотундре, а в позднеледниковье на фоне нового повышения уровня моря к северной тайге. Общий тренд потепления привел к оптимуму голоцена с южно-таежными лесами.

Таким образом, это свидетельствует о совмещении теоретической кривой с установленной последовательностью главных событий конца позднего неоплейстоцена в центре Западной Сибири. Очевидно, что в каждом

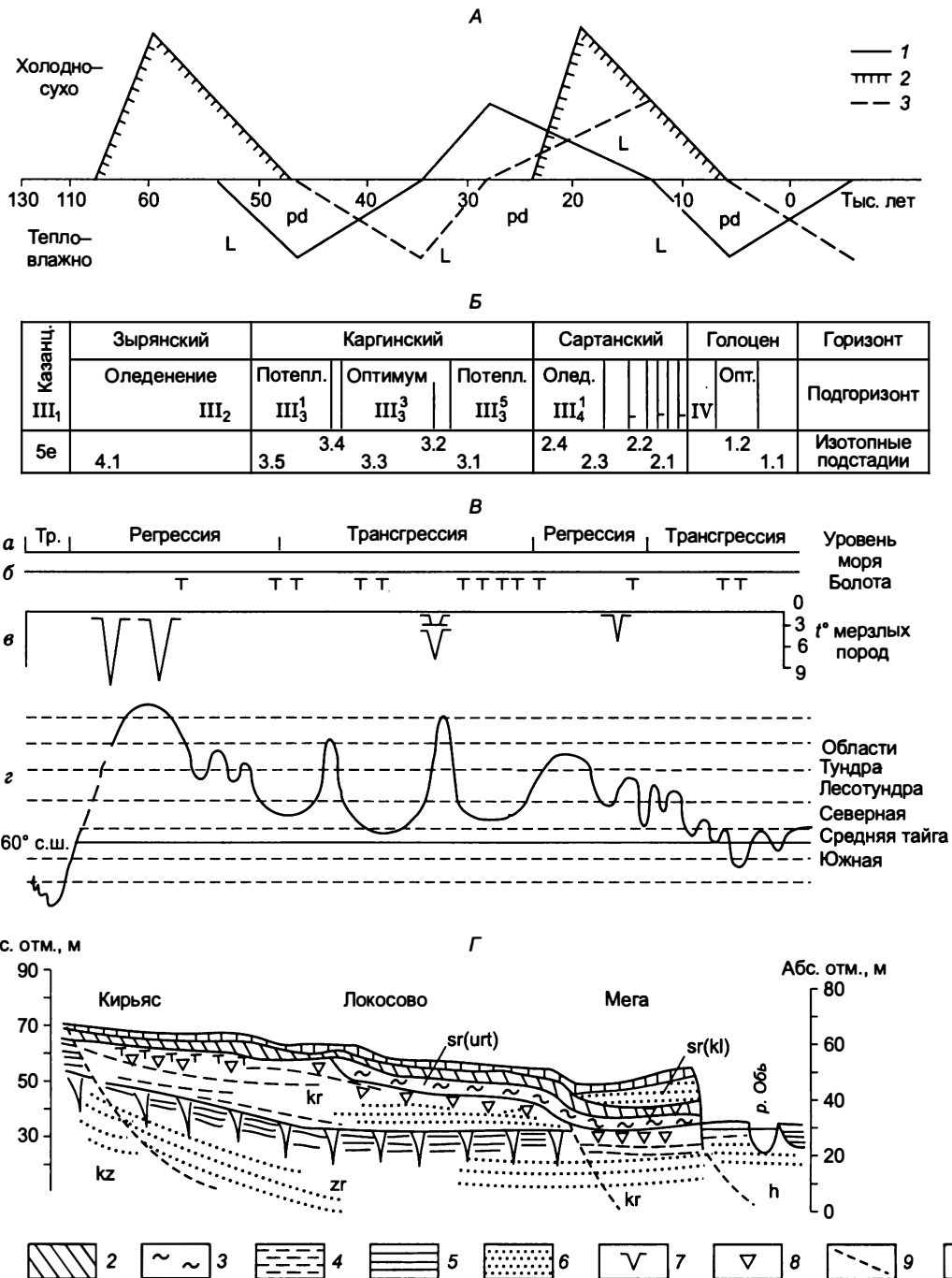


Рис. 50. Каргинско-сартанская история развития левобережной террасы – равнины Широтной Оби и теоретический 40,7-тысячелетний геологический ритм:

А – теоретическая схема 40,7-тысячелетнего ритма конца позднего неоплейстоцена (Максимов, 1972): 1 – ход макропроцесса; 2 – покровные оледенения; 3 – изменения увлажненности. L – лессы; pd – палеопочвы.

Б – хронология подгоризонтов конца позднего неоплейстоцена (Кинд, 1974; Архипов, 1989а), изотопные подстадии;

В – палеогеография: **а** – колебания уровня моря (трансгрессии и регрессии); **б** – заболачивание и частота торфяных слоев; **в** – палеотемпературы мерзлых пород по повторно-жильным льдам зырянского оледенения (4.1, kr), коноцельского псевдогляциала (3.4, kr), конца сартанского ледниковья (3.3, kr); **г** – ландшафтно-климатические области по палиноспектрам (Левина, 1979; Кривоногов и др., 1993);

Г – строение поздненеоплейстоценовых террас Широтной Оби: 1 – лессовидные и 2 – бурые суглинки; 3–5 – глины: 3 – серые, 4 – пылеватые, 5 – слоистые; 6 – пески; псевдоморфозы по повторно-жильным льдам: 7 – крупные, 8 – многоэтажные; 9 – врезы раннезырянский, коноцельский (предсартанский), голоценовый; 10 – торф. Индексы комплексов: kz – казанцевский; zg – зырянский; kr – каргинский; sr – сартанский; sr (kl) – колпашевские, sr (ur) – уртамские слои; h – голоцен.

районе Сибири и Европы будем иметь свое выражение и характерные черты природного процесса 40,7-тысячелетнего ритма. Так, отличительная черта палеоландшафтов центра Западной Сибири – широкое развитие торфов при слабой выраженности палеопочв и своеобразном и слабом лессообразовании. На Чукотке каргинско-сартанская история записана в последовательности развития повторно-жильных льдов.

Условия осадконакопления, обусловленные сменой ландшафтно-климатических зон, также связаны с историей 40,7-тысячелетнего ритма. Прежде чем рассмотреть строение и историю становления левобережной террасы – равнины Сургутского Приобья, схема которой дана на рис. 50, охарактеризуем литогенетические слои сводного каргинско-сартанского разреза по опорным обнажениям у поселков Локосово, Верхний Лобановский, Покур, Кирьяс и Мега.

Докаргинские отложения предположительно самаровского горизонта вскрываются в основании разреза Кирьяс-2. Здесь прослежена аллювиальная пачка косослоистых песков с обломками древесины, растительным детритом, переходящих сверху в тонкие пески с прослоями растительного наилка и пылеватой глины. В составе тяжелой фракции, кроме обычных для верхнего неоплейстоцена эпидота и амфиболов, содержится 14–16 % пироксенов. Поэтому относим эти пески к самаровскому времени среднееоплейстоценового похолодания. Под микроскопом пески плохо сортированные глинисто-пылеватые. Зерна плохо окатанные, остроугольные, неправильные. В их составе преобладают кварц, полевые шпаты, обломки кварцитов, серицитов, тонкоотмученных глин, встречаются единичные зерна глауконита. Растительные остатки в начальной стадии гелификации, возле них видны выделения тонкозернистого сидерита. Встречаются прослой тончайшей оптически ориентированной глины. Постоянны обломки диатомей.

В пироксенсодержащие пески врезана песчаная пачка, в составе которой пироксены отсутствуют полностью, мало черных рудных минералов (7–15 %) и в два раза больше амфиболов (40 %). В кровле песков получена термолюминесцентная дата (120 тыс. лет), согласно которой эти пески могут считаться казанцевскими. Они мелкозернистые и тонкие глинисто-пылеватые, переходящие в

темно-серые озерные суглинки глинисто-пылеватые с растительными остатками и органическим веществом с налетом вивианита – литостратиграфический слой (подстадия 5e).

Принимая вариант самаровско-казанцевской индексации основания кирьясской террасы, отмечаем скудность и фрагментарность осадочной летописи периода 120–50 тыс. лет, т. е. подстадий 5a, b, c, d и 4 стадии времени зырянского оледенения.

В разрезе Локосово описаны зырянские озерные глины (4.1), перекрытые торфом (подстадия 4.1, тф) с запредельным возрастом более 50 тыс. лет, разбитые системой мощных полигонально-жильных льдов, оставивших псевдоморфозы по ледяным клиньям криогенного горизонта (подстадия 4.1, кр) зырянского времени. Морфология клиньев и псевдоморфоз предполагает понижение температур мерзлых пород до –9...–5 °С.

Каргинские отложения начинаются сургутским слоем в разрезе Кирьяс выше песчаной толщи предположительно казанцевского возраста. Здесь широко прослежен слой сургутского черного торфа (подстадия 3.5, тф), который был сформирован около 44–46 тыс. л. н. в умеренном климате с лесными ландшафтами в период раннего, по Н.В. Кинд, шурьшкарско-усть-иртышского, по С.А. Архипову, или сургутского потепления с индексом 3.5. Это автохтонный древесно-моховой торф черного цвета с обломками древесины, еловыми шишками, березовой корой и палиноспектрами среднетаежной зоны. Торф залегает на пойменных суглинках пылеватых темно-серых с растительными остатками и органикой синевато-черного цвета.

Торф и суглинки разбиты клиньями и криотурбациями, которые могут быть отнесены ко времени раннекаргинского или кирьясского похолодания (около 42–44 тыс. лет). (подстадия 3.4, кр), которое выразилось в формировании маломощного, но хорошо выраженного в разрезе Кирьяс белесого суглинка (кирьясский слой, подстадия 3.4), зафиксированного С.А. Архиповым. По гранулометрическому составу суглинок исключительно крупнопылеватый (74–77 %), кварцевый, с повышенным содержанием эпидота (54 %), циркона (5 %) в тяжелой фракции. Содержит споры и пыльцу перигляциальной растительности. Подобные типы пород встречаются в лессово-почвенных разрезах Новосибирского Приобья в районе Искитима.

В малохетское или золотомысское потепление, близкое по параметрам к оптимальному голоцена, отлагались золотомысские слои (подстадия 3.3) – пески, суглинки, горизонтально-слоистое чередование буровато-серых супесей и слюдистых пылеватых суглинков с растительным детритом и намывным торфом коричневого цвета (подстадия 3.3) и торфа (подстадия 3.3, тф) с возрастом 37–39 тыс. лет. В основании обнажений Верхний Лобановский, Покур к ним отнесены пески мелко-тонкозернистые (40–55 %), крупнопылеватые (40–50 %). Следует подчеркнуть, что и пески, и прослой пылеватых глин слабо карбонатны и вскипают под действием соляной кислоты, что свидетельствует о потеплении климата. В условиях потепления органическое вещество, разлагаясь, поставляло достаточное количество углекислоты для формирования кальцита, и потому остаточные содержания $C_{орг}$ невелики (0,25–0,41 %), а карбонатов повышены.

Конощельско-лохподгортско-жиганско-мегионское похолодание с максимумом около 32 тыс. лет наиболее полно выражено в обнажениях Мегион, Верхний Лобановский, Кирьяс при формировании мегионских слоев (подстадия 3.2). Это было время холодного и влажного климата, продолжающегося подъема уровня океана и трансгрессии. Отлагались озерно-мелководные пески очень тонкие, слабоглинистые с прослоями песчанисто-пылеватых суглинков (мегионские слои 3.2). Содержание $C_{орг}$ 0,61 %. Парная корреляция разделяет песчаные и пылевато-глинистые фракции, обнаруживающие в своих группах положительно значимые связи. Ландшафты мелких озер и болот дважды или более подвергались наступлению вечной мерзлоты, когда шло интенсивное формирование ледяных клиньев и криогенных текстур. Сильно сближены верхний уровень мерзлоты с прослоем торфа (3.2, тф 1) и псевдоморфозами по ледяным клиньям (3.2, кр 1) и нижняя часть с торфом (3.2, тф 2), имеющие радиоуглеродный возраст 34,42 тыс. лет, и второй уровень криогенных текстур (3.2, кр 2). В разрезе Кирьяс криогенному горизонту псевдогляциала (подстадия 3.2) принадлежат громадные псевдоморфозы повторно-жильных льдов в виде котлов кипения глубиной до 2,5 м и диаметром 3–4 м. Они спроектированы на ледниковые клинья предыдущего похолодания. Выше криогенного горизонта слоистость постепен-

но выравнивается, и кровля горизонтально-слоистых суглинков либо слегка прогибается над котлом, либо совершенно выполаживается.

Для конощельско-лохподгортско-жиганско-мегионского похолодания характерно несколько уровней криогенных текстур, прослеживающихся во всех опорных разрезах и сопровождающихся прослоями торфа возрастом 33–34 тыс. лет. Климат был холодный и влажный, территория была сильно заболочена. Морфология криогенных текстур предполагает снижение температур мерзлых пород до -5°C , а размах и многоэтажность повторно-жильных льдов объясняется повышенной влажностью и заболоченностью района. Ключевые палеогеографические слова этого времени для Широтной Оби – холодно-влажно, вечная мерзлота, псевдогляциал.

Во время позднекаргинско-липовско-новоселовско-верхнелобановского потепления (около 25–30 тыс. лет) было достаточно прохладно и умеренно сухо, формировались верхнелобановские слои (подстадия 3.1). Мало-мощные слои песка отмечены в разрезе Верхний Лобановский, а в обнажениях Покур и протоки Кирьяс прослежены линзы торфа (подстадия 3.1, тф) с абсолютным возрастом 25–30 тыс. лет. В Лобановском разрезе выше залегают линзы торфа (подстадия 3.1, тф) с возрастом 25–26 тыс. лет и серые суглинки глинисто(30 %)-крупнопылеватые(60 %), обогащенные слабо разложившейся органикой. Они формировались во время холодного умеренно сухого климата начала сартанского оледенения.

Сартанский горизонт. Судя по небольшой распространенности и маломощности литостратиграфических слоев (подстадий 3.1 и 2.5), следует предположить, что в период начала последнего оледенения (22–25 тыс. лет) процессы осадко- и торфонакопления (литоединица 2.5, тф) были локальными и слабыми из-за низких температур, а также иссушения ландшафтов вследствие поглощения влаги растущими сартанскими ледниками. Это было также время активизации орогенеза и начавшейся регрессии океана (см. рис. 50).

Уртамские слои. Верхние части опорных разрезов второй и третьей террас Сургутского Приобья слагают палево-бурые уртамские суглинки мощностью до 8 м, установленные С.А. Архиповым и др. (1980) и расчлененные им на фации палево-бурых суг-

линков и серых глин. Далее С.К. Кривоногов и др. (1993) объединил лессовидные голоценовые суглинки с палево-бурыми уртамскими в слой А, а уртамские серые глины обозначил слоем Б. Литологическими исследованиями обосновано подразделение уртамских слоев (по С.А. Архипову) на слои суглинков и глин. Но это расчленение не фаціальное и не литофаціальное, а литостратиграфическое и соответствует подразделению палеоклиматических событий продолжительностью 5 тыс. лет и менее. История уртамского осадконакопления от 23(22) до 12,8(12,6) тыс. лет, по мнению автора, включает четыре события (индексы снизу вверх): 2.5, 2.4, 2.3, 2.2, см. рис. 48–50).

Наиболее полный разрез уртамских литостратиграфических единиц изучен у старого пос. Мега. Подошву их четко отделяют линзы торфа (подстадия 2.5, тф) с радиоуглеродным возрастом 21,9 тыс. лет (Панычев, 1979). Раннеуртамские слои (подстадия 2.4) представлены песком и суглинком. Песок тонко- и мелкозернистый пылеватый, горизонтально-слоистый с прослоями супесей мощностью от 0,5 до 3 м. Аналогичные песчаные прослои прослежены в вышележащем суглинке – среднем песчанисто-глинисто-пылеватом голубоватом с зеленоватым налетом и тонкими присыпками песка по плоскостям напластования мощностью 3,0–3,5 м. В кровле суглинка прослеживается толстая корка ожелезнения. Содержание фракций (%): песок – 4–12, пыль – 62, глина – 22–30. В верхней части слоя отмечаются прослой тяжелой глины, где коллоидной глины содержится 31,7 и общей 50,6 %. Этот прослой, видимо, фиксирует максимум похолодания и распространения безлесной перигляциальной растительности (Левина, 1979). Климат был холодный и умеренно-сухой, содержание $C_{орг}$ высокое (1,9–2,4 %), как и в синхронных серых глинах (подстадия 2.4) Локосово. Потери при прокаливании достигают 8–10 %, валовой химический состав пород имеет повышенные количества окисного и закисного железа, оксидов кальция, магния, общей серы. Под микроскопом наблюдаются пылегато-глинистая структура, слюдисто-глинисто-кварцевый состав, неяснослоистая или пятнистая текстура с обилием пор и гелифицированных растительных остатков от бурых до светло-желтых изотропных, сохранивших клеточную структуру. Глинистое вещество с решетчатой микротекстурой, хорошо кристаллизованное алло-

тигенное, образует каймы вокруг кварцевых зерен, местами редкие новообразования по органическому остаткам. В нижней половине слоя характерны выделения возле растительных остатков красноватых точечных зерен сидерита.

У пос. Локосово в раннеуртамское время формировались озерные глины (подстадия 2.4) серо-коричневые, серые, сизые, пылеватые, однородные с неправильными черными пятнами гумуса, сохранившимися черными корешками растений и пропластками торфа. К середине слоя приурочены линзы торфа и крупные пиритовые конкреции. Дисперсность: песчаная фракция $>0,05$ мм – 3,55 %, пылеватая 0,05–0,005 мм – 70,64, глинистая $<0,005$ мм – 25,78, причем коллоидной глины $<0,001$ мм – 18,8 %. Преобладает в осадке крупная пыль (63,54 %), средний диаметр 0,015 мм, а коэффициент сортировки 2,5. Величина коэффициента парной корреляции (при $r_{0,5} = 0,94$) показывает значимо положительные связи крупнопылеватых частиц с песчаными и сильно отрицательные с глинистыми фракциями, включая коллоидные. Это свидетельствует о том, что в озерный бассейн привносилась песчаная пыль отдельно и сезонно попеременно с глинистыми частицами. Возрастающее кверху содержание коллоидных глинистых частиц, аналогичное повышению глинистости суглинков в разрезе Мега, указывает на прогрессирующее похолодание климата. Литологические показатели согласуются с результатами палинологического анализа В.А. Бахаревой о постепенной смене ландшафтно-климатических обстановок от леса к редколесью, безлесным пространствам и полному отсутствию пыльцы и растительности. Кульминация похолодания совпадает с перерывом осадконакопления и формированием криогенных псевдоморфоз по ледяным клиньям, рассекающим кровлю серых пылеватых глин.

Раннеуртамские озерные глины у Локосово содержат много рассеянного органического вещества – 1,57–2,53 % (помимо линз и прослоев торфа), в них велики потери при прокаливании. Это указывает на умеренно-сухой и холодный климат, когда растительные остатки плохо разлагались и накапливались. В глине много общей и сульфидной серы и соответственно пирита – показателя восстановительной застойной обстановки озерной седиментации.

В разрезе Мега выше раннеуртамских глин литологически прослежен маломощный слой среднеуртамской карбонатистой глины (подстадия 2.3) с признаками потепления по появлению березовых редколесий (зона М-III₃; см. рис. 48) и обильным выделениям тонкозернистых, бесцветных зерен и удлиненных, звездчатых кристаллов кальцита. Здесь же в шлифах отмечены цепочки диагенетически более позднего пирита-марказита. В разрезе Локосово этот слой не установлен.

Выше залегает характерная позднеуртамская литоединица. У Локосово позднеуртамские палево-бурые суглинки (подстадия 2.2) тяжелые, пылеватые, плотные, глеевые, голубовато- и буровато-зеленые, пятнами до белесого цвета. Глину пронизывают частые вертикально стоящие растительные остатки в темно-коричневой оболочке с ярко-рыжими и желтыми разводами. Микроскопическими исследованиями обнаружены новообразования монтмориллонита, выстилающего полости корней растительности. Очевидно, этот слой – главный для Локосовского месторождения глин и завода по производству стеновых материалов и кирпича.

По гранулометрическому составу эта крупнопылеватая глина очень близка к слою раннеуртамских озерных глин. Хотя корреляционные связи частиц другие. Фракция мелкой пыли при парной корреляции имеет положительные значимые связи с глинистой фракцией, что отражает процесс образования монтмориллонита после накопления осадка. Бурые пятнистые глины в отличие от серых содержат очень мало органического вещества (0,07 %), так как климат был не только холодным, но и очень сухим. В палиноспектрах этого слоя (по В.А. Бахаревой) доминирует пыльца папоротника – 90 %, что отражает локальные условия увлажнения.

В разрезе Мега позднеуртамский суглинок (подстадия 2.2.) слабопесчанистый, пылеватый, голубовато-зеленый с остатками вертикально стоящих ожелезненных растительных остатков и мелких точечных конкреций, в подошве с прослоем рыжего песка мощностью до 3,5 м. Гранулометрия пород однородна (%): песок – 4–16, пыль – 62–65, глина – 23–33. Содержание органического вещества составляет 0,35–0,42 %, потери при прокаливании – 3–4 %. В нижней половине суглинков наблюдается слоистая микротекстура за счет послонной ориентации вытяну-

тых растительных остатков и крупных слюдистых пластинок. Характерны глинистые пленки вокруг кварцевых зерен и чешуйчато-решетчатая структура глинистого вещества. Изредка встречаются мелкие розетки карбонатов, окрашенные гидроксидами железа.

Образцы верхней половины суглинка имеют ряд микроскопических отличительных признаков. Это прежде всего микропоры и агрегативно-сгустковая структура. Наряду с окатанными кварцевыми зёрнами присутствуют округленные агрегаты глинисто-слюдистого состава, напоминающие обломки глин. Частицы разбухших обесцвеченных слюд, мелкие карбонатные зёрна и глинистые каймы вокруг кварцевых зерен сохраняются. Микропористость и агрегативность напоминают лессовидные суглинки. Позднеуртамские суглинки формировались в условиях переменного климата и смены ландшафта от перигляциальных пространств к березовым редколесьям.

Основные признаки позднеуртамской литоединицы (2.2) устойчиво сохраняются по простиранию. В разрезах Верхний Лобановский, Покур, Кирьяс под маломощным покровом голоценового лессовидного суглинка наблюдаются аналогичные крупнопылеватые глины с пятнистой глеевой окраской и яркими пятнами новообразований монтмориллонита по остаткам растений и с низкими содержаниями органического вещества.

Колпашевские слои. В разрезе Мега выше с постепенным переходом залегают колпашевские пески (подстадия 2.1) мелко- и тонкозернистые, пылеватые, горизонтально-слоистые с мощностью слоев 1–2 см, светло-серовато-зеленоватые со слабыми полосками ожелезнения. Пески разделяются на пачки 10–20–40 см, шлиховые прослойки очень слабые. Нижняя половина песков отличается сильным ожелезнением. Содержание фракций (%): песок мелкий – 31–68, тонкий – 18–38, пыль – 5–20, глина – 3–7. Встречаются прослои очень хорошо отсортированного песка и крупнопылеватого суглинка. Пески кварцевые (70 %) с примесью полевых шпатов и глинисто-слюдистых агрегатов. Терригенные минералы представлены ильменитом (12–15 %), роговой обманкой (18–22 %), эпидотовой ассоциацией с примесью пироксена (40–50 %), а также акцессорными – сфеном, цирконом, апатитом. Содержание органического

вещества минимальное (0,08 %). Присутствует сульфидная сера (до 0,35 %) вблизи прослоев торфа. Под микроскопом в некоторых шлифах наблюдается тонко- и пылевато-кварцевая, глинисто-агрегативная, слюдистая порода слабо ориентированной текстуры за счет темно-бурых растительных остатков. Кварцевые зерна окружены ярко поляризующими глинистыми пленками, слюдистые чешуйки разбухшие, заметна агрегативность пылевато-глинистых частиц. Отмечены остатки диатомей. В пылеватых суглинках в шлифах найдены по овально-округлым порам новообразования монтмориллонита от 0,5 до 3 мм в виде красно-желтых натеков с радиально-концентрическим погасанием в скрещенных николях.

Голоцен представлен отложениями современного аллювия из поймы Оби, а также торфами и маломощными лессовидными покровами на более высоких элементах рельефа.

Таким образом, история становления долины района Широтной Оби представляет собой историю ландшафтно-климатических изменений. Однако кроме климата не менее значительным было воздействие колебаний уровня моря и базиса эрозии бассейна Оби.

После казанцевского межледниковья, континентальные аналоги которого известны в верхах Ханты-Мансийского разреза, а в Сургутском Приобье они местами выходят выше уровня Оби и ее притоков, произошел врез, синхронный зырянскому оледенению и падению уровня моря. Глубина вреза достигала 40–50 м и сопровождалась озерной седиментацией. Озерный бассейн существовал в период далеко зашедшей дегляциации, когда на севере Западной Сибири оставались разобщенные поля неподвижного (мертвого) льда. А.С. Лавров (Арсланов и др., 1983) подчеркивает, что дегляциация происходила при очень высоком уровне водного бассейна в условиях задержавшегося гляциоизостатического прогибания региона.

Широтная Обь в конце оледенения представляла собой арктическую перигляциальную тундру, и на озерные отложения наложилась полигональная сеть мощных псевдоморфоз по повторно-жильным льдам. Низкие (до $-9...-5$ °С) температуры пород и полигонально-жильные льды наблюдаются в настоящее время в арктическом поясе около 70° с.ш. на севере Ямала, Гыдана, по побережью моря Лаптевых. Это может свидетельствовать

о смещении южной границы криолитозоны в зырянское время до 60° -градусной широты и далее. Соответственно, растительные зоны также значительно перемещались.

Начало каргинско-сартанского времени совпадает с началом последнего 40,7-летнего геологического ритма, которое приходится на зырянское позднеледниковье около 53,7 тыс. лет т. н.

Некоторое запаздывание позднеледникового гляциоизостатического воздымания северных районов благоприятствовало новой трансгрессии. Каргинский врез был порядка 25–30 м. Как было описано выше, в межледниковье сформировалась озерно-болотная мелкопесчано-пылевато-суглинистая толща мощностью около 15 м с прослоями торфов и несколькими криогенными уровнями псевдоморфоз по повторно-жильным льдам. Характерный подгоризонт (подстадия 3.2) с двумя сближенными уровнями повторно-жильных льдов прослеживается на абсолютных отметках от +30 до +50 м. Это было время конца трансгрессии и ослабления эрозии – начала новой регрессии. Предсартанский врез до 15–20 м практически не смоделировал поверхность новой террасы. Во время сартанского оледенения и низкого стояния уровня моря уртамские водоемы были мелководными и все более и более мелели. В них накопилось до 10 м пылеватых суглинков и глин. Климат очень холодный и сухой сменялся холодным и очень сухим. Недостаток влажности, особенно в конце ледниковья, обусловил малую мощность криогенно-измененных слоев и небольшую глубину псевдоморфоз по повторно-жильным льдам. При этом геокриологические реконструкции предполагают глубины промерзания грунтовых толщ до 400 м. Сартанские суглинки, глины (подстадии 2.4–2.2) в виде чехла или покрова располагаются на слабоволнистой палеоравнине позднекаргинского времени и мало изменили ее.

Голоценовая история осадконакопления начинается, по-видимому, формированием колпашевских песков в понижениях сартанской равнины при начавшейся трансгрессии в условиях уже умеренно-теплого, но еще сухого климата. В послеколпашевское время произошел врез до 25 м и формирование современного аллювия Оби и поймы. На террасах вначале существовали болота, а затем образовались покровные лессовидные суглинки.

Имеющиеся данные показывают колебания скоростей осадконакопления. Поинтервальное сравнение корректно, так как толща довольно однородна и представлена в основном пылеватыми суглинками и глинами с прослоями мелких песков. Исходя из общей мощности отложений подгоризонтов (подстадий 3.5–3.1) около 15 м, предполагаем, что скорость терригенного осадконакопления в каргинское межледниковье в среднем была около 50 см в одну тысячу лет. Примерные подсчеты скоростей формирования отдельных подгоризонтов показывают на фоне сильных колебаний общий тренд уменьшения скоростей снизу вверх по разрезу. Так, начало межледниковья (подстадия 3.5) дает значения озерной скорости около 70 см в одну тысячу лет. Время кратковременного похолодания (подстадия 3.4) характеризуется золотым привнесом со скоростью 20 см в одну тысячу лет. Озерная седиментация климатического оптимума (подстадия 3.3) шла с интенсивностью 80 см в одну тысячу лет. В период псевдогляциала (подстадия 3.2) осадконакопление снизилось до 50 см и в конце межледниковья (подстадия 3.1) до 20 см в одну тысячу лет.

Наибольшей (до 100 см в одну тысячу лет) была скорость накопления уртамских серых и бурых глин. Колпашевские слои не принимаем во внимание ввиду их песчаного состава и уже неледниковых климатических условий их образования.

Приходим к выводу о том, что в период сартанского оледенения скорость терригенного осадконакопления была в два раза выше, чем в каргинское межледниковье.

История каргинско-сартанского времени, предопределенная ходом предголоценового 40,7-тысячелетнего геологического ритма, включает межледниковый (относительно теплый) и ледниковый (холодный) варианты осадконакопления. Далее в суглинистых отложениях холодного сартанского времени отчетливо выделяются (по корреляционным связям и соотношениям литологических признаков) пылеватые суглинки с признаками субаквального (подстадии 2.4–2.3) и субаэрального (2.2) осадконакопления. Итак, геологическое картирование основывается на выделении главных горизонтов – каргинского и сартанского, более дробные подгоризонты могут быть использованы для детальных и целевых заданий инженерно-геологического картирования.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Территория Западной Сибири является одной из самых крупных низменных равнин земного шара. Она занимает около 2,5 млн км². Кайнозойские отложения имеют достаточно большие мощности. С ними связаны различные полезные ископаемые: торф, сапропели, золотые и циркон-ильменитовые россыпи, строительные материалы, подземные воды и др.

Торф

Благодаря особенностям геологического строения в течение последних 10 тыс. лет шли интенсивные процессы заболачивания и торфообразования. Максимальное торфообразование относится к началу атлантического периода голоцена (8,0–4,5 тыс. лет назад) – самому теплomu и влажному периоду.

Заторфованность Западной Сибири составляет в среднем более 19 %. Общая площадь торфяных болот оценивается в 40 млн га, что в несколько раз превышает площадь сельскохозяйственных угодий. Более 110 млрд т торфа (по некоторым данным 140 млрд т) приходится на долю Западной Сибири, что составляет 39 % мировых запасов (Геологическое строение..., 1998).

Торфяные месторождения Западно-Сибирской равнины чрезвычайно разнообразны по условиям образования и развития, качественным показателям залежи и типам поверхности, характеру распределения и другим факторам, в изменениях которых прослеживается довольно четкая закономерность, тесно связанная с природной зональностью. Районирование торфяных залежей по форме болот и мощности базируется на природной ботанико-географической зональности. Мощность пластов торфа колеблется от 0,8–1,5 до 8–9 м и находится в тесной зависимости расположения торфа от элементов рельефа. Основным показателем качества торфа является зольность. Диапазон зольности

западно-сибирских торфяников велик – от 1 до 50 %.

Несмотря на то что Западная Сибирь – это крупнейший торфяной регион, изученность ее торфяных ресурсов невысока. Здесь известно более 5 тыс. месторождений с общими разрезами торфа 113,7 млрд т, из которых разведано около 10 %. Более 90 % общих ресурсов в Западно-Сибирском регионе являются прогнозными. Исключены из государственного баланса пласты мощностью 0,7 м и объекты площадью 10 га.

В центре Западной Сибири находится уникальное и самое крупное в мире Васюганское месторождение торфа, охватившее весь Обь-Иртышский водораздел. Торфяные ресурсы месторождения определены в 18,8 млрд т, из которых 13 млрд т имеют прогнозную оценку.

Торфяное сырье в северных районах Западно-Сибирской равнины используется для решения топливно-энергетических проблем. Южные торфы могут применяться в качестве сырья для производства удобрений, препаратов на гуминовой основе. Верховой торф в малой степени разложения пригоден для изготовления подстилки в животноводстве, для теплично-парниковых грунтов, субстратных плит, микропарников и т. д.

Большой интерес представляют болотные фосфаты, т. е. торф с повышенным содержанием фосфора. Болотные фосфаты используются в сельском хозяйстве в качестве высокоэффективного комплексного органического минерального удобрения, содержащего, кроме фосфора, значительные количества кальция.

Сапропель

Сапропели – современные озерные органоминеральные накопления, содержащие белки, жиры, протеины и активные биоло-

гические вещества. Их формирование связано с озерами, которых в Западной Сибири насчитывается десятки тысяч. В центральной части Западно-Сибирской равнины заозеренность водосборов достигает 15–20 %. В образовании органической части сапропелей участвуют растительные и животные организмы водоемов. Минеральная часть их формируется за счет деятельности водных организмов, привноса минеральных веществ с окружающих водосборов и грунтовых вод, питающих озера. Большие ресурсы сапропелей сосредоточены на юге Тюменской, Омской и Новосибирской областях. По составу сапропели различны. Органические сапропели подразделяются на смешанно-водорослевые, зоогенно-водорослевые, торфянистые, а также сапропели смешанного типа: органоглинистые, органопесчаные, водорослево-глинистые, органоизвестковистые. Мощность сапропелевого пласта достигает более 5 м. Только в Омской области известны 174 месторождения озерных сапропелей общей площадью в границах промышленных запасов 17,8 тыс. га с суммарными ресурсами 186,3 млн т. Разведанные запасы по категориям А + В составляют 4,5 млн т, С₂ – 88,3 млн т.

В Новосибирской области в государственный баланс включены 96 месторождений сапропеля общей площадью 8,4 тыс. га. С суммарными запасами по категориям А + В + С₁ + С₂ = 56,3 млн т и 27 месторождений площадью 2,4 тыс. га с прогнозными ресурсами 9,5 млн т.

Сапропелевые отложения Томской области связаны с внутриболотными озерами или торфяными залежами. Для сапропелей области характерно повышенное содержание железа, что связано с возможным поступлением его из Бакчарского железорудного бассейна. В золе железистых сапропелей концентрация железа достигает 50 % при сравнительно низком содержании других компонентов. В связи с высоким содержанием железа сапропели области для сельского хозяйства не пригодны. В целом сапропели как полезные ископаемые используются для приготовления органоминеральных удобрений, витаминно-минеральной подкормки, улучшения структуры почв и в меньшей мере для известкования кислых почв.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

Южные районы Западной Сибири (Новосибирская и Томская области) характеризуются различной степенью золотоносности. Наиболее золотоносная часть Новосибирской области находится в Салаирском кряже. Томская и значительная часть Новосибирской области расположены в Колывань-Томской складчатой области, менее изученной на золото (Геологическое строение..., 1998). Омская и Тюменская области практически на золотоносность не изучались.

В северо-западной части Салаира (Новосибирская область) разрабатывается россыпное золото из аллювиальных плиоцен-эоплейстоценовых отложений (месторождение на р. Фомиха). Вторая достаточно типичная золотоносная россыпь долинного типа средне-верхнечетвертичного возраста находится в долине р. Суенга. Золотоносность долины в целом невысока и непостоянна, что отражает струйчато-прерывистый характер распределения металла в долине. Собственно россыпь приурочена к глинистым, песчано-глинистым аллювиальным отложениям полимиктового состава. Перекрыт русловый аллювий пойменными и делювиальными суглинками. Перспективы россыпной золотоносности оценить трудно. Следует согласиться с мнением о том, что традиционные долинные автохтонные россыпи на северо-западе Салаира с более или менее высоким содержанием металла в значительной степени отработаны. Несмотря на это, возможности расширения минерально-сырьевой базы по россыпному золоту имеются.

Циркон-ильменитовые россыпи в Западной Сибири связаны с отложениями кайнозоя. Выявлена группа тобольских россыпей, приуроченных к олигоценовым отложениям. В Новосибирской области открыто Верх-Ерменское месторождение, являющееся составной частью Ордынского циркон-ильменитового россыпного месторождения. Обнаружено достаточно крупное новое Георгиевское месторождение, превосходящее по своим ресурсам Туганское.

В настоящее время на территории Новосибирской, Томской, Омской и Тюменской областей выявлен и оценен ряд крупных количественных циркон-ильменитовых россыпей кайнозойского возраста.

Во-первых, это верхнеэоценовые россыпи, связанные с существованием в Западной Сибири Тавдинского морского бассейна. К прибрежным фациям тавдинского стратиграфического горизонта приурочены Туганское и Георгиевское месторождения. Нижнеолигоценовые россыпи (Тарская) связаны с установлением в регионе континентальных условий осадконакопления.

Во-вторых, верхнеолигоценовые россыпи, приуроченные к отложениям крупнейших озерных бассейнов, возникших в южной части Западной Сибири в начале эпохи позднего олигоцена (журавский=туртаский стратиграфический горизонт, верхние этажи Тарской россыпи и Ордынское месторождение).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории юга Западной Сибири имеются большие запасы нерудного минерального сырья, в том числе сырье для производства цемента, санитарно-строительного фаянса, каменных облицовочных материалов, гончарных изделий, щебня для бетона, асфальтобетонов, дорожных покрытий, кирпича, керамзита, аглопорита, известковой муки для агропромышленного использования. Распределение этих месторождений на территории Западной Сибири определяется особенностями геологического строения. С аллювиальными русловыми и пойменными отложениями Оби и Иртыша связаны месторождения песчано-гравийных смесей и строительных песков.

ПРЕСНЫЕ И МАЛОМИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ ВОДЫ

К числу полезных ископаемых относятся пресные и маломинерализованные воды, основные ресурсы которых приурочены к во-

доносным горизонтам и комплексам в толщах палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений верхнего гидрогеологического этажа и к водоносным горизонтам меловых отложений нижнего гидрогеологического этажа.

Подземные воды связаны, в первую очередь, с долинами крупных рек – Обь и Иртыш, в которых водоносные горизонты представлены отложениями поймы и четырех надпойменных террас. Воды в долине Иртыша используются пока лишь для мелкого водоснабжения, а Оби – для водоснабжения мелких населенных пунктов, сельскохозяйственных и промышленных предприятий.

Неогеновые водоносные горизонты связаны с выдержанными слоями песков. К ним относятся верхнеплиоценовый (эоплейстоценовый) водоносный горизонт каргатской свиты, а также ниже-среднемиоценовый комплекс с бещеульской, таволжанской и павлодарской свитами.

Верхнеолигоценовый–нижнемиоценовый водоносные комплексы распространены повсеместно и связаны с абросимовской и журавской, на севере – с туртаской свитами.

Установлено несколько водоносных горизонтов в палеогене. Они включают верхнеэоценовый–нижнеолигоценовый водоносный комплекс новомихайловской, атлымской, тавдинской (юрковской) свит. Общая мощность комплекса 150–190 м. Разрез представляет собой многослойную фациально изменчивую толщу песков, алевритов, алевритовых глин с линзами лигнитов, бурых углей. С глубиной отмечается укрупнение гранулометрического состава песков.

Кроме пресных подземных вод, установлены минеральные и термальные. Границы распространения этих вод практически совпадают по площади и глубине. К настоящему времени подсчитаны ресурсы минеральных и термальных вод, которые широко используются лечебницами и здравницами (Полезные ископаемые..., 1998).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИИ В XXI ВЕКЕ)

Стратиграфия является базовой дисциплиной для любых геологических работ (съёмки, поисков, разведки) и геоэкологических мероприятий (охраны окружающей среды). Чем совершенней стратиграфическая основа, тем надежней серийные опорные легенды, определяющие качество государственного картирования различного масштаба и эффективность геолого-разведочных работ. Детальное стратиграфическое расчленение позднекайнозойских отложений, соизмеримое с длительностью глобальных климатических событий разного ранга, открывает перспективы экологически безопасного природопользования путем инженерно-геологического обоснования, прогнозных сценариев климатических и природных изменений, а также предсказание возможных природных и техногенных катастроф.

Предложенные стратиграфические и корреляционные схемы являются новым поколением региональных западно-сибирских стратиграфических шкал кайнозоя. Их отличительная особенность состоит в повышенной детальности и достоверности, достигнутых за счет корреляции с мировыми стандартами.

Для морского палеогена Западно-Сибирской плиты создана зональная шкала, и по видам-индексам установлена корреляция с Западной-Европейской шкалой. Впервые возраст горизонтов и свит приведен к стандартной шкале, что позволяет сопоставить талицкую свиту с зеландий-нижним танетом (нижний-начало верхнего палеоцена), серовскую с танетом (верхний палеоцен), ирбитскую с ипром (нижний эоцен), нюрольскую с верхним ипр-лютетом (конец нижнего-средний эоцен), тавдинскую с бартоном-приабомом (конец среднего-верхний эоцен). По диноцистам откорректированы границы биостратонов, выделяемых по спорам и пыльце, что способствует более обоснованному проведению прямой корреляции морских и континентальных отложений: для морских установлены семь палинологических комплексов, а для континентальных – три. Схема по диноцистам

увязана с зонами по радиоляриям, диатомеям, силикофлагеллатам. Местные стратиграфические схемы пяти фациальных районов (Зауральского, Приарктического, включающего Ямал, Тазовский полуостров, низовья Пура и Таза, Центрального, Обского и Омско-Кулундинского) сопоставлены с унифицированной схемой палеогена.

В стратиграфической схеме неогена приведено сопоставление основных горизонтов со стандартной шкалой Средиземноморья на базе комплексной корреляции магнитостратиграфических данных, полученных З.Н. Гнибиденко (1989, 1991), и глобальных климатических событий, разработанных по результатам палинологического анализа (Кулькова, Волкова, 1997), малакофауне, крупных и мелких млекопитающих (Зыкин, 1991; Зыкин и др., 1995). В итоге новые стратиграфические схемы являются детальными и впервые увязанными с мировым стандартом.

Стратиграфическое расчленение в схемах четвертичных отложений доведено по детальности до уровня, достаточного для сопоставления с изотопно-кислородной океанической шкалой. Это способствовало детализации стратиграфической основы как в целом, так и особенно нижнеплейстоценового звена, решению проблемы так называемого “северного плиоцена”, расчленению субэдральной лессово-почвенной формации, корреляции ее с ледниковыми отложениями и т. д.

Усовершенствованная стратиграфическая основа имеет многоцелевое назначение. Разномасштабные стратиграфические схемы могут непосредственно использоваться при государственном геологическом картировании, при любых геолого-съёмочных и поисковых работах. Они необходимы для составления карт инженерно-геологического районирования, обеспечивающих проектирование и экологически безопасную эксплуатацию различных инженерных сооружений нефтегазового комплекса (обустройства месторождений, строительство нефтегазопроводов и других коммуникаций) и объектов соцкульт-

быта и т. д. Высокоразрешающая хроностратиграфическая основа обеспечивает составление достаточно эффективных прогнозных сценариев ландшафтно-климатических изменений в первой половине XXI века. Последние, в свою очередь, открывают перспективы предсказания возможных природно-техногенных катастроф, обусловленных, в частности, переходом криолитозоны в нестабильное состояние. Эта реальная угроза чревата катастрофическими последствиями для жизнедеятельности человека, биоты и народнохозяйственных объектов территории. В то же время дееспособность прогнозных сценариев сопоставима с вероятной продолжительностью эксплуатации нефтегазоносных месторождений и, как представляется, дает достаточный лимит времени для адаптации народнохозяйственной деятельности к ландшафтно-климатическим изменениям.

Сфера использования современных стратиграфических шкал, скоррелированных с мировыми стандартами, определяется широким кругом геологических учреждений Комитета по геологии и использованию недр РФ, региональных Геолкомов, частных фирм, региональных и областных органов исполнительной власти. Они могут (и должны) использоваться в проектных разработках народнохозяйственных планов, а также в процессе формирования региональной и общегосударственной эколого-социальной политики.

В региональной стратиграфии Западной Сибири отражены все особенности геологического строения разных фациальных районов. В будущем особое внимание следует уделить изучению новых стратотипов и опорных разрезов и всестороннему детальному их расчленению. Главным направлением по-прежнему остается использование комплекса различных биостратиграфических методов в сочетании с данными литологического, сейсмостратиграфического, палеомагнитного и др. Только комплексный подход позволит контролировать стратиграфические построения, получаемые отдельными методами, и даст возможность провести корреляцию, а также позволит обосновать возраст отложений.

Особое значение будет иметь разработка зональных шкал по фораминиферам, радиоляриям, диатомеям морских палеогеновых отложений. Как показано в региональной схеме Западной Сибири, зональное расчленение по этим группам подлежит более

дробному делению. Далее будет важно зональные шкалы по указанным группам более точно откорректировать с зональной шкалой по диноцистам. В свою очередь детализация зон по динофлагеллатам позволит более надежно сопоставить региональные стратоны с ярусами общей шкалы.

Для более детального расчленения отложений неогена перспективными будут изучение и детализация териофауны, которая в стратиграфии Западной Сибири нуждается в дальнейшей разработке.

Необходимо оценить разрешающую возможность различных групп палеонтологических остатков для дробного расчленения отложений разнофациальных районов и выявить их корреляционные возможности. Очень важной станет разработка критериев корреляции морских и континентальных отложений по различным палеонтологическим остаткам.

В связи с разработкой климатостратиграфии и восстановления динамики природной среды большое значение будет иметь детализация палинологических зон и комплексов, а также выявление индикаторов растений климата.

В XXI веке важное значение будут иметь радиометрические методы, которые недостаточно использованы в региональной схеме Западной Сибири. Такие методы, как термолюминесцентный, электронно-парамагнитного резонанса, радиуглеродный, еще нуждаются в усовершенствовании. Только изотопный метод, основанный на радиоактивном распаде атомов, и палеонтологический, базирующийся на развитии органического мира, способны создать основу геохронологической шкалы и наметить временные уровни, необходимые в геологической практике. На основе геохронологической шкалы можно будет разработать палеомагнитные, палеоклиматические, циклические и другие шкалы, которые можно будет использовать в качестве самостоятельных, позволяющих выявлять определенные стратиграфические уровни. Для стратиграфии антропогена, особенно для корреляции мелкомасштабных (по времени) геологических событий, будут важными – выявление и привязка ко времени терминаций (событий) на рубежах ледниковых и межледниковых эпох. В последние годы установление мелких событий “терминаций” и “катастроф” приобрело важное значение

для решения палеогеографических задач. Создание инфразональных (микростратиграфических) шкал на основе событийной стратиграфии, которые обеспечивают стратиграфическое расчленение дополнительными критериями, для Западной Сибири очень важно.

В целом все новые стратиграфические данные – это главная база для расшифровки развития биосферы, которая позволяет выявить тенденции и этапность эволюции биосферы, кризисные явления, развитие биотических сообществ во времени и пространстве, сопровождающих эволюцию органического

мира и смену палеогеографических и климатических обстановок.

Дробная детализация стратиграфических схем нужна в практике, главным образом для проведения крупномасштабного картирования кайнозойских отложений, для обработки материалов бурения, для поисков минерального сырья, воды и других полезных ископаемых, а также для проведения палеогеографических реконструкций и познания путей эволюции биосферы с прогнозированием природных обстановок будущих столетий и для решения экологических задач.

Introduction

The Cenozoic deposits (over 1 000 m thick) of the West Siberian plain make up the total relief-producing complex. A knowledge of laws controlling the structure of subsurface strata is necessary to both the sound scheduling of undertakings in development of oil and gas fields and optimization of activities in operation of all working drilling units in areas of oil and gas extraction. The study of Cenozoic deposits gives an idea of structure reconstructions in the region at the stage of making of present-day plan of structure that allows the conclusion on regularities in hydrocarbons redistribution to be done. The Cenozoic history is also a source of information on the laws controlling global natural processes, evolution of climate, biota and human environment.

Regional predictions of natural environment condition are of importance in order that economic activities be adapted to landscape-climatic changes, and it plays especially important part in northern Siberia (in littoral shelf of flat country and areas with underground frost).

The Cenozoic stratigraphic charts proposed here are a new generation among regional West Siberian stratigraphic charts for the Paleogene, Neogene and Quaternary system. They are distinguished for their more detailed subdivisions and higher reliability due to the correlation with global standards. The charts for Paleogene and partly for Neogene were

developed based on zonal biostratigraphy and for the Quaternary system and Pliocene on combination of lithostratigraphic, biostratigraphic and magnitostratigraphic and radiometric data.

The correlation of West Siberian Neogene with the Mediterranean global standard was developed based on global correlations of climatic events and common data on some groups of fauna. Paleoclimatic reconstructions for West Siberian region were accomplished contemporaneously with the development of detailed complex lithostratigraphic section (by mammals, fresh-water and subaerial mollusks), chronostratigraphic boundaries of which were magnitostratigraphically dated.

The foregoing suggests that the progress in Cenozoic stratigraphy of the West Siberian plain followed during the last decade the way of correlation of regional charts with global standards. This correlation provided more detailed subdivisions, improved the West Siberian stratigraphic charts and supplied high reliability and trustworthiness.

The authors are hope of that all these charts will be reliable basis for both the serial legends when composing the geological maps of diverse purpose and scale and accumulation of intermediate geocological data in order that a composite problems of development of oil and gas fields to be solved.

Chapter 1. PALEOGENE SYSTEM

The state of art includes a brief information on sedimentation history. A major contribution to the study of stratigraphy was made by S.B. Shatsky, V.A. Martynov, V.P. Nikitin, L.A. Panova, Z.I. Glezer, V.M. Podobina, P.P. Generalov, V.I. Stasov, N.V. Rubina, L.L. Il'enok,

A.V. Kriventsov, I.A. Kulkova and many others scientists.

The study of Paleogene stratigraphy involved the development of local stratigraphic units such as formations, subformations, horizons and beds. Strong emphasis in the estab-

lishing local stratigraphic units was regarded on the recognition of local zonal complexes of diverse groups of fauna and flora.

In recent years (1987–2000) the Institute of Geology, Siberian Branch of the RAS, obtained abundant core samples, which have been studied for the presence of spores, pollen and dinocysts. The latter have been used very successfully by I.A. Kulkova (1987, 1994) in subdivision and correlation of the West Siberian Paleogene. Dinocysts are of widespread occurrence throughout the marine Paleogene section and offer strong possibilities of zoning the marine Paleogene. Dinocyst data obtained by I.A. Kulkova (1987, 1990, 1994; Kulkova, Shatsky, 1990) allowed the zonal scale to be created, where stage development of dinoflagellates served as the basis. The study of dinocysts permitted the correlation of West Siberian Paleogene with zonal scales of West Europe (Cavelier, Pomerol, 1983) and southern regions of the former USSR (Andreeva-Grigorovich, 1985; Resolution of Interdepartmental Stratigraphic Committee, 1989). The zonal scale developed for marine Paleogene enabled the age of palynologic complexes (PC) from marine and continental deposits to be improved and their relationship with general scale due to dinocyst zones to be established.

General stratigraphic units and its paleontologic substantiation

Paleogene general scale is subdivided into three series: Paleogene, Eocene and Oligocene. The series include subseries and stages. Paleocene consists of two series (lower and upper) and three stages (Danian, Selandian and Thanetian). In West Europe the Paleocene absolute age is dated at between 66,5 and 53–58 Ma. Nine nannoplanktonic zones (NP1–9) are recognized in Paleocene. The Paleocene involves in West Siberia the Talitsa and Serov formations.

The Eocene is subdivided into lower, middle and upper units and includes four stages: Lower Eocene (Ypresian Stage), Middle Eocene (Lutetian and Bartonian stages) and Upper Eocene (Priabonian Stage). The Eocene is dated at between 58,0 and 43,5 Ma and includes 10–20 nannoplanktonic zones (Martini, 1971). In West Siberia the Eocene corresponds to the Irbit, Nyurolka and Tavda formations.

The Oligocene is subdivided into lower unit with Rupelian Stage and upper unit with Chattian Stage. The Lower Oligocene is dated at 33,7–28,0 Ma and the Upper Oligocene at

between 28,0 and 23,5 Ma. The Rupelian Stage comprises 21, 22 and 23 nannoplanktonic zones and in West Siberia the Atlym and Novaya Mikhailovka horizons. The Chattian Stage includes the Zhuravka and Turtas horizons.

The Paleogene deposits of different regions (North Caucasus, Pre-Caucasus, North Turkmenistan, South Aral, North Ustyurt and West Siberia) are currently correlated at zonal level with West European general scale based on diverse groups of organisms: planktonic foraminifera (Krasheninnikov, 1971), nannoplankton (Muzylev, Tabachnikova, 1987), benthic foraminifera (Bugrova, 1987), dinocysts (Andreeva-Grigorovich, 1991), radiolarians (Kozlova, 1999), spore and pollen (Panova, 1988). The study of biozone boundaries suggests that regional scales are not necessarily coincide and invite further investigation. The thickness of the Lower Paleocene sequences and correlation of sediments of the Danian and Selandian, Selandian and Thanetian stages in general scale are debatable in all the regions. Their boundaries are determined by diverse groups of organisms (planktonic foraminifera, nannoplankton, benthic foraminifera, dinocysts). The same problems are discussed in regional scales.

The Oligocene – Miocene boundary is thus far debated. Most specialists place the boundary between Oligocene and Miocene at the base of the *Globorotalia kugleri* zone based on the evidence derived from deep boring of the Pacific and other oceans (Krasheninnikov, 1971). Deposits of the Aquitanian Stage in its stratotype (North Aquitania in France) are represented by this zone, which is traceable from France to the Atlantic ocean. Directly below, there occurs foraminifer zone of the Chattian Stage. Consequently, the Aquitanian is a unit of the Lower Miocene and the Oligocene should terminate in the Chattian Stage. The authors understand that it is difficult to solve the problems of stages extent in the West Siberian continental Paleogene because of absence of dinocysts. Regional horizons are arbitrarily related to the stages of general scale.

Regional stratigraphic units, their range and paleontologic support

The horizon corresponding to a definite stage of West Siberian geological history is proposed to be the basic regional correlation unit for West Siberian Paleogene chart.

At Tyumen Meeting, S.B. Shatsky made a suggestion that the Lulinvor Horizon with three subhorizons (Lower-, Middle- and Upper Lulinvor) should be abandoned and instead independent Serov, Irbit and Nyuroлка horizons be introduced. However this suggestion received no support at that time. At present, the study of dinocysts and recognition of zonal forms of organisms allow us to correlate regional stratigraphic units with general scale and consequently to support S.B. Shatsky point of view. Proposed chart includes the following horizons: Talitsa corresponding to NP 1–6; Serov to NP 7–9; Irbit to NP 10–11; Nyuroлка to NP 12–15; Tavda to the upper part of the zones of NP 15 and NP 16–20; in the Oligocene there are recognized the Atlym, Novaya Mikhailovka and Zhuravka (Turtas) horizons subdivided into Lower and Upper Zhuravka subhorizons.

Regional stratigraphic units comprise fossiliferous beds with foraminifera, radiolarians, diatoms and beds with palynologic spectra. The dinocysts solely allowed the zones with index-species to be recognized and traced throughout the West Siberia and index-species enabled the correlation of Paleogene regional units with the stages of International scale.

Zonal scale for the Paleogene marine and continental sequences was developed on the basis of paleontological material (dinocysts, spores and pollen) received (during the latest five years) from Tyumen Geological Department. Fossiliferous core-samples were collected by different geological survey teams and sent to the Institute of Petroleum Geology, Siberian Branch of the RAS for processing. Regional horizons are paleontologically supported.

Zonal scales based on various paleontologic groups

In West Siberian Paleogene sections benthic foraminifera have been found only in Upper Eocene (Tavda Formation). Planktonic foraminifera are rare to occur. Late Paleocene foraminifera *Ammoscalaria friabilis* were described from the Talitsa Formation.

Late Paleocene – Early Eocene complex with *Cibicidoides favorabilis*, *Glomospira gordialisformis*, *Cyclammina coksuorovae* was described for the Serov Formation (Thanetian and Ypresian stages). The Irbit Formation yielded foraminifera of the *Textularia carinatiformis* zone (Middle Eocene, Lutetian and Bartonian stages). The Nyuroлка Formation (Upper Lulin-

vor Subformation) yielded two foraminifer complexes. The lower complex includes *Labrospira honesta* and the upper one *Reophax subsiformis*, *R. dentaliniformis*. The formation is dated by B.M. Podobina as Upper Eocene.

The Tavda Formation placed by V.M. Podobina at the base of the Rupelian Stage (Lower Oligocene) embraces the *Elphidiella vergandia* zone. The age interpretation does not agree with other paleontological data.

Radiolarian zones are based on the data obtained by G.E. Kozlova (Kozlova, Zayonts, 1987; Kozlova, 1999). The oldest radiolarian complex with zonal species *Cromyocarpus ovatus* was recognized from the Marsyat Formation in Urals and lower part of the Talitsa Formation (Lower Paleocene). The *Tripodiscinus sengilensis* zone is traceable in the lowermost strata of the Serov Formation. The base of the formation (Lower Lulinvor Subformation) lies inside Upper Paleocene, since the lower boundary of the Lulinvor Formation corresponds to the boundary between the *Buryella tetradica* and *Tripodiscinus sengilensis* zones in Central Povolzhye. The *Buryella tetradica* zone corresponds to the lowermost Upper Paleocene. The *Petalospyrites foveolata*, *P. fiscella*, and *Spongotrochus paciferus* zones were established in the Middle Lulinvor (Irbit) Subformation. The lower part of the Lower Lulinvor Subformation lies in Upper Paleocene – Lower Eocene, the rest portion of Subformation (Irbit Formation) corresponds to Lower Eocene. The *Heleodiscus lentis* zone (Upper Lulinvor Subformation, Irbit Formation) is dated by Lower possibly lowermost Middle Eocene. The Upper Eocene deposits (Tavda Formation) are barren of radiolarians.

The part titled “Zoning by dinoflagellate cysts” includes the description of a group of planktonic algae (dinocysts). These representatives of phytoplankton were quick to occupy marine aquatoria, differed in high pace of evolution and morphological diversity, are found in calcareous and noncalcareous facies. Dinocysts as well as foraminifera are of great importance in zonal stratigraphy inasmuch as they occur in West Europe together with nannoplankton, that allows regional horizons to be compared to the stages of general scale. In addition, dinocysts may be found together with spores and pollen that enables the correlation of marine and continental deposits. In recent years this group of organisms is used widely

System	Standard scale			Unified USK Scale (1989)				Zones on dinocyst															
	Series	Subseries	Stage	Zones scale on planktonic foraminifera		Zones scale on nanoplankton		South of ex-USSR (Andreeva-Grigorovich scale, 1991)		Dinozones (Kulkova, 1987)	Western Siberia (Kulkova, 1987)		Western Siberia, formation	Southern Zauralskiy (Vasil'eva, 1990)		Western Europe (Cavelier, Pomerol, 1983)	North-Western Europe (Costa, Manum, 1986)						
				—		Sphenolithus ciproensis		—			Not established			Not established									
P A L E O C E N E	Oligocene	Lower	Rupelian	Globigerina tapuriensis	Sphenolithus distendus		Wetzeliella gochti		DP13	Not established		Altym	Not established		—	D13							
					Sphenolithus praedistendus		W. symmetrica/Ph. amoenum			DP12													
					Coccolithus subdistichus		—																
		Upper	Priabonian	Turborotalia centralis	Discoaster barbadensis	Sphenolithus pseudoradians, Isthmolithus recurvus, Chiasmolithus oamaruensis		Charlesdowniea clathrata angulosa		DP11	Charlesdowniea clathrata angulosa		Tavda	Charlesdowniea clathrata angulosa			W13	D12					
				Globigerina corpulenta		Discoaster salpanensis		Rhombodinium porosum			DP10			Kisselovia ornata, Wetzeliella irtishensis, Areosphaeridium diktyoplokum					Kisselovia ornata		W11-12	D11	
				Globigerapsis tropicalis		(Lower subzone)		Dracodinium intermedium, A. diktyoplokum						DP9					Not established				Rhombodinium draco
	Middle	Bartonian	Globigerina turcmenica (Truncorotaloides rohri)	Reticulofenestra umbilica	Nannotetrina fulgens		Rhombodinium draco, Wetzeliella articulata		DP8	Charlesdowniea fasciata, Charlesdowniea coleothrypta rotundata		Nyuroika	Systematophora placacantha		W9	D9							
			Hantkenia alabamensis		Rhabdosphaera inflata		Charlesdowniea coleothrypta rotundata			DP7	Charlesdowniea coleothrypta, Rhombodinium coronatum		Ch. coleothrypta plexus, Dracodinium polytum				W8	D8					
			Acarinina rotundimarginata		(Lower subzone)		Charlesdowniea coleothrypta				Dracodinium varielongitudum		Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis						W7 W6	D7			
	Lower	Ypresian	Globorotalia aragonensis	Discoaster diastypus	Discoaster lodoensis		Dracodinium simile		DP5	Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis		Irbit	Dracodinium varielongitudum, Dracodinium simile, Wetzeliella meckelfeldensis		W5 W4 W3 W2	D6							
			Globorotalia subbotinae s.l.		Marthasterites tribrachiatus		Wetzeliella meckelfeldensis			DP4	Apectodinium homomorphum		Apectodinium homomorphum				Serov	Apectodinium homomorphum		W1	D5		
			Discoaster binodosus		Marthasterites coniortus		Apectodinium homomorphum				Apectodinium homomorphum												
	P a l e o c e n e	Upper	Thanetian	Acarinina acarinata, Acarinina subsphaerica, Acarinina djanensis	D. multi-radiatus	Marthasterites bramlettei (lower subzone)		Apectodinium homomorphum		DP3	Apectodinium homomorphum		Serov	Apectodinium homomorphum		—	D4						
						Heliolithus riedeli		Cerodinium speciosum			DP2	Cerodinium markovae		Cerodinium speciosum				Deflandrea speciosa	D3				
						Discoaster gemmeus		Cerodinium speciosum				Cerodinium speciosum		Cerodinium speciosum									
						Heliolithus kleinpelli		Cerodinium speciosum				Cerodinium speciosum		Cerodinium speciosum									
		Lower	Selandian	Globorotalia conicontruncata	Fasciculithus tympaniformis		Cerodinium speciosum		DP2	Cerodinium speciosum		Talitsa (Tibetsall)	Cerodinium speciosum		—	D3							
				Globorotalia angulata	Ellipsolithus macellus		Cerodinium speciosum			Cerodinium speciosum													
			Danian	Acarinina inconstans	Conciplacolithus lenius		Cerodinium striatum			DP1	Danea californica/Carpatella cornuta		Danea mutabilis										
				Globoconusa daubjergensis	Chiasmolithus danicus		Carpatella cornuta				—												
			Globigerina taurica	—		—			—			—											

Fig. 1. The correlation scheme of zone dinocyst scales.

in stratigraphy of Paleogene sediments in boreal provinces promising for oil and gas.

Zonal division of Paleogene in West Siberia was first developed by I.A. Kulkova (Fig. 1 (2)). Unit boundaries are defined by first occurrence of index-species. The composition of dinocyst zones and their correlation with general scale by nannoplankton are described (see Fig. 1(2)).

Dinocyst-based zonal scale is compared to that of diatom-based. Diatom scale has been developed by Z.I. Glezer (1991) based on the stage development of diatom flora and their comparison with flora of epicontinental and oceanic basins. The age of zonal forms is first clearly determined and the age of basic stratigraphic units is substantiated.

Z.I. Glezer has also studied silicoflagellates from Paleogene marine sediments of West Siberia (Zonal stratigraphy..., 1991). The diatom and silicoflagellate zones are well correlated with nannoplankton and planktonic foraminifera zonal scale that allows us to determine the place of regional biostratigraphic units in general scale.

The regional scale includes also description of palynological complexes. The formations and beds with spore and pollen are recognized. The boundaries of palynological strata are determined by the occurrence of peculiar species and maximum of those appeared earlier. Seven complexes in marine Paleogene and three complexes in continental Paleogene were recognized in regional scale. The complex with *Trudopollis menneri*, *Anacolisidites insignis*, *Triatriopollenites araboratus* has been described for the Talitsa and Serov formations (Paleocene, Danian, Selandian and Thanetian stages).

The Irbit Formation (Lower Eocene – lowermost Ypresian) contains *Tripoporollenites robustus*, *Plicapollis pseudoexcelsus*. The Nyuroolka Formation (top of Lower Eocene – early Middle Eocene, Ypresian – early Lutetian) yielded pollen *Castanea crenataeformis*, *Pompeckjoidapollenites subhercynicus*, *Platycaryapollenites*, *Araliaceoipollenites euphorii*.

Three complexes (from the bottom upwards) *Castanea crenataeformis* – *Castanopsis pseudocingulum* – *Rhoipites pseudocingulum*, *Castanopsis pseudocingulum* – *Rhoipites pseudocingulum* – *Quercus gracilis* and *Quercus gracilis* – *Rhoipites pseudocingulum* – *Nyssa crassa* were described from the Lower Tavda Subformation (Middle Eocene, uppermost Lutetian – Bartonian stages). These three complexes were

found to correspond to Nyuroolka – Tavda seed flora (Nikitin V., 1989).

The complex *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* corresponds to the Upper Eocene (Bartonian Stage) and is recognized in upper subformation of the Tavda Horizon.

The continental Paleogene yielded the following complexes: Pinaceae – *Quercus graciliformis* – *Carya spackmania* (Atlym Formation, Lower Oligocene); *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis* – Pinaceae – *Carya spackmania* (Novaya Mikhailovka Formation). The Upper Oligocene (Zhuravka and Turtas horizons) contains *Fagus grandifoliiformis* – *Pterocarya stenopteroides*. Four seed floras (Mezhovsky, Stashkovsky, Novaya Mikhailovka and Turtas) are described for the continental Paleogene (Nikitin V., 1999).

Description of stratigraphic units of facial regions

Five facial regions, each with appropriate set of facies and different thickness of these facies are established.

The Trans-Ural facial region (FR) comprises western part of the Khanty-Mansiisk depression and is distinguished for its peculiar Paleogene marine sequence and complete continental one.

Near-Arctic FR includes Yamal, Tazovskiy Peninsula, the lower reaches of the Taz and Pur rivers. Paleocene marine and near-shore marine deposits of small thickness occur here. Characteristic of this FR is the lack of Paleogene continental sediments. Major gas fields are associated with this region.

Central (Sibirskye Uvaly) FR is confined to the Khanty-Mansiisk depression and is characterized by more complete Paleogene marine and continental sequences.

The Tomsk-Aleksandrovo (Ob') FR embraces a large portion of the Ket'-Vakhsky area (near-Ob' territory) and the upper reaches of the Pur River and is characterized by markedly decreased sequence of marine Paleogene and those of Lower – Middle Eocene and by Upper Eocene and Oligocene sequences of different facies.

The Omsk-Kulunda FR comprises decreased Paleocene sequences, comparatively complete Eocene sequences and decreased Paleogene continental sequences.

Structure of Paleogene deposits in facial regions is discussed.

Distinctive features of Paleogene marine deposits in Trans-Ural FR include a great thickness and uniform structure of rock units, that makes lithostratigraphic subdivision of formations to be difficult. Paleogene deposits here contain diverse fossil remains (foraminifera, radiolaria, silicoflagellates, dyncocysts and bivalve shells). A comprehensive study of organisms from the core-samples of the same boreholes allowed the age of Paleogene marine formations to be improved. The BH-19 located on the Severnaya Sos'va River and BH K-19 (Komsomolskaya) on the Ivdel'-Ob' River were the basic boreholes in the development of Paleogene zonal scale for the Trans-Ural FR (Kulkova, Shatsky, 1990). The works of O.N. Vasil'eva (1990) on the South Trans-Ural contributed also in the improvement of age and extent of formations.

The Lower Eocene deposits (opokas, diatomites and sandstones) arbitrarily assigned to Ivdel part of the Serov Formation are described. Radiolaria and diatoms were not found. The boundary between the Ivdel and Serov formations is also arbitrarily placed. The age of sediments is Upper Paleocene – early Eocene. Paleontological evidence obtained from BH K-14 for the Serov, Irbit, Nyurolka and Tavda formations are discussed in detail. In Trans-Ural Paleogene sediments several dinocyst zones have been described by I.A. Kulkova: the *Cerodinium speciosum* – DP2 zone (top of the Talitsa – bottom of the Serov formations), the zone of *Wetzeliella astra* – *W. meckelfeldensis* – *Draconidium simile* – *D. varielongitidum* – DP4-6 (upper part of the Serov – bottom of the Irbit formations). From these sediments radiolaria complexes *Petalospyris foveolata*, *P. fiscella* and *Spongotrochus paciferus* have been described. On the basis of these materials, the age for the sediments is determined as Upper Paleocene – Lower Eocene, that is also supported by the data on dinocysts, spore and pollen. The *Charlesdownia coleothrypta* – DP7 zone and radiolaria of the *Heleodiscus lentis* zone were identified for the Nyurolka Formation. Sediments are dated at Lower possibly lower Middle Eocene. The upper part of the Nyurolka Formation yielded dinocysts of the *Charlesdownia fasciata* zone. The DP9-10 zone is intermediate between the above mentioned zones and contains dinocyst complex similar to that from the Bartonian of England. The dinocyst of the *Charlesdownia* (*Kisselovia*) *clath-*

rata angulosa (DP11) zone are described from sediments of the Tavda Formation. From the data obtained by A.S. Andreeva-Grigorovich (1985), the volume of this zone corresponds to that of nannoplankton zones of *Chiasmolithus oamaruensis* and *Isthmolithus recurvus* (Priabonian level). Late Eocene zonal complex with *Ch. clathrata angulosa* was recognized by O.N. Vasil'eva in the South Trans-Ural Chegan Formation. The upper boundary of beds containing zonal complex is restricted by natural limit, i.e., the disappearance of microphytoplankton associations. The upper beds in the Chegan and Tavda formations contain no dinocysts. Dinocyst, radiolaria and diatom evidence suggests the late Middle – Upper Eocene age for the Tavda Formation.

The Lower – Middle Oligocene deposits are described from the Kurtamysh Formation of the Trans-Ural area. Mode of occurrence and palynologic evidence allowed the Kurgan beds deposited after the regression of the Tavda sea, to be dated at Lower Oligocene.

The mode of occurrence, lithological composition and palynological evidence are described for the Atlym and Novaya Mikhailovka formations developed to the east of the Kurtamysh Formation. The Upper Oligocene is represented here by the Turtas Formation containing index-species *Fagus grandifoliiformis* – *Quercus sibirica* with the dominance of pollen Juglandaceae and Betulaceae. Marine organisms were not found in the Turtas Formation.

In sub-Arctic area of Yamal, Paleocene black silty clay and quartz-feldspathic sands of Upper Talitsa and Upper Tibeisall subformations were exposed by the boreholes 12-PG and 12-RR and Lower, Middle and Upper Eocene deposits were established in the boreholes 11, 29 and 32. The analysis of dinocysts permitted us to make the conclusion that deposits in the region are coeval equivalents of those of Paleocene and Eocene in West Europe (Danian, Selandian, Thanetian, Ypresian and Lutetian stages). Upper Part of the Lower Tavda Subformation is dated at Bartonian age. It is noted that the absence of continental Paleogene and Neogene sediments is characteristic of this facial region.

A large number of boreholes and natural exposures are described for the Central facial region. This region is characterized by considerable (over 300 m) thickness of Paleogene marine sediments. The total thickness of con-

tinental Paleogene is 150 m. Descriptions of the structure, thickness, composition of dinocysts, spores and pollen are performed for a number of Talitsa, Serov, Irbit and Nyuroika formations and for the Tavda Formation with its two subformations. The age of the formations is determined more precisely and their correlation with stratigraphic units of general scale is substantiated.

In the Tomsk-Aleksandrov (Ob') region established were the facies of the Serov (quartz-glaucous sandstones), Irbit (clays and sands), Nyuroika (opoka-like clay), Tavda (green clay with silt intercalations) and Urki (sand with silty clay intercalations) formations. Continental sediments are represented by the Atlym, Novaya Mikhailovka and Lagerny Sad formations. The thickness and completeness of Paleogene sequences enabled the region to be subdivided into the area with Paleogene marine deposits over 300 m thick, the area with omission of a number of subformations and entire formations from 30 to 300 m in thickness and the area with not subdivided Paleogene marine sequences 20–30 m thick. The age of formations in the region is interpreted based on dinocysts, spores and pollen. Dinocyst-based age refines the temporal intervals determined by foraminifera. It is pointed out that thickness of Eocene marine sequence in eastern part of zone decreases that makes visual recognition of the Irbit and Nyuroika formations difficult. However the Nyuroika Formation was established in this part of facial region by dinocysts, and is characterized by dinozone 7 with *Charlesdowniea coleothrypta*. The age of dinozone 7 fits to the nannoplankton zones 12–15. The dinozone with *Rhombodinium draco* in the upper Nyuroika Formation was only established in the boreholes) 11-BP, 9, 4. The Nyuroika Formation is dated as upper Lower – first half of Middle Eocene (late Ypresian – first half of the Lutetian Stage).

The age of the Tavda Horizon is determined by diverse groups of paleontological remains from Upper Eocene – Lower Oligocene to Lower Oligocene. The Tavda Formation is assigned by dinoflagellates to the second half of the Middle – Upper Eocene. The Urki Formation is inshore-marine. It is compared to the Upper Tavda Subformation and dated as Upper Eocene.

The Oligocene is associated with change of marine conditions to continental one. Paleocene and Eocene marine deposits are described

from the Omsk-Kulunda facies. Continental Oligocene is sufficiently completely represented. The Talitsa Formation is fragmentary here. Orlovsky sands containing pollen *Tripopolenites robustus* – *Ulmoideipites* are also not of universal currency. In this connection the Cretaceous – Paleogene boundary is keenly-discussed problem. The age of the Tavda Formation is determined more precisely. This formation as in other regions is assigned to the upper Middle and Upper Eocene. Palynological data on Oligocene continental deposits are discussed in detail. It is shown that the development of diverse mesophyllous fall-leaved type of trees is characteristic of Oligocene flora. Eocene evergreen plants remained as relics. Conifers are represented by *Picea*, *Pinus*, *Cedrus* and *Taxodiaceae*. The analysis of quantitative characteristics of some taxa and their change in the section were used as the basis for subdivision of Oligocene continental deposits. Quantitative correlation of separate pollen taxa of the families Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Ulmaceae and Nyssaceae is of particular interest. Three palynologic complexes were identified in Oligocene: *Pinaceae* – *Carya spackmania* (Lower Oligocene), *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis* (Lower – Middle Oligocene, the latter is associated with the flourish of Turgay flora) and *Fagus grandifoliiformis* – *Pterocarya stenopteroides* (Upper Oligocene). The latter complex is distinguished for its rich systematic composition. Pollen of conifers of the families Taxodiaceae and Pinaceae was widely involved. The palynologic complexes identified concurrently with dinoflagellates are of great importance for the stratigraphy of Siberian Paleogene. They reflect global events (dictated mainly by climate) in the development of flora and "event" stratigraphy in general.

Lithologic and mineralogic characteristics of Paleogene deposits

Lithologic and mineralogic characterization of basic stratigraphic units in regional stratigraphic chart is given.

Regional stratigraphic chart for the Paleogene deposits

Local stratigraphic chart developed for facial regions and their dinoflagellate-based correlation are discussed. Zonal stratigraphic units of West Siberia are compared to the stages

Standard scale		Zones scale on foraminifera, nanoplankton		REGIONAL SCALE OF PALEOGENE AND NEOGENE DEPOSITS OF WESTERN SIBERIA																				
System	Series	Subseries	Stage	(Berggren et al., 1995)	(Martini, 1971)	Horizon	Zones scale on dinocyst (Kulkova, 1994)	Radiolaria (Kozlova, 1999)	(Gleser, 1991)		Spore and pollen Western Siberia (Panova, 1971; Kulkova, Volkova, 1997)	Carpology (Nikitin, 1984, 1989)												
									Diatom	Silico-flagellate														
P A L E O G E N E	Oligocene	Upper	Chatthian	P ₂₂	NP25	Turtas						<i>Fagus grandifoliiformis</i> – <i>Pterocarya stenopteroides</i>	<i>Azolla incerta</i> – <i>Capparidopsis aquillina</i> <i>Stratiotes inversus</i> – <i>Cleome prisca</i>											
				P ₂₁	NP24																			
		Lower	Rupelian	P ₂₀	NP23									Atlym	Not established					<i>Betula gracilis</i> – <i>Juglans sieboldianiformis</i> Pinaceae– <i>Carya spackmania</i> , Pinaceae– <i>Quercus graciliformis</i>	<i>Phyllanthus intermedia</i> – <i>Diclidocarya sibirica</i> , <i>Azolla sibirica</i> – <i>Epipremnum rugosum</i> , <i>Drepanocarpus tavidensis</i> – <i>Stratiotes imperfectus</i> , <i>Potentilla jugata</i> , <i>D. tymensis</i> – <i>Microdiptera praesibirica</i>			
				P ₁₉	NP22																			
	Eocene	Upper	Priabonian	P ₁₆₋₁₇	NP20 NP19 NP18	Tavda	Not established						<i>Quercus gracilis</i> , <i>Q. graciliformis</i>	<i>Azolla oligocenica</i> – <i>Alnus czegatica</i> – <i>Decodon sphenosus</i>										
				P ₁₅	NP17																			
				Middle	Bartonian										P ₁₄	NP16								
															P ₁₃	NP16								
			Lower	Lutetian	P ₁₂										NP16	Nyuroika	Not established						<i>Quercus gracilis</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Nyssa crassa</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i> , <i>Quercus gracilis</i>	<i>Azollites minor</i> – <i>Pseudoisoetes tymensis</i>
					P ₁₁										NP15									
					P ₁₀										NP14									
					P ₉										NP13									
		Lower	Ypresian	P ₈	NP12	Irbit	Not established							<i>Castanea crenataeformis</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i> , <i>Rhoipites pseudocingulum</i>										
				P ₇	NP12																			
				P ₆	NP11																			
				P ₆	NP10																			
			Upper	Thanetian	P ₅	NP9 NP8	Serov	Not established							<i>Castanea crenataeformis</i> , <i>Pompeckjoidaepollenites subhercinicus</i> , <i>Platycaryapollis</i> , <i>Araliaceipollenites euphorii</i>									
					P ₄	NP7 NP6																		
					P ₃	NP5																		
					P ₂	NP4																		
Lower	Selandian	P ₃	NP5	Talitsa	Not established							<i>Triporopollenites robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>												
		P ₂	NP4																					
	Danian	P ₁	NP3																					
		P ₁	NP2 NP1																					
Paleocene	Lower	Danian	P ₁	NP2 NP1	Talitsa	Not established						<i>Trudopollis menneri</i> , <i>Anacolosidites insignis</i> , <i>Triatriopollenites araboratus</i>												
			P ₁	NP2 NP1																				

Fig. 2 Regional stratigraphical scheme of paleogene deposits:
Dn – dinocysts; D – diatoms; P – pollen; S – spores; R – radiolaria; K – carpoids.

Horizon		THE FACIAL DISTRICTS											
		Zauralskiy					Priarctic						
		West		East			Yamal		Taz peninsula		Lower course of Pur and Taz rivers		
Turtas		Naurzum Formation Kaolin hydromicaceous clays 5-10 m		Turtas Formation Sands, clay silts up to 90 m S, P, K									
	Atlym	Kurtamysh Formation	Clays, silts, sands with interbeds of lignites 60-170 m		Novaya Mikhailovka Formation Brownish-grey clays 0-70 m Atlym Formation Quartzous sands up to 50 m Kurgan Beds Alternation of green clays and silts up to 15-20 m								
Tavda		Green thin-laminated clays with interbeds of quartzous silts 150 m									Urkl Formation Light-grey inequigranular sands with interbeds of clay and gravel 30-40 m S, P		
											Tavda Formation (Lower Subformation) Clays with interbeds of glauconite sands 30-40 m Dn, K, D, S, P		Tavda Formation
Nyuroika		Nyuroika Formation Diatomite clays powder with quartzous silts. Clayist diatomites up to 150 m Dn, R, D, S, P									Nyuroika Formation Opoka-like platy clays with inclusions of silt and pyrite up to 70 m Dn, S, P		
Irbit		Irbit Formation Light-grey diatomite with nests of glauconite sands up to 80 m Dn, R, D, S, P			Irbit Formation Siltist opoka-like clays up to 70 m						Irbit Formation Opoka-like clays, diatomite, clays with interbeds of opoka up to 90 m Dn, S, P		
Serov		Serov Formation Interbedding of opoka and sandstones with glauconite-quartzous cement 16-100 m Dn, R, D, S, P					Serov Formation Opoka, opoka-like clays with interbeds of diatomite clays 100-120 m		Serov Formation Opoka-like clays up to 70 m		Serov Formation Grey opoka-like clays, opoka, clays with interbeds of opoka and diatomite clays up to 70 m Dn, S, P		
Taitisa		Maryat Formation Dark-grey, black, montmorillonite clays, glauconite-quartzous sandstones, in lower part with concretions of phosphorite, pebble, gravel up to 95 m Dn, R, D, S, P					Tibelsall Formation (upper subformation) Quartzous, feldspathic sands up to 130 m Dn, S, P		Upper Subformation Quartzous, feldspathic sands up to 180 m		Tibelsall Formation (Upper Subformation) Quartzous, feldspathic sands with plant remains up to 100 m Dn, S, P		
		Shadriha Beds Blue-grey, black argillite-like clays up to 5 m					Lower Subformation Black, siltist, micaceous, opoka-like clays up to 110 m Dn, S, P		Lower Subformation Siltist, opoka-like clays up to 120 m		Lower Subformation Dark-grey, black argillite-like clays with foraminifera up to 100 m Dn, S, P		

Fig. 2 (continuation).

Horizon		THE FACIAL DISTRICTS						
		Central		Obssk (Tomsk-Aleksandrov)		Omsk-Kulunda		
						Ishym	Baraba	Kulunda
Turtas		Turtas Formation Green-grey silty clays with interbeds of glauconite and quartzous sands 10-70 m S, P, K		Lagerny Sad Formation Grey silty clays 0-25 m S, P, K		Shiderta Formation White clays, speckled clays S, P, K	Zhuravka Formation Sands, silts, clays with glauconite up to 60 m S, P, K	Znamenka Form. Sands, clays, interbeds of lignite
Atlym		Novaya Mikhailovka Formation Sands, silts, clays with interbeds of coal S, P, K		Novaya Mikhailovka Formation Sands, silts, clays with interbeds of coal up to 20 m S, P, R		Chertalynsk Formation Clays, silts, sands 20-45 m S, P, K	Novaya Mikhailovka Formation Clays, silts, brown-grey sands 20-55 m	
		Atlym Formation White quartzous sands up to 40 m S, P, K	Aleshkino Beds Green clays with interbeds of sands 15-20 m	Atlym Formation. Quartz-feldspathic inequigranular sands with rare interbeds of brown coal 30 m S, P, R			Atlym Formation Inequigranular sands, pebbles 5-15 m	
Tavda	Tavda Formation	Upper Subformation Green-grey clays with interbeds of micaceous silts up to 80 m Dn, D, R, S, P		Urki Formation Sands with interbeds of silty clays S, P		Upper Subformation Thin-layer green clays up to 100 m Dn, S, P	Urki Formation Inequigranular quartzous sands with interbeds of green clays 15-35 m S, P	
		Lower Subformation Green-grey foliaceous clays up to 100 m Dn, D, R, S, P		Tavda Formation (Lower Subformation) Green clays with interbeds of silts 12-120 m Dn, S, P			Lower Subformation Green clays with powder of sand, silt and brown coal up to 125 m Dn, S, P	
Nyurolka		Nyurolka Formation Fine clays with fragment structure, silts up to 70 m Dn, D, S, P		Nyurolka Formation Green-grey opoka with powder of silts, mica and plant detritus 30-70 m Dn, S, P		Nyurolka Formation Foliaceous clays with interbeds of glauconite-quartzous sandstones up to 40 m Dn, S, P		
Irbit		Irbit Formation Grey clays with interbeds of diatomite up to 40 m Dn, D, S, P		Irbit Formation Clays and opoka 20-70 m Dn, D, S, P		Irbit Formation Dense clays, sometimes opoka 30-40 m Dn, S, P		
Serov		Serov Formation Opoka with interbeds of glauconite sands 5-50 m Dn, D, R, S, P		Serov Formation Quartz-glauconite sandstones up to 50 m		Serov Formation Opoka, opoka-like clays with interbeds of glauconite sandstones 5-50 m Dn, S, P		
Talitsa	Talitsa Formation	Upper Subformation Grey clays with lens of silts and glauconite sandstones 40-85 m Dn, D, R, S, P				Baukanosor Body Grey sands with interbeds (up to 12 m) of grey clays Ostrovnsk Formation Sands, dark-grey clays, coals 12-18 m		
		Lower Subformation Dark-grey, black clays with lens of sandstones 30-80 m Dn, D, R, S, P						

Fig. 2 (end).

of General scale. We have considered the potentialities of different groups of fossil organic remains in substantiation of regional stratigraphic chart. When substantiating the age of marine genesis, the preference was given to dinoflagellate cysts. It is noted the role of paleontologic data in subdivision of continental Paleogene (Fig. 2(14)).

The data on dinocysts allowed the volume of horizons to be revised and the age of formations to be improved. The Talitsa Horizon including the Talitsa, Marsyat and Tibeisall formations (all with two subformations) are assigned to Lower Paleocene Danian and Selandian stages. The Serov Formation is placed lower. This formation was transferred from the Lower Eocene to the Upper Paleocene (Thanetian Stage). The content of the Lulinvor Horizon was also revised. This horizon embraces the Irbit (attributed to the Lower Eocene Ypresian Stage) and Nyuroika (assigned to the Upper Ypresian and most of Lutetian stages) formations. The age is determined as Lower – Middle Eocene. The content of the Tavda Horizon was revised. The Tavda Formation (with two subformations) includes the Bartonian and Priabonian stages and the upper part of the Lutetian Stage. Sediments are dated as the second half of the Middle Eocene – Upper Eocene.

The study of the Paleogene deposits in West Siberia revealed a number of problems

to be solved. Among these is the improvement of the Cretaceous – Paleogene boundary; the dinozone 1 is not recognized for the present in Paleogene sequences of West Siberia; the stratotype of the Danian Stage is not determined. The scope of the Selandian Stage is not defined. The lower boundary of the dinozone 2 (*Cerodinium speciosum*) to be investigated. We are to improve the limits of dinozone 7 distribution and to reveal the composition of dinoflagellates and volume of dinozone 8, which is poorly traceable in West Siberian sections. The boundaries of biozones established by radiolaria, diatoms, silicoflagellates and dinocysts should be studied in detail and determined more precisely since they not coincide and are tentative.

The radiolaria and marine mollusks from the Middle – Upper Eocene deposits need to be studied comprehensively. Further development of zonal scale by planktonic foraminifera is a vital issue of this age. It is necessary also to solve the problem on the onset of continental sedimentation that is closely related to the age of the Tavda Formation. The boundary between the Middle and Upper Eocene (between the Nyuroika and Tavda formations) is of acute discussion. The age of so-called green clays (Aleshkino Beds) is yet discussed. The study of new core from the boreholes located in Central facial region can be a help in solving all these problems.

Chapter 2. NEOGENE SYSTEM

The chapter deals with the description of deposits, the present state of the art and zoning. Zonation of Neogene deposits is based on lithofacies feature. Seven lithofacial regions were recognized: Yamal-Taz, Trans-Ural, Central comprising the Siberskye Uvaly and Ob'-Irtysk ones, Yenisey, Ishym, Barabinsk, South Eastern embracing Kulunda and sub-Altay facies.

The stratigraphic chart for Neogene deposits includes the description of regional horizons and their comparison with Neogene general scale. Trinomial subdivision is adopted for the Miocene and Pliocene (Lower, Middle and Upper). In connection with the lowering of age of the Quaternary deposits to 1,8 Ma, the Ge-

lasian Stage deposits were recognized in the scope of Upper Pliocene.

The Miocene embraces four regional horizons: Abrosimovka, Bescheul, Tavoljan and Pavlodar. Lithologic composition and the thickness of formations are described. The Abrosimovka Horizon (Lower Miocene) includes the Abrosimovka, Kireevo formations and upper parts of the Belskiy, Baturovo and Krutiha formations. The Abrosimovka Horizon corresponds to the Aquitanian Stage and Lower Burdigalian Stage in General scale.

The Middle Miocene embraces sediments of the Bescheul Horizon corresponding in age to sediments of the upper part of the Burdigalian Stage and to the Langhian and Serravallian stages.

The Upper Miocene includes the Tavoljan and Pavlodar horizons (Tortonian and Messinian stages). The Novaya Stanica (Zanclan Stage) and Kulunda (Piacenzian and Gelasian stages) Horizons were established in Pliocene. The descriptions of lithologic composition of formation and beds are given.

Chapter 3. QUATERNARY SYSTEM

Overview and the state of the art

The Quaternary stratigraphy as distinguished from more ancient Phanerozoic systems is intrazonal. This is due to short span of the Quaternary period the duration of which corresponds no more than to one biostratigraphic zone *Globorotalia truncatulinoides*. The methods of classical evolutionary paleontology and biostratigraphy provide no appropriate reliability in stratigraphic subdivision of Quaternary deposits.

Intrazonal subdivision of the Quaternary System is provided by climatostratigraphic methods, that expects paleoclimatic interpretation of initial geological data.

For the Quaternary biostratigraphy, migratory-climatic model was proposed as the key one, that permitted us to identify paleogeographic types of fauna and flora complexes as migratory successions dictated by climate variation during the Quaternary period. In recent years new geophysical methods (paleomagnetic and radiometric) were used in interregional correlation.

The radiocarbon dating permitted the Pleistocene and Holocene chronostratigraphy to be developed for entire Siberia. The application of thermoluminescence method and pioneering experience in the use of electron paleomagnetic resonance method for the dating enabled one to provide a chronostratigraphic basis for the North Siberia Pleistocene, glaciation zone and marine glacioeustatic transgressions.

Paleomagnetic researches suggested the stratigraphic position for Brunhes/Matuyama (B/M) as most important correlation level. It is proved that the Quaternary System lower boundary lies lower of B/M boundary at the level of Kharamilio episode. The combination of all methods provided the stratigraphic basis for West Siberia and enabled the correlation with isotope-oxygen scale of World Ocean.

The beds yielded large and small mammals, fresh-water and subaerial mollusks, the remains of seeds, foetuses, spores and pollen. The chart is accompanied by regional magnetic zones (according to Z.N. Gribidenko) which correlate to general magneto-stratigraphic scale.

Facies zoning

General zoning of West Siberian plain is carried out with due regard for major paleoclimatic and paleogeographic events of the Quaternary period. From north to south there were recognized four latitudinal paleogeographic zones: Zyriansk Glaciation and marine transgressions zone, maximum glaciation zone, periglacial and extraglacial zones. These zones are subdivided into 11 regions based on the type of geological structure of Quaternary mantle.

General stratigraphic scale

According to this scale the Quaternary System is considered within the volume of 1.6 Ma. This system includes Pleistocene and Holocene. The Pleistocene was subdivided into Lower, Middle and Upper units. The stages were established. The Russian version of General scale was proposed by Interdepartmental Stratigraphic Committee (IMC). The Quaternary System is subdivided into two series: Pleistocene and Holocene. The Pleistocene series embraces two subseries: Eopleistocene (1,8–0,8 Ma) and Neopleistocene (0,8–0,01 Ma). Eopleistocene was subdivided in turn into two divisions (Lower and Upper) while Neopleistocene into three divisions (Lower, Middle and Upper). It was suggested to distinguish steps within divisions: two in Eopleistocene, one step in each Lower and Middle Neopleistocene and four in Upper Neopleistocene. Different versions of Quaternary System lower boundary are discussed.

In West Siberia the boundary is arbitrarily accepted at the base of the Kochki Formation or Barnaul beds containing theriofauna which are comparable with Odessa fauna assemblage, that allowed the comparison with Oldway episode at the level of 1,65 Ma. The boundary was lowered to the level of 1,8 Ma at Interdepartmental Stratigraphic Meeting in 1999. The subdivision of deposits is presented

according to resolutions adopted by ISC on Quaternary System.

Regional stratigraphic scale and its paleontologic background

The basic units in regional scale for Quaternary System are considered to be horizon and beds with geographic names.

Mammals. The biostratigraphy dealing with mammals uses such notion as "fauna complex" that is considered the complex of species nonrepetitive in time and is characteristic of paleozoological subregion (or province). This complex differs from other complexes in the presence of specific stage that is peculiar solely of this complex in the development of one or several phyletic lines. The complexes are described based on the data obtained by E.A. Vangengeim, V.S. Zazhigin and A.A. Krukover.

Foraminifera. Foraminifer complexes described from the Pleistocene deposits of West Siberia show its own specific composition and structure.

The most ancient studied complex from northern Siberia is the Lower Neopleistocene Tiltym (Bolgohtoh) one, zoogeographic nature of which suggests it is an arctic complex from shelf basin with reduced salinity and negative benthic temperatures.

The biostratigraphic zone *Miliolinella pyriformis* is established for the Middle Pleistocene. This is interglacial complex characteristic of deep basin with normal (for arctic seas) salinity.

The Upper Pleistocene deposits in the north of Siberia are represented by beds containing Kazantsevo complex. Its facial variability was traced throughout the area. Common specific species allowed this complex to be compared to that of Emsian from Netherlands, Poland and Germany.

The Boreal Kargynsky complex is described for the Late Pleistocene transgression. Its general composition and structure suggest that sediments deposited under littoral and sublittoral conditions with salinity close to normal (for arctic seas).

Ostracodes. Change of species composition in ostracode associations (both evolutionary and migratory) enables the application of the remains of this group of crustaceans in the development and improvement of stratigraphic scales. The ostracodes of the Kochki complex found in Ubino and Erestninsky lacustrine clays occurring in the top of the Kochki Formation

are described for Eopleistocene. Lacustrine deposits of the Lower – Middle Pleistocene Fedosovo Formation and Krasnodubrovka Formation yielded ostracodes of the Fedosovo – Krasnodubrovka complex. It is noted that Upper Quaternary ostracode complex is similar in composition to that of Middle Quaternary though there were identified in small proportion a Holocene forms.

Paleobotanic and paleoclimatic substantiation of interglacial and glacial horizons (spores, pollen, carpoids, diatoms)

The climato-stratigraphic zoning of the Quaternary deposits is based on paleobotanical data which reflect the succession of events supported by physical methods. Three types of flora are described from vegetal formations. Arctic flora is characteristic of the Arctic and periglacial vegetation and may be found in deposits of glacial horizons. The second type of flora is characterized by the presence of boreal-taiga elements which are the components of various taiga formations have been representative of vegetation of interglacial epochs. The spectra of three vegetal formations were recognized in them: South Taiga, Middle Taiga and North Taiga.

The third type of flora (periglacial) is characteristic of deposits of late glacial epochs. Arctic, subarctic and periglacial flora were repeatedly found in all glacial horizons of West Siberia. Palynologic evidence allowed the description of climate types. Temperate, cold and boreal climates fell on late interglacial period, interstadials and more rarely on early glacial period. Temperate-warm climate correlated with climatic optima. Subarctic, arctic and periglacial-cold climates were characteristic of glacial periods.

Paleocarpology. The paleocarpologic method is also used in differentiation of Quaternary deposits. Species identification permits the climatic conditions to be clearly reconstructed applying the method of actualism. Three types of flora (Barnaul, Tishinsky and Erestninsky) are described for Eopleistocene. The early Pleistocene is characterized solely by Vyatka flora. Three types of flora (Tobol'sk, Pozdnemonastyrsky and Biya) are assigned to Late Pleistocene. The Late Pleistocene is characterized by seven floras. All types of flora are confined to stratigraphic units.

Local stratigraphic units in different regions

Eopleistocene in regional scale is not subdivided into climato-stratigraphic horizons. The age is dated by theriofauna.

Neopleistocene

The Lower Neopleistocene includes the following horizons: Gornofilino, Mansy (glacial), Talagaika (interglacial), Nizhnetalagaika (glacial), Tilytm (interstadial) and Nizyama (Verkheshaitan Mys, glacial). The formations and beds are described from mentioned horizons, TL-data are given and correlation is made within 11 regions.

In the middle Neopleistocene, two warm (Tobolsk and Shirta) and two cold (Samarovo and Taz) horizons were conventionally recognized.

The Upper Pleistocene is represented by the Kazantsevo Horizon that corresponds to 5e stage in isotope-oxygen scale for World Ocean, Ermakovo and Sartan glacial and Karginsky interstadial horizons. Radiocarbon, TL and EPR dating are used widely. The dating and foraminifer complexes allowed the succession of Siberian glaciations and interglacial transgressions to be established and described.

Stratigraphic position of the Taz glaciation and subdivision of the Sanchugovka Formation. The monograph includes the data on the history of the Taz glacial Horizon recognition. Sanchugovka Formation is shown to occur in stratigraphically complete sections on the Samarovo Horizon rather than on the Bolgohtoh beds and has binomial structure. The lower member is represented by nonboulder clay and silt containing arctic marine fauna. The upper member consists of boulder loam embracing shelly fragments and redeposited foraminifera. The relation between the upper member and other deposits is described, and it was inferred that the member is of glacial nature.

The correlation of Middle and Upper Pleistocene marine and alluvial horizons is based on particular sections with the use of methods of physical dating. It is shown that chronostratigraphic evaluations of the age of marine horizons agree satisfactorily with the age of their continental equivalents.

Consideration of the problems of stratigraphy and correlation of the Late Pleistocene glacial deposits suggests that glacial relief in the area of cover glaciation of northern Siberia is due to the Middle and Late Pleistocene

Bachta and Zyryanka glaciation. They distinctly differ in the degree of preservation and location of marginal zones. In respect to geomorphology, these two criteria are well supported by stratigraphic and geochronologic evidence.

Three marginal belts of the Sartan deposits are recognized. The southern most belt (Khaduttey) is indicative of maximum glaciation and the Takamsky and Yamal-Gydansky belts are recessive. Their extents are described. The Khaduttey belt is indicative of a maximum Sartan glaciation (23–18 ka) and two recessive belts are attributed to the second half of the Sartan epoch.

Stratigraphy and correlation of loess-soil deposits include the discussion of loess-soil stratigraphy in subaerial Krasnodubrovka Formation (=series) embracing the total Pleistocene. The structure of Evsino pedocomplex and Salair loess are described. The age (Eopleistocene) was interpreted by S.A. Arkhipov, who considered that Evsino pedocomplex occurs in uppermost Kochki Formation in Matuyama orthozone.

Neopleistocene sequence of paleosols and loess is assigned to the Krasnodubrovka Formation within the Ob plateau. The Suma, Iskitim and Berdsk pedocomplexes separated by loess sheets are described from here. The Berdsk pedocomplex has appeared to be associated with Blake paleomagnetic episode and lower paleomember with climatic optimum of the Kazantsevo interglaciation dated at about 130 ± 25 ka.

Glacial and interglacial horizons of northern West Siberia are correlated with loess-soil formation.

Karginsky-Sartan deposits and 40,7 thousand-year geological rhythm

Sedimentary rhythm for 40,7 thousand years is considered on the example of the structure of interior regions of the plain. The regularities of paleoclimatic variation during the Karginsky-Sartan time are described. The Karginsky Horizon is shown to consist of five subhorizons, two of them being agreed with short-term fall of temperature. Lithologo-genetic beds of composite Karginsky-Sartan section from the Middle Ob area are discussed. It is noted that geologic mapping should include the recognition of the Karginsky and Sartan horizons. The subhorizons can be used in engineer-geologic mapping.

Chapter 4. BRIEF INFORMATION ON MINERAL RESOURCES

The monograph presents information on distribution and stratigraphic confinement of mineral resources in studied region. They in-

clude peat, sapropel, zircon-ilmenite placers, building materials (raw materials), fresh and mineralized waters.

CONCLUSION. The aim of stratigraphy in the XXI century

The above proposed stratigraphic and correlation charts are new generation in regional West Siberian Cenozoic stratigraphic scales. Their distinguishing feature is that they are more detailed developed and more reliable due to the correlation with World standards.

The field of application the stratigraphic scales is determined by a wide circle of Geo-

logical Institutions of the Committee on geology and conservation of mineral resources in Russian Federation, regional Geological Committees, private firms and organs of regional executive power. The book is meant for the geologists, teachers of Universities and postgraduates dealing with the Cenozoic deposits, as well as for paleoecologists and paleoclimatologists.

- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
- Адаменко О.М., Зажигин В.С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты Южной Кулунды // Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 162–171.
- Адаменко О.М., Архипов С.А., Вотях М.Р., Поспелова Г.А., Букреева Г.Ф., Ефимова Л.И., Качуро О.Ю., Пономарева Е.А., Юров Л.М. Путеводитель экскурсии по разрезам кайнозойских отложений Верхнего Приобья. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971. 72 с.
- Александрова Л.В. Палинологическая характеристика отложений бещеульской свиты у д. Исаковка (бассейн р. Иртыш) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969. С. 151–157.
- Алешинская З.В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений Северо-Востока Западно-Сибирской низменности // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 150–159.
- Альтер С.П. О южной границе зырянского оледенения на правом берегу Енисея // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Вып. 32. С. 42–51.
- Андреева-Григоревич А.С. Зональное деление по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений СССР // Геол. журн. 1985. № 6. С. 112–119.
- Андреева-Григоревич А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1991. 47 с.
- Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.
- Ариас К., Бигацци Дж., Бонадонна Ф. Корреляция нижнечетвертичных отложений Средиземноморья и Центральной Европы // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. Т. 1. М., 1982. С. 15–16.
- Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 10–19.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 27–35.
- Архипов С.А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 1. С. 36–44.
- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисей // Труды ГИН АН СССР. Вып. 3. М., 1960. 170 с.
- Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений: террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 50–70.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973. С. 7–21.
- Архипов С.А. Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина. Нижнее Приобье: Оперативно-информ. материал. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 131 с.
- Архипов С.А. Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока СССР // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 4–18.
- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона (уточненная стратиграфическая основа). Новосибирск, 1987. 52 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 8.)
- Архипов С.А. Палеогеография и хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири (обзор новейших данных) // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989а. С. 201–213.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. 1989б. № 6. С. 13–22.
- Архипов С.А. Корреляция плейстоценовых событий на Северо-Азиатском континенте // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 4–14.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 29. Новосибирск, 1964а. 127 с.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Спорново-пыльцевые спектры и некоторые вопросы стратиграфии морских четвертичных отложений низовьев Енисея // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1964б. С. 225–242.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973а. С. 21–33.
- Архипов С.А., Левина Т.П., Вотях М.Р. Палинологическая характеристика ресс-вюрмских (казанцевских) и нижне-средневюрмских отложений долины Средней Оби // Там же. 1973б. С. 143–150.

- Архипов С.А., Гольберт А.В., Гудина В.И. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере (критика "Схемы опорного разреза морского плиоцена-плейстоцена") // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 57–72.
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149–161.
- Архипов С.А., Вотях М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорья) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. М.: Наука, 1982. С. 46–58.
- Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С., Гудина В.И. Антропоген (четвертичная система) // Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой и кайнозой. Новосибирск: Наука, 1984а. С. 100–126.
- Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С., Вотях М.Р., Гудина В.И., Троицкая Т.С. Стратиграфия плейстоцена Сибири. Новые идеи и материалы // Геология и геофизика. 1984б. № 8. С. 52–65.
- Архипов С.А., Исаева Л.Л. Сибирь // Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 42–62.
- 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., 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., 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., Круковер А.А., Шелкопляс В.Н. Разрез с раннеплейстоценовой вяткинской фауной и флорой на юге Западной Сибири // Там же. С. 91–97.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С. Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 53–58.
- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с.
- Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобскоямальско-Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. 1994. № 6. С. 87–104.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкина В.С., Бахарева В.А., Гуськов С.А., Левчук Л.К. Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 51–71.
- Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 6. С. 1027–1048.
- Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 5. С. 1178–1181.
- Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. М., 1977. С. 60–69.
- Астахов В.И., Гросвальд М.Г. Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 4. С. 891–894.
- Афанасьев С.Л., Архипов С.А. Наноциклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений. Новосибирск: Наука, 1990. 122 с.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Бугрова Э.М., Васильева О.Н., Глезер З.И., Железко В.И., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Николаева И.А., Орешкина Т.В., Панова Л.А., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И., Яковлева А.И. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30–57.
- Бабушкин А.Е. Верхнекайнозойские отложения Сибирских Увалов Западно-Сибирской равнины // Сов. геология. 1989. № 7. С. 46–54.
- Барановская О.Ф., Матвеева Т.А. Условия формирования антропогенных отложений на юге о. Камчатка // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 278–280.
- Богдашев В.А. Ритмостратиграфия и палеогеографические условия формирования верхнепалеогеновых и неогеновых отложений центральной части Обь-Иртышского междуречья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1975. 25 с.
- Богдашев В.А. Циклостратиграфия и циклостратиграфические подразделения (на примере позднекайнозойских отложений центральной части Обь-Иртышского междуречья) // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 100–114.
- Богдашев В.А., Меркулова К.А. О выделении соскульской толщи в разрезе миоцена севера Барабы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1968. С. 64–67.

- Бойцова Е.П. Миоспоры и стратиграфия палеогеновых отложений восточной части Западного Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1972. 32 с.
- Бойцова Е.П., Васильев И.В., Глезер З.И., Мадерни У.Н., Миронова Л.В., Николаева И.А. Вопросы методики корреляции разнофациальных отложений на примере палеогена Тургайского прогиба, южной части Западно-Сибирской низменности, Устюрта, Приаралья и Ферганской котловины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Л., 1968. С. 37–44. (Тр. / ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 143.)
- Бойцова Е.П., Панова Л.А. К методике межрегиональных корреляций на примере эоценовых отложений некоторых районов СССР // Палинологический метод в стратиграфии. Л., 1973. С. 144–161. (Тр. / ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 195.)
- Боуэн Д.К. Четвертичная геология (стратиграфическая основа междисциплинарных исследований). М.: Мир, 1981. 272 с.
- Бугрова Э.М. Стратиграфия палеогена Марьинского района Туркмении // Сов. геология. 1987. № 8. С. 53–63.
- Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 143 с.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 177 с.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Некоторые итоги изучения антропогеновой фауны млекопитающих Западной Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 301–310.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница // Граница между неогеном и четвертичной системой. Т. 2. М.: Наука, 1972. С. 263–277.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В. Граница миоцен-плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 161–171.
- Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия морских отложений Южного Зауралья. Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1990. 54 с.
- Вислобокова И.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии эоплейстоценовых отложений юга Западной Сибири (по фауне млекопитающих): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1973. 120 с.
- Власов А.И., Черепанов Ю.П. К стратиграфии палеогена Нижнего Прииртышья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 82–87.
- Волков И.А. Цикличность формирования четвертичных субаэральные осадков умеренного пояса и колебания климата // Цикличность формирования субаэральные пород. Новосибирск: Наука, 1980. С. 25–33.
- Волков И.А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений // Геология и геофизика. 1983. № 2. С. 30–33.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. 1977. № 7. С. 83–94.
- Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 4. С. 25–35.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичных субаэральные отложений Западной Сибири // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 14–18.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Ким Ю.В., Круковер А.А. Уточнение схемы расчленения плейстоценовой субаэральные толщи Западной Сибири // Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона: Тез. докл. Ч. 1. Якутск, 1990. С. 41–43.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральные толщи Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 1991. С. 40–51.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Южная часть Западно-Сибирской равнины (природные условия по данным изучения субаэральные толщи) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. С. 32–36.
- Волкова В.С. Становление и динамика растительных зон Западной Сибири в плиоцене и четвертичном периоде // Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969. С. 73–88.
- Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 283 с.
- Волкова В.С. Палинофлоры плиоцена и раннего плейстоцена Западной Сибири в связи с решением проблемы нижней границы антропогена // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 54–71.
- Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое 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. Палиностратиграфия четвертичных отложений полуостровов Ямала и Тазовского (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 8. С. 1119–1134.

- Волкова В.С., Панова Л.А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега Нижнего Иртыша // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. С. 56–91.
- Волкова В.С., Панова Л.А. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины // Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 34–53. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 245.)
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения и корреляция континентальных палеогеновых и неогеновых отложений юга Западной Сибири и Северного Казахстана // Палинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 55–72.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 54–62.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Климаты позднего олигоцена и неогена (по палеоботаническим данным) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 154–165.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Количественная оценка некоторых элементов климата позднего олигоцена и неогена Сибири // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 31–35.
- 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, 1988а. С. 36–41.
- Волкова В.С., Бахарева В.А., Кулькова И.А., Николаева И.А. Палинологическая характеристика кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Там же. 1988б. С. 51–69.
- Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Климат эоцена Сибири (на примере Западной Сибири). Новосибирск, 1990. 27 с. (Препр. /ИГиГ СО АН СССР; № 4).
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Климатические оптимумы в кайнозое Западной Сибири (по палинологическим данным) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 108–112.
- Волкова В.С., Бахарева В.А. Климат оптимума позднечетвертичного (казанцевского) межледниковья в Западной Сибири и прогноз // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 11. С. 23–33.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Флористические сообщества олигоцена – раннего миоцена Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 83–92.
- Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб., 1998. 331 с.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири: в 2-х т. Т. I. Геологическое строение / В.Г. Свиридов, В.И. Краснов, В.С. Сурков, Ю.А. Калинин, А.В. Каныгин, В.П. Коробейников, В.А. Мартынов, Г.В. Нестеренко, С.Р. Осинцев, Л.Г. Перегоедов, Н.А. Росляков, З.Я. Сердюк, Л.В. Смирнов, В.Л. Хомичев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 228 с.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири: Новосибирская, Омская, Томская области: в 2-х т. Т. II. Полезные ископаемые / В.Г. Вараксин, В.Г. Свиридов, Н.А. Росляков, А.Т. Афанасьев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. 254 с.
- Генералов П.П. Основные черты строения разреза и палеогеографии неогена и антропогена Западной Сибири // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. С. 5–23.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979а. № 11. С. 19–30.
- Глезер З.И. Морские палеогеновые водоросли СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. JL, 1979б. 37 с.
- Глезер З.И. К корреляции зон по диатомеям и силикофлагеллатам палеоцена и эоцена Западно-Сибирской низменности с зональными шкалами по планктонным фораминиферам и нанопланктону // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 113–116.
- Глезер З.И. Диатомеи и силикофлагеллаты // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 140–142.
- Гнибиденко З.Н. Магнитная стратиграфия павлодарской свиты Северного Казахстана // Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Тбилиси, 1981. Ч. 2. 49 с.
- Гнибиденко З.Н. Сводный палеомагнитный разрез плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // 3-й Всесоюзный съезд по геомагнетизму: Тез. докл. Киев, 1986. С. 179.
- Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфический разрез и палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 18–26.
- Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 85–94.
- Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфия, магнитные минералы и компонентный состав намагниченности плиоцен-четвертичных отложений Западной Сибири // Тез. докл. на 13-м Конгрессе ИНКВА. Пекин, 1991. С. 114.
- Гнибиденко З.Н., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм отложений битекейской свиты Северного Казахстана // Геология и геофизика. 1981. № 9. С. 111–119.

- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А. Магнитостратиграфическая корреляция неогена Западной Сибири и Средиземноморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 83–88.
- Гнибиденко З.Н., Донченко В.В. Магнитостратиграфия верхнеогеновых отложений разреза у с. Нижняя Ильинка (Омское Прииртышье, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 4. С. 50–58.
- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Никитин В.П., Семаков Н.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия нижнемиоценовых отложений абросимовского горизонта Западной Сибири // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 75–82.
- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Никитин В.П., Семаков Н.Н. Магнитостратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Западной Сибири // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. С. 375–377.
- Гончаров С.В. Последние ледниково-подпрудные озера долины Енисея // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 62–67.
- Горбунов М.Г. О возрасте третичной флоры у с. Киреевское на Оби // Докл. АН СССР. 1951. Т. 77, № 1. С. 101–104.
- Горшков С.П. Проблема сопоставления плейстоценовых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири с событиями в ледниковой зоне // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М., 1986. С. 95–101.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Q-42, 43. Салехард; СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 144 с.
- Громов В.И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района // Труды Ин-та геологических наук АН СССР. Сер. геол. М., 1940. Вып. 28, № 8. С. 1–47.
- Гудина В.И. Фораминиферы морских четвертичных отложений Северного Приобья // Основные проблемы изучения четвертичного периода (к VII Конгрессу ИНКВА). М.: Наука, 1965. С. 376–386.
- Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 132 с.
- Гудина В.И. Морской плейстоцен Сибирских равнин // Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. С. 60–65.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 124 с.
- Гудина В.И. Значение фораминифер для стратиграфии и фациального анализа северного плейстоцена СССР // Четвертичные оледенения Западной Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–31.
- Гудина В.И., Левчук Л.К. Морфология и таксономия арктических и бореальных четвертичных фораминифер рода *Retroelphidium*, 1970 // Систематика, морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск, 1983. С. 50–66.
- Гудина В.И., Гуськов С.А., Левчук Л.К., Троицкая Т.С., Половова Т.П. Климатостратиграфическое расчленение и корреляция морских четвертичных отложений по фораминиферам // Четвертичный период: стратиграфия. М., 1989. С. 181–188.
- Гуртовая Е.Е., Кривоногов С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 69–91.
- Гуськов С.А. Опыт построения палеоокеанических карт для позднего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1986. С. 111–115.
- Гуськов С.А., Левчук Л.К. Плейстоценовые трансгрессии на севере Сибири // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. Находка, 1988. С. 31–32.
- Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации фораминифер и палеообстановки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 3. С. 25–30.
- Гуськов С.А., Левчук Л.К. Сибирский сектор Арктического океана в позднем плейстоцене: контуры бассейнов, батиметрия, соленость придонных вод, температурный режим (по данным изучения фораминифер) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 217–219.
- Дигас Л.А. Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участках Гренландско-Норвежского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 1969. 27 с.
- Дигас Л.А. Зоогеографическое районирование Баренцева моря по фораминиферам // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1970. Вып. VI. С. 127–142.
- Донченко В.В., Гнибиденко З.Н. Об оценке абсолютного возраста и детальной корреляции плиоцен-четвертичных отложений методом палеогеографических вариаций // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 36–42.
- Ершова С.Б., Кольменская В.Н., Петрова Е.А. Новые данные о строении водораздельных равнин Томской области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 6. С. 28–35.
- Ефимова Л.И., Пономарева Е.А. Палеоботаническая характеристика нижне-среднечетвертичных отложений юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины // Материалы по палеопалинологии Западной Сибири. III Междунар. палинол. конф. Новосибирск: Наука, 1971. С. 92–97.
- Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.

- Зажигин В.С., Зыкин В.С. К стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины (Омское Прииртышье) // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 42–48.
- Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 29–53.
- Зальцман И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Кн. изд-во, 1968. 149 с.
- Зальцман И.Г. Проблемы стратиграфии неогена // Сов. геология. 1980. № 6. С. 54–68.
- Зальцман И.Г., Гурари Ф.Г., Мартынов В.А., Овечкин Н.К., Ростовцев Н.Н., Шацкий С.Б. Проект унифицированной и корреляционной стратиграфических схем континентальных палеогеновых и неогеновых отложений // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 59–66.
- Захаров Ю.Ф. Плейстоцен Северного Зауралья // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 88–99.
- Захаров Ю.Ф. Ялбылгинская свита // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1970. С. 21–22.
- Земцов А.А., Шацкий С.Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 309–320.
- 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. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 32–39.
- Зинова Р.А. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и нижне-среднеплейстоценовых отложений Центрального Казахстана // Сов. геология. 1973. № 2. С. 59–70.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 159 с.
- Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.
- Зубаков В.А. Приобская Сибирь. Сибирь и Восток СССР (гл. 6) // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. С. 187–209.
- Зубаков В.А. О ледниково-морских отложениях Западной Сибири и границах распространения санчуговской трансгрессии по Енисею // Докл. АН СССР. 1975. Т. 115, № 6. С. 1161–1164.
- Зубаков В.А. Плиоцен-плейстоценовая граница: ее положение и таксономический ранг // О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 122–135.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 286 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.
- Зудин А.Н., Вотях М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. Новосибирск: Наука, 1977. 98 с.
- Зыкин В.С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 1979. 135 с.
- Зыкин В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–72.
- Зыкин В.С. Значение пресноводных моллюсков для стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 94–102.
- Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 5–17.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С. О выделении пешеневской свиты в плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 46–50.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоценовых и эоплейстоценовых отложений в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1987. № 3. С. 12–19.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Статус новостаничной свиты и нижняя граница плиоцена на юге Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1989а. № 8. С. 18–24.
- Зыкин В.С., Зажигин В.А., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989б. С. 9–16.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78–86.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменение природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 40–50.
- Зыкина В.С. Ископаемые почвы – основа расчленения четвертичных субаэральных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1986. С. 115–121.

- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 203 с.
- Зыкина В.С., Круковер А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предальтайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул, 1988. Ч. 1. С. 47–49.
- Зыкина В.С., Ким Ю.В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск, 1989. С. 81–86.
- Исаева Л.Л. Совещание по проблемам четвертичного оледенения Средней Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 1. С. 138–142.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Крауш М.А., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и строении краевых ледниковых образований северного подножия плато Путорана // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1976. № 45. С. 117–123.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Андреев С.М., Бардеева М.А. Четвертичные оледенения севера Средней Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 98–105.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Лаухин С.А., Колпаков В.В., Шофман И.Л., Файнер Ю.Б. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 4–17.
- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиниоценовое и четвертичное время // М.П. Гричук, В.С. Волкова, Г.Ф. Букреева, А.И. Стрижова, Т.П. Левина, В.П. Полецук, М.Р. Вотах, В.П. Никитин. М.: Наука, 1970. 363 с.
- Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск, 1963. 352 с.
- Казьмина Т.А. Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 136 с.
- Казьмина Т.А. Остракоды кочковской свиты и ее аналогов // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 31–36.
- Казьмина Т.А. Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 66–71.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра, 1974. 159 с.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Козлова Г.Э. Биостратиграфическое расчленение палеогена южных районов СССР // Постановление Межведомственного комитета и его постоянных комиссий. Вып. 24. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 51–54.
- Козлова Г.Э. Радиоларии палеогена Бореальной области России. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 321 с.
- Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Мальинской скважины 19 для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70–78.
- Козлова Г.Э., Зайонц И.Л. Расчленение опорного разреза палеогена западной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 46–54.
- Колыхалов Ю.М., Нечаев Е.К., Величко Н.Н. Стратиграфия неоген-четвертичных отложений Чулымо-Енисейской впадины по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 100–109. (Тр. / ИГиГ СО АН СССР; Вып. 657.)
- Комаров В.В. Нижнечетвертичные отложения в профиле скважин, пробуренных на р. Турухан // Четвертичные отложения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 79–84.
- Котов А.Н. Влияние глобальных изменений климата на криолитозону Чукотки // Рациональное природопользование в криолитозоне. М.: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1992. С. 21–29.
- Крапивнер Р.Б. Геологическое строение Тобольского материка между Тобольском и Ханты-Мансийском // Материалы и проблемы геологии позднего кайнозоя. Л., 1969. С. 37–57.
- Красненков Р.В., Агаджанян А.К. Нижний плейстоцен Среднего Дона // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975. № 44. С. 69–83.
- Краснов И.И., Шанцер Е.В. Классификация и терминология стратиграфических подразделений четвертичной (антропогеновой) системы // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. С. 110–119.
- Краснов И.И., Заррина Е.П., Спиридонова Е.Н. Хроностратиграфические схемы верхнего плейстоцена и голоцена и схемы колебаний палеоклимата, ландшафтных зон и края ледника на северо-западе и в центре европейской части СССР // Стратиграфия. Т. 2. Л., 1984. С. 85–95.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана по материалам глубокого бурения // Вопросы микропалеонтологии: систематика, палеобиогеография и стратиграфическое значение фораминифер. М.: Наука, 1971. С. 140–199.

- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 140 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 369.)
- Кривенцов А.В. Морской палеоген восточной части Обь-Иртышского междуречья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 87–92.
- Кривоногов С.К. Позднеплейстоценовые флоры Прииртышья и их значение для стратиграфии палеогеографии (по карпологическим данным): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 17 с.
- Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1988. 230 с.
- Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В., Орлова Л.А., Скабичевская Н.А. Новые данные в стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 3. С. 24–37.
- Круковер А.А. Мелкие млекопитающие из отложений тобольского регионального горизонта и их стратиграфическое значение // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. докл. Т. II. Таллинн, 1990. С. 110–111.
- Круковер А.А. Палеогеографическое значение мелких млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 59–63.
- Круковер А.А. Четвертичные микротериофауны приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1992. 19 с.
- Круковер А.А., Кривоногов С.К. О возрасте аллювиальных отложений в разрезе у с. Надцы на Иртыше // Геология и геофизика. 1995. № 11. С. 54–58.
- Крюков В.Д., Федоренко В.А. Четвертичные образования Норильского района // Стратиграфия Норильского горно-промышленного района. Л.: НИИГА, 1975. С. 114–131.
- Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 51–54.
- Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11–17.
- Кулькова И.А. Микрофитофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 25–36.
- Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 98–107.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25–31.
- Кулькова И.А., Волкова В.С. Растительные сообщества на рубежах эоцена и олигоцена и раннего миоцена в Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 107–112.
- Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 621–635.
- Лавров В.В. Третичные отложения Северного Казахстана // Изв. АН КазССР. 1956. Вып. 25. С. 91–100.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1970. 325 с.
- Лазуков Г.И. Ледниковые отложения Белогорской возвышенности. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 29 с.
- Левина Т.П. Палинологическая характеристика позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палеонтология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 79–98.
- Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
- Левчук Л.К., Седов В.Н., Шнейдер Г.В. Микропалеонтологическая характеристика среднеплейстоценовых отложений п-ова Челюскин // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 150–157.
- Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск, 1978. 132 с.
- Липагина В.Я. Значение остракод для четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 125–135.
- Любомирова К.А. Растительность севера Западной Сибири в олигоцене (по палинологическим данным) // Палинология в нефтяной геологии. Л., 1971. С. 68–80. (Тр. / ВНИГРИ; Вып. 293.)
- Мадерни У.Н. Состояние изученности палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Казахстана и Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967. С. 219–226.
- Максимов Е.Н. Оледенения и ритмы в природе. Л.: Гостоптехиздат, 1972. 102 с.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). М.: Наука, 1982. 186 с.

- Мартынов В.А. Континентальный кайнозой на юге Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1965. С. 11–15.
- Мартынов В.А. Расчленение и вопросы корреляции континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 13–24.
- Мартынов В.А. Выделение и расчленение неогеновых отложений в Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. С. 132–145.
- Мартынов В.А. Местные и региональные стратиграфические подразделения кайнозоя Западно-Сибирской плиты // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных. Новосибирск, 1980. С. 79–99.
- Мартынов В.А. Природная обстановка и геологические рубежи неогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151–158.
- Мартынов В.А. Западно-Сибирская плита // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. С. 61–82.
- Мартынов В.А., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Казьмина Т.А., Никитин В.П., Петрова В.П., Поспелова Г.А., Сердюк З.Я. Поиски неоген-четвертичной системы на юге Западно-Сибирской равнины // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 137–146.
- Мартынов В.А., Гнибиденко З.Н., Никитин В.П. Нижний миоцен Тарского Прииртышья: стратиграфия, палеоботаника, палеомагнетизм // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 46–54.
- Мартынов В.А., Гнибиденко З.Н., Никитин В.П. Бещеульский миоценовый горизонт Западной Сибири: стратиграфия, палеоботаника, палеомагнетизм // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 78–87.
- Меннер В.В. Четвертичная система (положение в общей стратиграфической шкале, нижняя граница, подразделения) // О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 7–24.
- Меркулова К.А. О возрасте тарской флоры (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палинология Сибири. М.: Наука, 1966. С. 90–95.
- Меркулова К.А. О границах палеогена и неогена в Западной Сибири (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 51–60.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / А.К. Агаджанян, Б.А. Борисов, О.А. Брайцева и др. Л.: Недра, 1987. 308 с.
- Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири / В.С. Волкова, А.Ф. Хлонова, И.А. Кулькова, В.И. Ильина, В.А. Бахарева, М.Р. Вотях, С.К. Кривоногов, Н.К. Лебедева, И.В. Николаева, А.Ф. Фрадкина, А.Н. Александрова, Г.М. Братцева, В.А. Климанов, Л.К. Шевчук, О.В. Гриненко, Е.Е. Гуртовая, Л.Г. Пирунова. Новосибирск: Наука, 1988. 216 с.
- Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М., Барановская О.Ф. Определение возраста раковин из морских отложений островов Октябрьской Революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 236–243.
- Молодьков А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М., Барановская О.Ф. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляция с событиями плейстоцена // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 41–47.
- Морские неоген(?)–четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей / Н.Г. Загорская, З.Н. Яшина, В.Я. Слободин, Ф.Л. Левина, А.М. Белевич. М.: Недра, 1965. 90 с.
- Мотузко А.Н. Фауна млекопитающих из тобольских отложений в разрезах Томского Приобья и Тобольского материка // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск: Наука, 1975. С. 51–56.
- Музылев Н.Г., Табачникова И.П. Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и нанопланктона // Сов. геология. 1987. № 1. С. 65–74.
- Никитин В.П. К вопросу о климате и растительности Сибири в эпоху Гиппариона // Докл. палеоботанической конференции. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. С. 78–85.
- Никитин В.П. К вопросу о палеогеографии позднего палеогена и неогена Западной Сибири (по данным палеокарпологии) // Кайнозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1968. С. 40–47.
- 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.
- Никитин В.П. Миоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 146–151.
- Никитин В.П. Оligоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 26–31.
- Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме науч. докл. Новосибирск: ОАО “Новосибирскгеология”, 1999. 54 с.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби // Материалы по геологии Западной Сибири. № 12. Томск, 1940. С. 36–48.

- Никитин П.А. Плиоценовая семенная флора у д. Исаковки на Иртыше // Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во ТГУ, 1978. С. 23–75.
- Никифорова К.В. Граница между неогеном и четвертичной (антропогеновой) системой // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. С. 95–109.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И. Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // Четвертичная геология и геоморфология: Докл. 27-го МГК. Т. 3. М., 1984. С. 22–32.
- Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Агирре Э. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой системы) // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 72–77.
- Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфия, хронология и корреляция событий в позднем плиоцене и антропогене Европы и Северной Америки в связи с изменениями в геосфере и биосфере // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Изд. ГИН РАН, 1991. С. 99–123.
- Николаев В.А. Стратиграфия континентальных третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Тез. докл. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Секция стратиграфии мезозойских и третичных отложений. Л., 1956. С. 37.
- Николаев В.А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 75 с.
- Николаев В.А. Стратиграфия и фауна континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской равнины // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 45–66.
- Объяснительная записка к листу О-43, 44. Тара, 1983. С. 28–35.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / С.А. Архипов, В.И. Астахов, И.А. Волков, В.С. Волкова, В.А. Панычев. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.
- Панова Л.А. Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности (южной и центральной частей) // Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 11–12.
- Панова Л.А. Олигоцен Западно-Сибирской низменности // Кайнозойские флоры Сибири (по палинологическим данным). Новосибирск, 1971. С. 40–50. (Тр. / Ин-та геологии и географии СО АН СССР; Вып. 135.)
- Панова Л.А. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения палеоценовых и эоценовых отложений Северного Кавказа // Палинологическое исследование для стратиграфии. Тюмень: Зап-СибНИГНИ, 1983. С. 21–28.
- Панова Л.А. Палиностратиграфия палеогеновых отложений Кавказа // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 143–147.
- Панова Л.А., Васильева Н.С., Громова Н.С., Жежель О.Н., Комарова Н.И., Кручинина Н.В., Ошуркова М.В., Просвирякова З.П., Романовская Г.М., Фадеева И.З., Ялышева А.А., Петросьянц М.А. Важнейшие рубежи в развитии флор фанерозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1990а. С. 194–201.
- Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990б. С. 149–179.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С., Лискун И.Г. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 2–16.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы плиоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 3. С. 3–17.
- Подобина В.М. О геологическом возрасте люлинворской свиты (палеоген) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 4. С. 13–21.
- Подобина В.М. Корреляция фораминиферных зон палеогена Западной Сибири, Тургая и Европы // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 20–26.
- Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.
- Пономарева Е.А. Тишинская флора позднего плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 107–116.
- Пономарева Е.А. Ерестнинская флора из пограничных слоев позднего плиоцена и раннего плейстоцена Предалтайской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1986. С. 55–66.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье / С.А. Архипов, М.Р. Вотах, А.В. Гольберт, В.И. Гудина, Л.А. Довгаль, А.И. Юдкевич. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Опорный магнитобиостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 19–32.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и Юго-Восточной Европы и проблемы их корреляции // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 76–94.
- Постановление 2–7 пленарных заседаний МСК и постоянных стратиграфических комиссий по докембрию, триасу, юре, мелу и четвертичным отложениям СССР, принятые в 1963 г. Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, 1963.

- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 19. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 89 с.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 22. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 84 с.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 24. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 72 с.
- Путеводитель экскурсии А-12. Средняя Обь. Белогорская возвышенность. XI Конгресс ИНКВА. М., 1982. 54 с.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1981.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., 1959. 91 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15–20 февр. 1960). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 465 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1969. 144 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1970. 273 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Четвертичная система: Объясн. зап. Л., 1983. 81 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Л., 1986. 157 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988): Объясн. зап. к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с. + 1 прил.
- Рубина Н.В. Палеоальгологическое обоснование стратиграфии морских и континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 45–56.
- Рудкевич М.Я. Атлас структурных палеотектонических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности 1:500 000. Тюмень, 1970. 17 карт.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.; М.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.
- Сакс В.Н., Антонов К.Б. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейской впадины // Труды Горно-геологического управления Главсевморпути. Л., 1945. Вып. 16. С. 65–117.
- Самойлович С.Р. Палинологическая характеристика палеоценовых отложений // Пыльца и споры Западной Сибири. Юра–палеоцен. Л.: Гостопиздат, 1961. С. 343–345.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны Севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.
- Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Стефановский В.В., Ивакина Н.В. Звериноголовское – опорный разрез континентального акчагыла Южного Зауралья // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: СПб., 1998. С. 49–50.
- Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. Новосибирск: Наука, 1977. 98 с.
- Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. 159 с.
- Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1978. 182 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 610 с.
- Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г., Соколов В.Н., Егоров И.С., Полькин Я.И., Кирюшина М.Т., Пуминов А.П., Якшин З.И. Четвертичные отложения Советской Арктики. М.: Гостоптехиздат, 1959. 231 с.
- Суздальский О.В., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Лев О.М. Новая стратиграфическая схема плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины // Уч. зап. НИИГА. Л., 1967. Вып. 10. С. 38–43.
- Сухорукова С.С. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1975. 131 с.
- Сухорукова С.С. К вопросу о палеогляциоклиматических реконструкциях плейстоценовых оледенений Западной Сибири // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 78–84.
- Сухорукова С.С., Гудина В.И. Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири // Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969. С. 97–106.

- Сухорукова С.С., Шевко А.Я., Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые материалы к стратиграфии покровных отложений правобережья Среднего Енисея в связи с проблемой возраста оледенений // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 116–123.
- Терещенко Р.А. Палинологическая характеристика плиоценовых и среднеплейстоценовых отложений севера Центрального Казахстана // Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 73–80.
- Тлеубердина П.А. О возрасте фауны позвоночных из серо-зеленых глин Павлодарского Прииртышья // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 59–66.
- Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск: Наука, 1975. 95 с.
- Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 207 с.
- Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 6. С. 1409–1413.
- Троицкий С.Л. Четвертичная система. Мезозой и кайнозой Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976. С. 67–91.
- Троицкий 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 МСК 30 янв. 1978 г. Тюмень, 1984. 82 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГиМС, 2000. 64 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объясн. зап. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. 83 с.
- Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 397 с.
- Форонова И.В. Ископаемые лошади Кузнецкой котловины / Отв. ред. С.А. Архипов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. 131 с.
- Чепалыга А.Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.
- Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 126 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 66 с.
- Шанцер Е.В. Специфика четвертичной системы и методов ее стратиграфического изучения // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. С. 95–109.
- Шацкий С.Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Труды Томского гос. ун-та. Т. 133. 1956. С. 115–123.
- Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 206–217.
- Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии палеогена и неогена северной части Обь-Иртышского междуречья // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. С. 57–65.
- Шацкий С.Б. Кайнозой Западно-Сибирской плиты: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск, 1975. 46 с.
- Шацкий С.Б. Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 9–15.
- Шацкий С.Б. Проблемы зональной шкалы палеогена Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 4–9.
- Шацкий С.Б., Васильев И.П. Верхнеплиоцен-нижнечетвертичные отложения Обь-Иртышского междуречья // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1971. С. 104–116.
- Шкатова В.К., Линькова Т.И., Минюк П.С. Климатобиостратиграфический рубеж позднего плиоцена на севере Казахстана и юге Западной Сибири и его значение для межрегиональных корреляций // Палеонтология и детальная стратиграфическая корреляция. Л., 1986. С. 114–118.
- Шумилова Е.В., Троицкий С.Л. Гранулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого // Литология и условия образования четвертичных отложений Севера Евразии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 38–69.
- Щигарев А.Р., Зеленова М.А., Качуро О.Ю., Свиначук О.П. Некоторые новые данные о кочковском горизонте Юго-Восточной Кулунды // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 15–19.
- Arkhipov S.A. Pleistocene Chronostratigraphy in Northern Siberia // Proc. first Int. Collog. Quat. Stratig. Asia and Pacific Area / Eds. N. Itihara, T. Kamei. Osaka, 1987. P. 163–177.
- Arkhipov S.A. Correlation of the Pleistocene Events in the North-Asian continent // INQUA Internation. Sympos. Stratigr. and Correlat. Quat. deposit. Asia and Pacific Reg. / Eds. J.L. Harding // Issued by CCOP Technical Secretariat, CCOP/Tr. 22. 1991. P. 193–202.

- Astakhov V.I. The last glaciation in West Siberia // *Sveriges Geologiska Undersokning*. 1992. Ser. Ca 81. P. 21–30.
- Astakhov V.I. The mode of degradation of Pleistocene permafrost in West Siberia // *Quaternary International*. 1995. Vol. 28. P. 119–121.
- Berggren W.A., Van Couvering I.A. The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences // *Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.* 1974. Vol. 16, N 1/2. P. 1–216.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn I.I., Van Couvering I.A. Cenozoic geochronology // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 11. P. 1407–1418.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy / W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry, J. Hardenbol (eds.). *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: SEPM Special*. 1995. Vol. 54. P. 130–212.
- Bujak J.P. Proposed phylogeny of the dinoflagellates *Rhombodinium* // *Micropaleontology*. 1979. Vol. 25. P. 308–324.
- Cavelier C., Pomerol Ch. Echel de correlation stratigraphique du Paleogene Stratotypes, etages standards, biozones Chimiozones et anomalies magnetiques // *Geologiedela France*. 1983. N 3. P. 261–262.
- Chateauneuf I.I., Gruas-Cavagnetto C. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris // *Bull. BRQM, Tr. (2)*. 1978. Sect. 4, N 2. P. 59–93.
- Cita M.B. The Miocene/Pliocene boundary: History and definition // *Symposium on Late Neogene Epoch Boundaries*. N.Y.: Micropal. Press. Spec. Publ. 1975. N 1. P. 1–30.
- Costa L.I., Downie Ch. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Paleogene of northwestern Europe // *Paleontology*. 1976. Vol. 19, Pt. 4. P. 591–614.
- Costa L.I., Manum S. The Northwest European Tertiary Basin: Results of the International Geological Correlation Programme, Project 124 // *Geol. J.* 1988. Reihe A. Hf. 100. 508 p.
- Dowsett H.J., Richard Z. Pliocene Paleoceanography of North Atlantic Deep Sea Drilling Project Site 55r: Application of Plantic Foraminifer Transfer Function // *Pliocene Climates, Scenario for Global Warming*. U.S. Geological Survey, 1989. P. 3–5.
- Edwards L.E. Using Dinocysts to Calculate Winter Sea – Surface temperatures, North Atlantic Ocean // *Ibid.* P. 15–16.
- Funder S., Abrahansen N., Bennike O., Feyling-Hansen R.W. Forested Arctic: Evidence from North Greenland // *Geology*. 1985. Vol. 13. P. 542–546.
- Hansen I.M. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // *Bull. Geol. Soc. Denmark*. 1977. Vol. 26. P. 1–26.
- Heilmann-Clausen C. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ipresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland Denmark // *Denmarks geologiske undersogelse*. 1985. Ser. A, N 7. P. 7–69.
- Katzenberger O., Grun R. ESR Dating of circumarctic molluscs // *Nucl. Tracks*. 1986. Vol. 10, N 4–6. P. 885–890.
- Knudsen K.L. Lundergart Clay and its Foraminifera, a new formation in the marine Quaternary of Denmark // *Boreas*. 1972. Vol. 1. P. 289–297.
- Knudsen K.L. Middle and Late Quaternary foraminiferal stratigraphy in the southern North Sea area // *Nordic Late Quaternary biology and ecology*. Upsala, 1986. Vol. 24. P. 201–205.
- Kominz M.A., Heath G.R., Ku T.L., Pisias N.G. Brunhes time scale and the interpretation of climatic changes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45, N 2. P. 394–410.
- Linke C., Katzenberger O., Grun R. Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation // *Quater. Sci. Rev.* 1985. Vol. 4, N 4. P. 319–331.
- Martini E. Standard Tertiari and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proceedings of the II Planktonic Conference Roma*. Rome: Edizione Tecnoscienza, 1970. P. 739–785.
- Mein P. Resultats du groupe de travail des vertebres // *Report on activity of the R.C.M.N.S. working groups (1971–1975)*. Bratislava, 1975. P. 37–39.
- McIntyre D.Y. Morphologic changes in deflandrea from Campanian section, district of Mackenzie, N.W.T., Canada // *Geosci. and Man*. 1976. Vol. 11. P. 61–76.
- Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the ICCP. Project 24 / V. Sibrava, D.Q. Bowen, G.M. Richmond (eds) // *Quater. Sci. Rev.* Oxford; N.Y.; Toronto; Sydney: Pergamon Press, 1986. Vol. 5. 513 p.
- Schumacker L.I., Chateauneuf I.I. Dinoflagelles et acritarches des marnes meersiennes de Gelinden (base du Landenien, Paleocene, Belquane) // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1976. Vol. 21, N 4. P. 267–294.
- 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 105 and 106 year scale // *Quatern. Res.* 1973. Vol. 3. P. 39–55.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation // *Nature*. 1977. Vol. 270, N 5634. P. 216–219.
- Zagwijn W.H. Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe // *Boreas*. 1974. Vol. 3, N 3. P. 75–97.

А

Агаджанян А.К. 143, 218, 220
 Агирре Э. 221
 Адаменко О.М. 93, 128, 130, 212, 221
 Александрова А.Н. 220
 Александрова Г.Н. 80, 169, 213
 Александрова Л.В. 104–106, 144, 174, 212
 Александрова Л.П. 221
 Алексеев М.Н. 221
 Алешинская З.В. 159, 212
 Альтер С.П. 137, 212
 Амон Э.О. 66, 213
 Андреев С.М. 218
 Андреева-Григорович А.С. 13, 16, 18, 20, 23, 39, 61, 212
 Антонов К.Б. 137, 139, 140
 Ариас К. 130, 212
 Арсланов Х.А. 162, 189, 212
 Архипов С.А. 11, 95, 100, 105, 109, 110–113, 118, 120, 121, 123, 124, 130, 134–137, 142–144, 147, 151, 153, 154, 156, 157, 159, 160, 161, 163, 164, 166, 170, 171, 173, 174, 177, 179, 180, 181, 184–187, 212, 213, 221
 Астахов В.И. 165, 167, 168, 213, 221
 Афанасьев С.А. 149, 213
 Ахметьев М.А. 8, 10, 13, 66, 213

Б

Бабушкин А.Е. 21, 22, 52, 68, 90, 95, 213
 Барановская О.Ф. 140, 161, 213, 220
 Бардеева М.А. 218
 Бахарева В.А. 94, 120, 121, 187, 188, 213, 215, 219, 220, 223
 Белевич А.М. 220
 Беньямовский В.Н. 213
 Бигацци Дж. 212
 Богдасhev В.А. 22, 213
 Бойцова Е.П. 27, 43, 48, 214
 Большаков В.Н. 222
 Бонадонна Ф. 212
 Борзенкова И.И. 130
 Борисов Б.А. 73, 220
 Бородин А.В. 222
 Боуэн Д.К. 214
 Брайцева О.А. 220
 Братцева Г.М. 220
 Бугрова Э.М. 16, 213, 214
 Будыко М.И. 95, 214
 Букреева Г.Ф. 212, 218

В

Вангенгейм Э.А. 8, 69, 74, 76, 88, 106, 109, 111, 128, 160, 214, 221
 Варакин В.Г. 215
 Васильев И.П. 223

Васильева Н.С. 221
 Васильева О.Н. 18, 19, 28, 30, 32, 37, 213, 214
 Величко Н.Н. 218
 Вислобокова И.А. 74, 214
 Власов А.И. 22, 33, 214
 Волков И.А. 100, 121, 124, 125, 168–170, 173, 174, 213, 214, 218, 221
 Волкова В.С. 22, 25, 27, 35, 42, 43, 47, 52, 80, 94–97, 120–123, 125, 130, 131, 144, 145, 148, 213–215, 218–221
 Вотях М.Р. 212, 213, 217, 218, 220, 221

Г

Гайдученко Л.Л. 72, 92
 Галкина Л.И. 217
 Генералов П.П. 12, 22, 25, 31, 91, 94, 197
 Гладенков Ю.Б. 8
 Глезер З.И. 8, 9, 16, 22, 24, 31, 65, 197, 213, 214, 215
 Гнибиденко З.Н. 71, 72, 75, 82–84, 88, 96, 143, 170, 171, 175, 213, 215, 216, 220, 221
 Головеров А.Н. 12
 Гольберт А.В. 213, 221
 Гончаров С.В. 168, 216
 Горбунов М.Г. 89, 216
 Горшков С.П. 142, 147, 216
 Горячева А.А. 8
 Гричук М.П. 218
 Громов В.И. 216
 Громова Н.С. 221
 Гросвальд М.Г. 169, 213, 214
 Гудина В.И. 94, 100, 112, 117, 121, 132, 133, 135–137, 140, 149, 153, 156, 158, 160–162, 166, 213, 216, 221, 222
 Гуськов С.А. 112, 115, 116, 213, 216
 Гурари Ф.Г. 8, 12, 217
 Гуртовая Е.Е. 121, 215, 216, 220

Д

Девяткин Е.В. 213
 Дегтева М.И. 34
 Демус С.И. 12
 Дергачева М.И. 218
 Дибнер В.Д. 222
 Дигас Л.А. 117, 216
 Довгаль Л.А. 221
 Донченко В.В. 82, 175, 216
 Дрожащих Н.Б. 33

Е

Егоров И.С. 222
 Ершова С.Б. 147, 216
 Ефимова Л.И. 147, 212, 216

Ж

Жегало В.И. 221
 Жежель О.Н. 221
 Железко В.И. 213
 Жузе А.П. 24

З

Загорская Н.Г. 159, 220, 222
 Зажигин В.С. 72, 73, 74, 75, 76, 88, 92, 93, 105, 106,
 108–111, 126, 128, 142, 144, 160, 161, 171, 212,
 214, 216, 217, 221
 Зайонц И.Л. 23, 31, 131, 218
 Зальцман И.Г. 12, 73, 90, 217
 Запорожец Н.И. 213
 Заррина Е.П. 218
 Зархидзе В.С. 162
 Захаров Ю.Ф. 121, 161, 217
 Зауер В.В. 12
 Зеленова М.Н. 223
 Земцов А.А. 136, 217
 Зинова Р.А. 73, 74, 217
 Зубаков В.А. 74, 130, 142, 147, 159, 167, 217
 Зудин А.Н. 118, 119, 143, 217
 Зыкин В.С. 72, 73, 75–77, 88, 92, 93, 95, 96, 105,
 142, 160, 169, 213, 217
 Зыкина В.С. 121, 124, 143, 169, 170, 171, 173, 174,
 213, 214, 217, 218

И

Ивакина Н.В. 222
 Ильина В.И. 220
 Исаева Л.Л. 164, 166, 167, 213, 218

К

Казанский А.Ю. 217
 Казанский Ю.П. 54, 218
 Казьмина Т.А. 93, 118, 119, 142, 218, 220
 Калинин Ю.А. 215
 Каньгин А.В. 215
 Каплянская Ф.А. 130, 131, 148, 218
 Качуро О.Ю. 212, 223
 Кинд Н.В. 137, 139, 161, 167, 168, 181, 184, 185, 218,
 221
 Ким Ю.В. 170, 218, 219
 Кирюшина М.Т. 222
 Климанов В.А. 220
 Козлова Г.Э. 22, 23, 24, 30, 31, 32, 65, 213, 218
 Колпаков В.В. 218
 Колыханов Ю.М. 93, 143, 147, 148, 218
 Кольменская В.Н. 216
 Комаров В.В. 131, 148, 160, 218
 Комарова Н.И. 221
 Коробейников В.П. 215
 Котов А.Н. 181, 218
 Крапивнер Р.Б. 130, 131, 147, 218
 Красненков Р.В. 143, 218
 Краснов В.И. 215
 Краснов И.И. 103, 131, 181, 218, 221
 Крауш М.А. 218
 Крашенинников В.А. 16, 20, 74, 218, 219

Кривенцов А.В. 12, 22, 44, 45, 47, 68, 92, 219
 Кривоногов С.К. 108, 110–112, 118, 119, 121, 127, 163,
 187, 216, 219, 220, 223
 Круковер А.А. 106–112, 118, 119, 144, 170, 173–176,
 213, 218, 219
 Крупинина Н.В. 12
 Кручинина Н.В. 221
 Крюков В.Д. 160, 219
 Куликов О.А. 144, 213
 Кулькова И.А. 7, 13, 18, 20, 22, 24–28, 30, 31, 38,
 39, 42, 44, 46–48, 52, 61, 65, 66, 123, 215, 219,
 220

Л

Лавров А.С. 189, 212
 Лавров В.В. 72, 73, 91, 219
 Лазуков Г.И. 154, 219
 Лаухин С.А. 218
 Лебедева Н.К. 220
 Лев О.М. 222
 Левина Т.П. 184, 212, 218, 219
 Левина Ф.М. 220, 222
 Левчук Л.К. 94, 112, 115, 116, 121, 137, 140, 153,
 161, 213, 215, 216, 219
 Ли П.Ф. 12
 Линке Г. 111, 134, 213
 Линькова Т.И. 223
 Липагина В.Я. 118, 119, 217, 219
 Липман О.Х. 12
 Лискун И.Г. 221
 Любомирова К.А. 27, 52, 219

М

Мадерни У.Н. 214, 219
 Макеев В.М. 220
 Максимов Е.Н. 183, 184, 219
 Малигонова Е.Ю. 221
 Маркова А.К. 143, 219
 Мартинсон Г.Г. 12
 Мартынов В.А. 8, 12, 71, 73, 91–93, 118, 119, 126,
 128, 141, 197, 215–217, 220
 Матвеева О.В. 136, 159, 212, 213
 Меннер В.В. 130, 220
 Меркулова К.А. 80, 96, 213, 220
 Минюк П.С. 223
 Молодьков А.Н. 137, 161, 162, 220
 Мотузко А.Н. 109, 220
 Музылев Н.Г. 16, 220

Н

Негешева Г.П. 156
 Некрасов А.М. 12, 95
 Нестеренко Г.В. 215
 Нечаев Е.К. 218
 Никитин В.П. 8, 12, 33–35, 47, 66, 67, 70–74, 77, 80,
 81, 82, 85, 89, 90–92, 96, 122, 126, 127, 130, 131,
 135, 160, 197, 216, 218, 220, 221
 Никитин П.А. 82, 124, 125, 127, 135, 160
 Никифорова К.В. 103–106, 130, 144, 174, 221
 Николаев В.А. 12, 76, 89, 90, 221
 Николаева И.А. 8, 213–215
 Николаева И.В. 220

О

Овечкин Н.К. 217
 Орешкина Т.В. 213
 Орлова Л.А. 212, 219, 223
 Осинцев С.П. 215
 Осько Т.А. 12
 Ошуркова М.В. 221

П

Панова Л.А. 8, 16, 22, 25–27, 31–33, 35, 37, 39, 41–43, 47, 48, 80, 96, 197, 213–215, 221
 Паньчев В.А. 212, 221, 223
 Певзнер В.С. 12
 Певзнер М.А. 8, 69, 76, 88, 214, 221
 Перигоедов Л.Г. 215
 Петрова Е.А. 216
 Петрова В.П. 220
 Петросьянц М.А. 221
 Пирунова Л.Г. 220
 Подобина В.М. 22, 23, 32, 44, 46, 197, 221
 Покровская И.М. 12
 Полещук В.П. 218
 Половова Т.П. 216
 Полькин Я.И. 222
 Пономарёва Е.А. 126–128, 130, 144, 147, 149, 212, 216, 221
 Поспелова Г.А. 82, 88, 170, 175, 212, 220, 221
 Потапенко Л.М. 212
 Присяжнюк В.А. 217
 Просвирякова З.П. 221
 Пуминов А.П. 222

Р

Радионова Э.П. 213
 Раукас А.В. 220
 Романовская Г.М. 221
 Росляков Н.А. 215
 Ростовцев Н.Н. 12, 217
 Рубина Н.В. 24, 35, 67, 197, 222
 Рудкевич М.Я. 13, 222

С

Сакс В.Н. 137, 139, 140, 154, 156, 158, 222
 Самойлович С.Р. 37, 41, 222
 Свиначук О.П. 223
 Свиридов В.Г. 215
 Седов В.Н. 219
 Семаков Н.Н. 216
 Семочкина Т.Г. 33
 Сердюк З.Я. 215, 220
 Скабичевская Н.А. 219
 Слободин В.Я. 156, 220, 222
 Смирнов Л.В. 215
 Смирнов Н.Г. 68, 109, 110, 222
 Соколов В.Н. 222
 Спиридонова Е.Н. 218
 Стасов В.И. 12, 197
 Стефановский В.В. 93, 222
 Стрелков С.А. 154, 222
 Стрельникова Н.И. 22–24, 213, 218
 Стрижова А.И. 218
 Субботина Н.Н. 12

Суздальский О.В. 154, 222
 Сулержицкий Л.Д. 218
 Сурков В.С. 215
 Сухорукова С.С. 144, 154, 156, 158, 159, 163, 166, 181, 222, 223

Т

Табачникова И.П. 16, 220
 Тарноградский В.Д. 130, 131, 148, 218
 Терещенко Р.А. 96, 223
 Тлеубердина П.А. 71, 223
 Троицкая Т.С. 216
 Троицкий С.Л. 99, 121, 131–133, 135, 137, 140, 141, 148, 149, 150, 153, 154, 156, 158, 168, 214, 223

Ф

Фадеева И.З. 221
 Файнер Ю.Б. 218
 Федоренко В.А. 160, 219
 Фирсов Л.В. 212
 Форонова И.В. 169, 223
 Фрадкина А.Ф. 94, 220

Х

Хабакон А.В. 12
 Харленд У.Б. 88
 Хлонова А.Ф. 65, 220
 Хомичев В.Л. 215
 Хоревина О.В. 214
 Хютт Г.И. 220

Ч

Чепалыга А.Л. 97, 223
 Черепанов Ю.П. 12, 22, 33, 34, 68, 147, 214
 Черский И.Д. 72

Ш

Шамахов А.В. 12
 Шанцер Е.В. 98, 103, 218, 223
 Шацкий С.Б. 18, 22, 25, 30, 41, 44, 61, 68, 89, 135, 136, 145, 150, 197, 217, 219, 223
 Шевко А.Я. 223
 Шевчук Л.К. 220
 Шелкопляс В.Н. 160, 213
 Шкатова В.К. 88, 223
 Шлюкова А.И. 176
 Шнейдер Г.В. 219
 Шофман И.Л. 218
 Шумилова Е.В. 47, 149, 158, 223

Щ

Щигарев А.Р. 128, 142, 223

Ю

Юдкевич А.И. 221

Я

Яковлева А.И. 213
 Якшин З.И. 222
 Ялышева А.А. 221
 Яшина З.Н. 220

A

Abrahansen N. 224
Arkhipov S.A. 91, 100, 167, 223
Astakhov V.I. 223
Aubry M.P. 223

B

Bennike O. 224
Berggren W.A. 24, 74, 75, 82, 88, 224
Buyak J.P. 19, 224

C

Cavelier C. 13, 16, 18, 24, 224
Chateauneuf I.I. 16, 24, 38, 224
Cita M.B. 18, 224
Costa L.I. 16, 18, 24, 224

D

Downie Ch. 16, 24, 224
Dowsett H.J. 74, 224

E

Edwards L.E. 74, 224

F

Feyling-Hanssen R.W. 224
Flynn I.I. 224
Funder S. 113, 224

G

Gruass-Cavagnetto C. 24, 224
Grun R. 134, 161, 162, 224

H

Hansen I.M. 24, 224
Heath G.R. 224
Heilman-Clausen C. 16, 224

K

Katzenberger O. 134, 161, 162, 224
Kent D.V. 224
Knudsen K.L. 113, 224
Kominz M.A. 224
Ku T.V. 224

L

Linke C. 16, 134, 137, 162, 224

M

Manum S. 16, 18, 24, 224
Martini E. 15, 20, 74, 224
Mein P. 69, 74, 91, 224
McIntyre D.J. 35, 224

O

Opdyke N.D. 88, 100, 130, 224

P

Pomerol Ch. 13, 16, 18, 24, 224

R

Richard Z. 224

S

Schumacker L.I. 16, 38, 224
Shackleton N.J. 88, 100, 130, 224
Swisher C.C. 223

V

Van Couvering I.A. 224

Z

Zagwijn W.H. 105, 169, 224

А

- Абросимовский горизонт (Abrosimovka Horizon) 70, 77, 79, 82–84, 86, 87, 89, 207
 Абросимовская свита (Abrosimovka Formation) 70, 86, 87, 89, 207
 Ажарминская свита (Azarma Formation) 71, 86, 90
 Азовский горизонт (Azov Horizon) 129, 132–134, 148, 149, 178
 Алешкинские слои (Aleshkino Beds) 64, 66, 206
 Асташевская свита (Astashevo Formation) 72, 86, 91
 Атлымский горизонт (Atlym Horizon) 15, 22, 32–34, 48, 58, 62–64, 67, 205, 206
 Атлымская свита (Atlym Formation) 15, 27, 30, 34, 42, 44–46, 48, 49, 58, 62–64, 66, 201–203, 205, 206

Б

- Баганский лёсс (Bagan Loess) 138
 Барнаульские слои (Barnaul Beds) 128
 Батуровская свита (Baturovo Formation) 70, 87, 207
 Бауканосорская пачка (Baukanosor Body) 64, 207
 Бахтинский надгоризонт (Bachta Vis Horizon) 133, 178, 179
 Беловский педокомплекс (Belovo Pedokomplex) 129, 170, 173, 176, 178
 Бельская свита (Belskiy Formation) 70, 86, 90
 Бердский педокомплекс (Berdsk Pedocomplex) 138, 161, 170, 172, 176, 178, 210
 Бещеульский горизонт (Bescheul Horizon) 70, 71, 79, 83, 84, 87, 90, 207
 Бещеульская свита (Bescheul Formation) 50, 71, 86, 87, 90, 207
 Битекейский горизонт (Bitekei Horizon) 77, 78, 81, 96, 97
 Битекейская свита, слои (Bitekei Formation, Beds) 73, 74, 94, 141
 Богдашкинские слои (Bogadshkino Beds) 134, 137, 138
 Болгохтохская толща, слои (Bolgohtoh Body, Beds) 112, 148, 156
 Болотнинская свита (Bolotnoe Formation) 71, 86, 90
 Боровиковская пачка (Borovikovo Body) 176, 178
 Бугинские слои (Buginka Beds) 163

В

- Вальковские слои (Valkovo Beds) 138
 Варомьяхинские слои (Varomyjah Beds) 157
 Вертикосская почва (Vertikos Soil) 138
 Вильюсские слои (Vylyuski Beds) 129, 132, 134
 Вяткинская толща (Vyatkin Body) 129, 143, 174, 176, 178
 Вяткинский педокомплекс (Vyatkin Pedocomplex) 129, 171, 178

Г

- Ганькинский горизонт (Gankino Horizon) 22
 Ганькинская свита (Gankino Formation) 35, 65

- Горкинская толща (Gorskiy Log Body) 86, 92
 Горнофилинский горизонт (Gornofilino Horizon) 129, 130, 133, 134, 143, 178, 210
 Горнофилинская свита, слои (Gornofilino Formation, Beds) 129, 134
 Горькоозерная свита (Gorkoe-Ozero Formation) 87, 92, 93
 Гусиноперелетские слои (Gusiny Perelet Beds) 72, 92
 Гыданские слои (Gydan Beds) 138

Д

- Даниловский лёсс (Danilovo Loess) 129, 178

Е

- Евсинская свита (Evsino Formation) 86, 90, 91
 Евсинские слои (Evsino Beds) 129, 178
 Евсинский педокомплекс (Evsino Pedocomplex) 129, 169, 170–174, 176, 177, 178, 210
 Елунинская толща (Elunino Body) 172, 176, 178, 179
 Ельцовский лёсс (Elsovka Loess) 138
 Ерестнинские слои (Erestnaya Beds) 129, 141, 178
 Ермаковский горизонт (Ermakovo Horizon) 133, 134, 137, 138, 139, 140
 Ермаковская толща (Ermakovo Body) 134, 137

Ж

- Жиландинская свита (Zhilandy Formation) 72, 86, 91
 Журавский горизонт (Zhuravka Horizon) 22, 27, 59, 67, 79, 201
 Журавская свита (Zhuravka Formation) 15, 27, 50, 64, 67, 87, 206

З

- Загвоздинские слои (Zagvozdino Beds) 138
 Звериноголовская свита (Zverinogolovsk Formation) 87, 92–94
 Знаменская свита (Znamenka Formation) 64, 206
 Золотомысские слои (Zolotoi Mys Beds) 134, 138, 186

И

- Ивдельская подсвита (Ivdel Subformation) 30, 31
 Ингуягунская толща (Inguyagunsk Body) 86, 92, 95
 Ирбитская свита (Irbit Formation) 14, 15, 18, 24–26, 29, 31, 32, 38, 40, 41, 44, 45, 62–65, 199, 201, 202, 203, 205–207
 Ирбитский горизонт (Irbit Horizon) 22, 40, 62–64, 66, 205, 206
 Иртышская свита (Irtysh Formation) 74, 141
 Искитимский педокомплекс (Iskitim Pedocomplex) 138, 172
 Ишимская свита (Ishim Formation) 71, 87, 90

К

- Казанцевская свита, слои (Kazantsevo Formation, Beds) 134, 137, 138

- Казанцевский горизонт (Kazantsevo Horizon) 111, 133, 134, 137, 138, 161, 178, 179, 184, 210
 Казымская свита (Kazym Formation) 134, 151
 Казымские слои (Kazym Beds) 134
 Карагатская свита (Karagat Formation) 141
 Карагашская свита (Karagash Formation) 74
 Карасукская свита (Karasuk Formation) 138
 Каргинская толща, слои (Karginsky Body, Beds) 134, 138
 Каргинский горизонт (Karginsky Horizon) 133, 134, 138, 139, 161, 179, 180, 183, 184, 210
 Карымская свита (Karym Formation) 134
 Касмалинская свита (Kasmala Formation) 138
 Каськовская свита (Kaskovo Formation) 71, 87, 90
 Киреевская свита, слои (Kireevo Formation, Beds) 70, 71, 86, 89, 207
 Кирнаевская свита (Kirnaevo Formation) 86, 90
 Кирьякские слои (Kirjiac Beds) 180
 Койнихинский педокомплекс (Koynikha Pedocomplex) 170, 178, 179
 Кокчетавский надгоризонт (Kokchetav Vis Horizon) 75
 Колпашевские слои (Kolpashvevo Beds) 138, 184, 188
 Корликовская свита, толща (Korliki Formation, Body) 60, 63, 66, 86, 205
 Кормужиханские слои (Kormujyhanka Beds) 129, 134, 137, 138
 Кочковская свита (Kochki Formation) 50, 106, 128, 171–175, 210
 Кочковский горизонт (Kochki Horizon) 70, 78, 83, 141
 Краснодубровская свита (Krasnodubrovka Formation) 129, 147, 148, 169, 170, 171, 173, 174, 177, 179, 209, 210
 Крестовские слои (Krestovka Beds) 129, 132, 134, 149
 Крутихинская свита (Krutihha Formation) 70, 87, 207
 Крутогорская свита, слои (Krutaya Gorka Formation, Beds) 81
 Кубанкинские слои, пачка (Kubanka Beds, Body) 141
 Кулундинская свита (Kulunda Formftion) 73, 87, 92, 207
 Кулундинский горизонт (Kulunda Horizon) 70, 73, 76, 77, 84, 87, 88, 92
 Курганские слои (Kurgan Beds) 15, 28, 63, 205
 Куртамышская свита (Kurtamysh Formation) 33, 59, 66, 202, 205
 Кускольская свита (Kuskol Formation) 74
 Кустанайская свита (Kustanay Formation) 86, 92
- Л**
- Лагернотомская свита (Lagerny Sad Formation) 44, 60, 64, 67, 86, 203, 206
 Лебедская свита (Lebedskaya Formation) 129
 Лебяжинская свита (Lebyaje Formation) 72, 86, 91
 Ливенская свита, слои (Livenka Formation) 93
 Липовские слои (Lipovka Beds) 134, 138
 Лобановские слои (Lobanovo Beds) 180, 186
 Локосовские слои (Lokosovo Beds) 180, 188
 Лохподгортские слои (Lohpodgorsk Beds) 134
 Лохподгортский горизонт (Lohpodgorsk Horizon) 139, 140
 Люлинворская свита (Lulinvor Formation) 15, 24, 26, 28, 41, 44, 48, 49, 54, 63, 64
 Люлинворская нижняя подсвита (Lulinvor Lower member Formation) 22, 23, 41, 44
- Люлинворская средняя подсвита (Lulinvor Middle member Formation) 22, 23, 24, 31, 41, 44, 65
 Люлинворская верхняя подсвита (Lulinvor Upper member Formation) 22, 23, 39, 41
 Люлинворский горизонт (Lulinvor Horizon) 22, 23, 54, 66, 207
 Лягинские слои (Lyagino Beds) 134, 179
- М**
- Малиновская толща (Malinovka Body) 129, 143, 174, 176, 178
 Малиновский педокомплекс (Malinovka Pedokomplex) 129, 174, 178
 Мансийская свита, толща (Mansy Formation, Body) 129, 134
 Мансийский горизонт (Mansy Horizon) 129, 130, 133, 134, 144, 177, 178, 210
 Марсятская подсвита (Marsyat Subformation) 28, 30, 63, 65, 205, 207
 Мегионские слои (Megion Beds) 138, 186
 Морозовский лесс (Morozovo Loess) 178
 Муккурская свита (Mukkur Formation) 74, 81
 Мыскаменская толща (Mys Kamenny Body) 86, 92, 94
- Н**
- Наурзумская свита (Naurzum Formation) 63, 67, 70, 86, 205
 Нижнесузунские слои (Nyijnyi Suzun Beds) 138
 Низямская свита (Nizyama Formation) 129, 134, 148, 150, 160
 Низямский горизонт (Nizyama Horizon) 133, 134, 135, 150, 178, 210
 Нильгимские слои (Nilyagimsk Beds) 129, 134, 149
 Новомихайловская свита (Novaya Mikhailovka Formation) 27, 30, 34, 42, 44–46, 62–64, 66, 202, 203, 205, 206
 Новомихайловский горизонт (Novaya Mikhailovka Horizon) 15, 22, 33, 34, 58
 Новоморанские слои (Novaya Moransk Beds) 138
 Новопортовская толща (Novy Port Body) 86, 94
 Новостаничная свита (Novaya Stanica Formation) 50, 72, 81, 87, 88, 92, 96, 207
 Новостаничный горизонт (Novaya Stanica Horizon) 70, 72, 77, 78, 81, 84, 87, 88, 92
 Норильские слои (Noryilsk Beds) 138
 Ноябрьская толща (Nojabrsk Body) 71
 Ныдинская толща (Nyda Body) 71, 86, 90
 Нюрольская свита (Nyuroлка Formation) 14, 15, 18, 29, 31, 32, 38–41, 45, 62–65, 199, 203, 205, 206
 Нюрольский горизонт (Nyuroлка Horizon) 14, 22, 40, 62, 64, 66, 202, 205–207
 Ньяпанские слои (Nyapansk Beds) 138
- О**
- Обские слои (Ob' Beds) 113, 133, 134, 178
 Обской горизонт (Ob' Horizon) 133
 Островновская свита (Ostrovnovsk Formation) 15, 64, 206
- П**
- Павлодарская свита (Pavlodar Formation) 72, 87, 88, 91, 92

Павлодарский горизонт (Pavlodar Horizon) 70, 72, 75, 78, 83, 84, 87, 88, 91, 207
Пельмская толща (Pelym Body) 71, 72, 86, 90, 91
Петровская свита (Petrovo Formation) 147, 148
Пешневская свита, слои (Peshnevo Formation, Beds) 81
Подпуск-лебяжинская свита, слои (Podpusk-Lebyaje Formation, Beds) 74, 81
Подпуск-лебяжинский горизонт (Podpusk-Lebyaje Horizon) 81
Полуйская свита (Paluy Formation) 134, 148, 151, 160
Полярноуральские слои (Polyarnyi Ural Beds) 138
Прииртышский надгоризонт (Priirtyshje Vis Horison) 75, 77

Р

Раздольинские слои (Razdollyae Beds) 108, 128, 129, 141, 178
Рубцовская свита (Rubcovsk Formation) 71, 72, 87, 90, 91
Рытовская свита, слои (Rytovo Formation, Beds) 81

С

Садовологские слои (Sadovii Log Beds) 129
Салаирский лесс (Salair Loess) 129, 178
Салемальская свита (Salemal Formation) 133, 134, 157, 161, 178
Салехардская свита (Salekhard Formation) 134, 151
Салехардско-увальские слои (Salekhard-Uval Beds) 138
Самаровская свита (Samarovo Formation) 134, 160, 179
Самаровский горизонт (Samarovo Horison) 133, 134, 136, 156, 163, 179
Санчуговская свита, слои (Sanchugovka Formation, Beds) 133, 136, 154, 157, 158, 161, 210
Сартанские слои (Sartan Beds) 134
Сартанский горизонт (Sartan Horison) 133, 134, 138, 140, 167, 178, 179, 183, 184, 186, 210
Светлинская свита (Svetlynskaya Formation) 71, 86, 90, 91
Селетинская свита (Seleta Formation) 74, 81
Селетинский горизонт (Seleta Horizon) 81
Семейкинская свита (Semeika Formation) 134, 148, 150, 160, 178, 179
Серовская свита (Serov Formation) 14, 15, 16, 18, 22–25, 28, 29, 31, 40, 41, 45, 62–66, 199, 201–203, 205–207
Серовский горизонт (Serov Horison) 14, 22, 40, 62–64, 205, 206
Сладководкинская свита (Sladkovodkinskaya Formation) 148
Сопкейские слои (Sopkey Beds) 138
Среднеобские слои (Middle Ob' Beds) 138, 163
Сузунская свита, толща (Susun Formation, Body) 71, 87, 90
Сузунский лесс (Susun Loess) 170, 178, 179
Суминская почва, педокомплекс (Suma Soil, Pedo-complex) 138, 172
Сургутские слои (Surgut Beds) 180, 185

Т

Тавдинская свита (Tavda Formation) 14, 15, 19, 20, 23, 24, 26, 29, 31, 32, 38, 40–42, 44, 46, 48, 49, 57, 62–64, 66, 199, 201–203, 205–207
Тавдинский горизонт (Tavda Horizon) 23, 40, 56, 62–64, 201, 205–207
Таволжанская свита (Tavoljan Formation) 71, 86, 87, 90, 207
Таволжанский горизонт (Tavoljan Horizon) 70, 71, 79, 83, 84, 87, 90, 207
Тазовская свита (Taz Formation) 134, 179, 210
Тазовский горизонт (Taz Horizon) 133, 134, 137, 163, 170, 178, 210
Талагайкинская свита, слои (Talagaika Formation, Beds) 129, 133, 134, 149
Талагайкинский горизонт (Talagaika Horizon) 128, 129, 131, 133, 134, 147, 178, 210
Талицкая свита (Talitsa Formation) 14, 16, 24, 25, 28, 30, 36, 40, 41, 44, 45, 62–65, 199, 201–203, 205–207
Талицкий горизонт (Talitsa Horizon) 14, 22, 23, 40, 52, 62–64, 205–207
Тарадановские слои (Taradanov Beds) 138
Теутейские слои (Teuteysk Beds) 138
Тибейсалинская свита (Tibeisall Formation) 14, 35, 36, 37, 63, 65, 202, 205, 207
Тибейсалинский горизонт (Tibeisall Horizon) 14
Тильтмская свита (Tiltym Formation) 132, 133, 148, 160
Тильтмский горизонт (Tiltym Horison) 129, 133, 134, 149, 210
Тобольская свита (Tobolsk Formation) 134, 135, 160, 161, 179
Тобольская горизонт (Tobolsk Horizon) 110, 133–135, 159, 161, 170, 178, 210
Троицкие слои (Troitsk Beds) 141
Тугуланские слои (Tugulanskye Beds) 138
Тулинский лесс (Tula Loess) 138
Туртасская свита (Turtas Formation) 27, 30, 35, 43, 44, 45, 47, 50, 52, 59, 62–64, 67, 86, 87, 202, 205, 206
Туртасский горизонт (Turtas Horizon) 15, 27, 62–64, 201, 205, 206
Туруханские слои (Turuhansk Beds) 133, 159

У

Убинская подсвита (Ubino Subformation) 81, 129
Убинско-ерестнинская свита (Ubino-Erestnaya Formation) 81, 141
Урманные слои (Urman Beds) 134
Уртамские слои (Urtam Beds) 134, 138, 184, 186–188
Усть-ляпинская свита (Ust-Lyapino Formation) 134

Ф

Фарковские слои (Farkovo Beds) 138
Федосовская свита (Fedosovo Formation) 129, 148, 209

Х

Халопанская свита (Halopan Formation) 134
Харсоимские слои (Harsoimskiy Beds) 134, 138
Харсоимский горизонт (Harsoimskiy Horizon) 139
Хошгортские слои (Hoshgort Beds) 134, 138

Ч

- Чановская свита (Chany Formation) 86, 87, 92, 93
Чарышский педокомплекс (Charysh Pedocomplex) 170, 178, 179
Чембакчинская свита (Chembakchino Formation) 134, 135, 161
Черталинская свита (Chertalynsk Formation) 15, 64, 66
Чулымский лесс (Chulym Loess) 170, 178, 179
Чурымская свита (Churymsk Formation) 134

Ш

- Шадрихинские слои (Shadriha Beds) 63, 205
Шадрихинский педокомплекс (Shadriha Pedocomplex) 170, 173, 174, 176, 178
Шайтанская свита, толща (Shaitan Mys Formation, Body) 134, 148, 151
Шайтанский надгоризонт (Shaitan Vis Horizon) 128, 129, 131, 132, 148

- Шибаетовский лесс (Shibaev Loess) 179
Шидертинская свита (Shiderta Formation) 64, 67, 206
Шипуновский педокомплекс (Shipunovo Pedocomplex) 170, 174, 176, 178
Ширтинская свита, слои (Shirta Formation, Beds) 133, 134, 160, 161, 179
Ширтинский горизонт (Shirta Horizon) 111, 133, 134, 136, 137, 161, 178, 179, 210

Ю

- Юрковская свита (Urki Formation) 30, 57, 63, 64, 205, 206
Юртишинские слои (Urtyshinsk Beds) 134
Ютымасские слои (Utmysk Beds) 72, 86, 91, 92

Я

- Ялбылнинская свита (Jalbylninsk Formation) 134, 137, 138, 161

A

- Abies* 27, 43, 51, 73, 78, 80, 85, 96
Abies sibirica 121, 122
Abies sibiriciformis 96
Acarinina acarinata 17, 200
Acarinina bullbrookii 17, 39, 200
Acarinina djanensis 17, 200
Acarinina inconstans 17, 200
Acarinina rotundimarginata 17, 200
Acarinina subsphaerica 17, 200
Aceratherium cf. incisivum 84
Achomosphaera membranihora 20
Achomosphaera sp. 18, 48
Achomosphaera ramulifera 19, 29, 40
Acuticostaorlovi 84
Adnatosphaeridium robustum 20, 40
Agispelagus 71
Alabaminoides mitis 112, 113, 114, 117
Alactagalus aut *Pygerethmus* 107, 108, 110
Alactagalus sp. 109, 110
Alces latifrons 107, 109, 110
Aldrovanda visiculosa 120, 121
Alisma 78
Alismataceae 80
Alisocysta circumtabulata 16, 29
Allactaga cf. jaculus 110
Allactaga ex gr. jaculus 106–108
Allactaga sp. 109
Allanhancokia sp. 94
Allomorphina fragilis 94
Allophaiomys 109
Allophaiomys pliocaenicus 105, 107, 108
Allophaiomys sp. 107, 109
Allophaiomys thumakovi 105
Alnaster 78
Alnus 26, 27, 41, 46, 50, 51, 71, 78, 79, 85, 96, 149
Alnus czeganic 62, 204
Alnus flexilis 70, 71, 85
Alnus incana 121
Alnus quadropollenites 41, 45
Alterbia 41
Alterbia acutula 40
Alterbia circula 16, 29
Alterbia minor 40
Alterbia sp. 16, 29, 40
Alterbidinium sp. 40
Amesoda 77
Ammoscalaria friabilis 22, 44, 199
Ammotium cassis 115
Ammotium inflatum 117
Anchitherium 71
Anchitherium cf. aurelianens 84
Anacolosidites 41
Anacolosidites insignis 25, 37, 41, 44, 62, 65, 201, 204
Andromeda 81
Anodonta gorbunovii 90
Apectodinium 9
Apectodinium augustum 18
Apectodinium homomorphum 17, 18, 19, 23, 25, 29, 31, 40, 41, 44, 62, 65, 201, 205
Apectodinium hyperacanthum 18, 36, 40
Apectodinium parvum 40
Apectodinium quinquelatum 18, 36, 40
Apectodinium sp. 18, 29
Apiaceae 85
Aquilapollenites subtilis 25, 41
Aquilapollenites 37
Aracispermun 126
Aralia 81
Araliaceoi pollenites euphorii 26, 36–39, 42, 45, 46, 49, 62, 201, 204
Archidiscodon 104, 109
Archidiscodon cf. meridionalis 104, 107, 108
Archidiscodon cf. trogontherii 109
Archidiscodon gromovi 74, 84
Areoligera 38
Areoligera cf. senonensis 48
Areoligera coronata 16, 29, 40
Areoligera medusetoiiformis 40
Areoligera senonensis 16, 29, 40
Areoligera sp. 40
Areoligera spp. 16, 29
Areosphaeridium arquatum 48
Areosphaeridium diktyoplokum 17, 19, 20, 24, 26, 29, 39, 40, 45, 48, 49, 62, 200, 204
Armiger cf. annandalei 169
Artemisia 78, 80, 85
Artiodactyla 108, 109, 110, 111
Arvicola 110
Arvicola aff. kalmankensis 107, 111
Arvicola aff. mosbachensis 107, 110, 111
Arvicola cf. mosbachensis 111
Arvicola kalmankensis 110, 111, 112
Arvicola sp. 112
Arvicola terrestris 107
Arvicolinae 94
Asiacastor major 84
Astarte borealis 156
Astarte borealis placenta 156
Astarte compressa 156
Astarte montagui 156
Asteraceae 97, 121
Asterellina pulchella 113, 114, 117
Astrononion gallowayi 115
Atriplex 80
Aulacosira praeislandica 35
Azolla 35, 78, 80, 126
Azolla incerta 62, 204
Azolla inflata 34

Azolla interglacialica 120–122, 126, 127, 147, 149
Azolla oligocenica 62, 204
Azolla pseudopinata 74, 85, 126
Azolla sibirica 34, 62, 204
Azolla ventricosa 35
Azollites minor 62, 204

B

Baggina valvalineriaformis 46
Baicalia 76
Baltisphaeridium sp. 40
Baranomys 73, 76, 84
Baranomys sp. nov. 73
Bathyarica glacialis 140, 156
Beremendia sp. 108
Betekeia athleta 84
Betekeia irtyszensis 93
Betekeia perdeclivia 84
Betula 26, 27, 43, 46, 50, 71, 73, 74, 78, 79, 80, 85, 96, 149
Betula gracilis 27, 33, 35, 43, 45, 47, 50, 51, 62, 66, 79, 201, 203, 204
Betula humilis 120, 123
Betula nana 78, 95, 120, 124, 125, 128
Betula sect. *Albae* 121
Betula sp. 51
Betula suberrecta 50, 79, 80
Betula trigonia 27
Betula verrucosa 122, 123, 125
Betulaceae 27, 33–35, 42, 50, 51, 79, 91, 202, 203
Bidens tripartitus 124
Bison priscus 107, 110
Bison schoetensacki 109
Bison sp. 107, 108, 110, 111
Bithynia 77
Bithynia aenigmarica 84
Bithynia kirgizorum 84
Bogatschevia omiensis 23
Bolivina 46
Bolivina antegrassa 46
Bolivina asiatica 39
Boreoelona 77
Borsodia petenyii 94
Borsodia steklovi 94
Borysthenya 77
Borysthenya pronaticina 84, 93
Botrychium boreale 125
Brachiscirtetis robustus 84
Brasenia sibirica 85
Broussonetia 71
Bryales 50, 78
Buccella acutata 113
Buccella depressa 115
Buccella frigida 115, 116
Buccella hannai arctica 112–114
Buccella inusitata 115
Buccella troitzkyi 113, 114
Bulimina marginate 115, 116
Bulimina elegantissima 115
Buliminella elegantissima 117
Bunias cochlearioides 121
Bunias sukaczewii 126, 127, 128
Buryella tetradica 23, 199

C

Candonia 118–120
Candonia arcina 118, 119
Candonia candida 118, 119
Candonia combibo 85
Candonia fabaeformis 119
Candonia globosa 119
Candonia neglecta 118, 119
Candonia rectangulata 118, 119
Candonia rostrata 119
Candonia sarsi 118, 119
Candoniella albicans 119
Candoniella subellipsoida 119
Capparidopsis aquillina 62, 204
Caratyopsis diebeli 38
Cardium abundans 27
Carex 71, 78, 149
Carex pauciflora 126
Carex rostrata 122, 123
Carnivora 111
Carpatella cornuta 17, 200
Carpinus 27, 78, 96, 97
Carpinus duniensiformis 79
Carpinus perfectus 27, 51
Carya 26, 27, 46, 52, 72, 78, 80
Carya glabraeformis 51, 79, 89
Carya simplex 39
Carya sp. 51
Carya spackmania 27, 33–35, 42, 45, 46, 48–51, 62, 66, 201, 203, 205
Carychium 77
Caryophyllaceae 80, 81, 121
Casarrinidites 39
Cassandra helenae 114, 116, 117
Cassandra inflata 114
Cassandra sp. 114
Cassidulina reniformis 113, 114, 116, 117
Caspiocypris candida 85
Castanea 26, 28, 42, 43, 47, 51, 78, 79, 89
Castanea crenataeformis 26, 32, 36, 39, 41, 43, 45, 49, 62, 201, 204
Castanopsis 26, 28, 41, 42, 43, 45, 51
Castanopsis pseudocingulum 26, 36–39, 42, 45, 46, 49, 62, 66, 201, 204
Castor aut *Sinocastor* 106, 107
Casuarinidites 37
Caulinia 85, 126
Caulinia flexilis 126
Caulinia tenuissima 126, 147
Cedrus 27, 41, 51, 78, 203
Celtis 78
Ceratophyllum oryzetorum 121
Ceratophyllum pentacantum 124
Ceratiopsis 41
Ceratiopsis markovae 45
Cerodinium denticulatum 40
Cerodinium markovae 16, 17, 29, 37, 40, 44, 62, 65, 200, 204
Cerodinium medcalfei 29
Cerodinium sibirica 48
Cerodinium sp. 16, 40

- Cerodinium speciosum* 16–19, 24, 25, 29, 31, 37, 40, 41, 44, 52, 65, 200, 204
Cerodinium speciosum subsp. *glabrum* 16, 29
Cerodinium speciosum subsp. *speciosum* 16
Cerodinium striatum 17, 25, 40, 200
Cervidae 74
Cervus elaphus 107, 110–112
Cervus ex gr. elaphus 109
Charlesdownia 9, 18
Charlesdownia clathrata 29, 40, 48
Charlesdownia clathrata angulosa 17, 19, 20, 24, 26, 29, 32, 39, 40, 42, 45, 46, 48, 49, 62, 200, 202, 204
Charlesdownia coleothrypta 17–19, 24, 29, 32, 37, 38, 39, 40, 42, 45, 48, 49, 62, 65, 200, 202, 204
Charlesdownia coleothrypta plexus 17, 200
Charlesdownia coleothrypta rotundata 17–19, 24, 29, 36, 37, 38, 39, 40, 48, 49, 200
Charlesdownia crassiramosa 40
Charlesdownia fasciata 17, 19, 20, 29, 32, 40, 49, 200
Charlesdownia ornata reticulata 45
Charlesdownia reticulata 19, 29
Charlesdownia sp. 19
Charlesdownia tenuivirgula 29, 39, 40, 48
Charlesdownia variabilis 48
Chatangiella sp. 40
Chenopodiaceae 78, 79, 80, 81, 85, 97
Chenopodium 72, 80, 85
Chenopodium album 122, 123
Chenopodium glaucum 121, 123
Chiasmolithus danicus 17, 200
Chiasmolithus oamaruensis 17, 20, 32, 200, 202
Chilotherium sp. 84
Cibicides 9
Cibicides favorabilis 44
Cibicides lobatulus 115
Cibicides rotundatus 115, 117
Cibicides sp. 115
Cibicides subungerianus 46
Cibicidoides favorabilis 23, 199
Cichoritaceae 85
Ci pangopaludina tenuisculpta 84
Citellus sp. 107–112
Cladium reidiorum 85
Cladopyxidium saeptum 16, 29
Cleistosphaeridium sp. 40
Cleome prisca 62, 204
Cleome rugosa 71, 72, 85, 96
Clethrionomus 108
Clethrionomus cf. glareolus 110
Clethrionomus cf. rufocanus 110
Clethrionomus ex gr. glareolus 108
Clethrionomus sp. 107–112
Coccolithus subdistichus 17, 200
Coelodonta antiquitatis 107, 110
Compositae 78, 79, 80, 81
Comptonia 25, 26, 39, 41, 44, 45, 96
Conciplacolithus lenuis 17
Corbicula tibetensis 135, 213
Cordosphaeridium 35
Cordosphaeridium exilimurum 20, 29, 40
Cordosphaeridium funiculatum 18, 48
Cordosphaeridium gracile 16, 19, 29, 40
Cordosphaeridium inodes 38, 40, 48
Cordosphaeridium sp. 29, 40
Cornus 78
Coronifera sp. 40
Corylopsis 39
Corylopsis sp. 49
Corylus 26, 46, 50, 51, 74, 78, 79, 80, 85, 96, 97
Corylus avellana 121
Corylus siberica 51
Corylus sp. 27
Corrodinium incompositum 48
Corrodinium marcovae 18
Coscinodiscus josephinus 24, 62, 204
Coscinodiscus gorbunovii 85
Coscinodiscus lobatus 85
Coscinodiscus payeri 24, 31, 62, 204
Coscinodiscus trapeziformis 67
Coscinodiscus uralensis 31
Crassosphaera 50
Crassosphaera sp. 48
Cribrorhynchium ex gr. granatum 115
Cribrorhynchium granatum 113, 114, 117
Cribrorhynchium goesi 113, 114
Cribrorhynchium ristanicum 46
Cribrorhynchium subarcticum 115
Cribrononion incertus 115, 117
Cribrononion obscurus 114, 117
Cribrorhynchium sp. 40
Cribrorhynchium tenuitabulatum 18
Cricetodon 71, 91
Cricetus sp. 108–110, 112
Cricetulus sp. 107–110
Criptocandona sp. 119
Crocidura sp. 108
Cromeromys 76, 84
Cromeromys irtyschensis 84
Cromyocarpus ovatus 23, 30, 31, 62, 199, 204
Cruciferae 80
Crychium aff. plicatum 84
Cuneopsis fissidentatus 84
Cuneopsis humilior 84
Cuneopsis sibiricus 84
Cyathea 25, 50
Cyclammia coksuvorovae 23, 199
Cyclocarya 26
Cyclocyprys globosa 118, 119
Cyclocyprys laevis 119
Cyclogira involvens 114
Cyclonephelium sp. 40
Cyperaceae 80, 126, 149
Cyperus glomeratus 85, 174
Cypressaceae 78
Cypria tambovensis 119
Cyprideis littoralis 120
Cyprideis torosa littoralis 119
Cypridopsis 120
Cypridopsis vidua 119
Cyprina candonaeformis 85, 93
Cyprina islandica 137, 161
Cypris pubera 119
Cyrilaceae 26
Cytherissa bogatschovi 85
Cytherissa hialina 85
Cytherissa lacustris 118, 119

D

Dacrydium 43
Danea californica 17, 200
Danea mutabilis 17, 200
Danea sp. 40
Decodon sphenosus 62, 204
Deflandrea 50
Deflandrea andromensis 18, 40
Deflandrea arcuata 18, 40
Deflandrea denticulata 29
Deflandrea dilwynensis 29
Deflandrea dissoluta 18, 29
Deflandrea insoluta 40
Deflandrea oebisfeldensis 29, 40, 48
Deflandrea oebisfeldensis f. *ovalis* 19
Deflandrea phosphorica 19, 20, 29, 40, 42, 48
Deflandrea sp. 18, 29, 40, 48
Deflandrea speciosa 17, 37, 44, 45
Dentalina baggi 114
Dentalina frobisherensis 114
Desmana sp. 106, 108, 110
 Desmanidae 106
Desmatolagus 71
Dicerorhinus kirchbergensis 109
Diclidocarya sibirica 62, 204
Diconodinium sp. 18, 40
Dicrostonyx 108
Dicrostonyx cf. *simplicior* 107, 110, 111
Dicrostonyx ex gr. *guilielmi-henseli* 107, 111
Dicrostonyx meridionalis 107, 108
Dictyocha deflandrei compacta 62, 204
Dictyocha frenquellii carentis 62, 204
Dictyocha praecarentis 62, 204
Dictyocha rotundata 62, 204
Dictyocha secta 62, 204
Diervilla 27, 43, 80, 81
Dinogymnium sp. 16, 29, 40
Discoaster barbadiensis 17, 24, 200
Discoaster binodosus 17, 200
Discoaster diastypus 17, 24, 200
Discoaster gemmeus 17, 200
Discoaster lodoensis 17, 18, 24, 200
Discoaster muliradiatus 17, 24, 200
Discoaster salpanensis 17, 200
Discoaster sublodoensis 17, 18, 24, 200
Discorbis 117
Discorbis deplanatus 115, 117
Distephanus antiquus 62, 204
Dolomys 76
Dracodinium 9
Dracodinium condylos 29
Dracodinium intermedium 17, 200
Dracodinium polytum 17, 200
Dracodinium simile 17–19, 23, 29, 32, 36–38, 40, 45, 48, 49, 62, 200, 202
Dracodinium solidum 29, 40, 48
Dracodinium sp. 40
Dracodinium varielongitudum 17–19, 24, 26, 29, 32, 36–38, 40, 41, 44, 45, 48, 49, 62, 200, 202, 204
Drepanocarpus taudensis 62, 204
Drepanocarpus tymensis 62, 204
Dryas octopetala 120, 123, 124
Duschekia sp. 127

E

Eggerella advena 115, 117
Elasmotherium sibiricum 147
Elasmotherium sp. 74
Elatine 126
Elli psolithus macellus 17, 18, 24, 200
Ellobius 107, 110
Ellobius sp. 107–109
Ellobius tarchancutensis 108
Elphidiella arctica 113, 115
Elphidiella groenlandica 115
Elphidiella tumida 113, 115
Elphidiella vergandia 23, 199
Empetrum nigrum 122, 123, 124
Engelhardtia 26, 37
Eocladopyxis 38
Eocyon odessana 74
Eocyprys 120
Eocyprys foveatus 118
Eolagurus aff. *Simplicidents* 107, 109
Eolagurus argyropuloi 107, 108
Eolagurus luteus 107, 110–112
Eolagurus sp. 107
Ephedra 51, 78, 80, 85
Epi-premnum crassum 71, 85, 96
Epi-premnum rugosum 62, 204
Equus (Allohippus) sp. 107, 108
Equus (Allohippus) stenonis 74, 84
Equus (Equus) sp. 109
Equus caballus 107, 169
Equus caballus sub. sp. 111
Equus cf. *sussenborensis* 147
Equus ex gr. *sanmeniensis-mosbachensis* 107, 110
Equus sp. 106, 110
Equus stenonis 169
 Ericaceae 43, 80
 Ericales 95
Ericsonia subdistionia 20
Erinaceus sp. 106
Eriophorum 149
Esosyrinx curta 115
Eucyprys crassa 119
Eucyprys foveatus 119
Euglesa 77
Euphorbia 80
Exochosphaeridium sp. 40
Extratroporopollenites 45
Extratroporopollenites clarus 35, 41

F

Fabaceae 121
Fasciculithus tympaniformis 17, 24, 200
 Fagaceae 26, 27, 28, 35, 51, 203
Fagus 78, 79, 80, 89
Fagus grandifoliiformis 27, 28, 35, 43, 44, 45, 47, 51, 62, 67, 79, 201–204
Fasciculithes tympaniformis 17, 200
Fibrocysta sp. 18, 40
Fissurina 117
Fissurina bifida 115, 117
Fissurina danica 115
Fissurina laevigata 113, 114
Fissurina orbignyana 113, 114

Fissurina sacculus 115
Fromea 41
Fromea sp. 40
Fromea spp. 16
Fursenkoina 117
Fursenkoina gracilis 114

G

Galla palustris 120, 124
Gastrocopta 77
Gastrocopta huttoniana 84
Gastrocopta pavlodarica 84
Gaudrynoptis 46
Gaulina flexilis 121
Gaulina minor 121
Gazella cf. *sinensis* 74, 84
Gazella dorcadoides 84
Geiselodinium sp. 40
Ginkgo 78
Glaphyrocysta pastielsii 48
Glaphyrocysta semitecta 48
Glaphyrocysta sp. 16, 29, 40
Gleichenia 25, 41, 78
Globigerina corpulenta 17, 200
Globigerina suteri 46
Globigerina tapuriensis 17, 20, 23, 200
Globigerina taurica 17, 200
Globigerina turcmenica 17, 39, 200
Globoconusa daubjergensis 17, 200
Globigerapsis tropicalis 17, 200
Globorotalia angulata 17, 200
Globorotalia aragonensis 17, 32, 39, 200
Globorotalia conicotruncata 17, 200
Globorotalia kugleri 20
Globorotalia subbotinae 17, 26, 200
Globorotalia truncatulinoides 104
Globulina glacialis 114
Globulina sp. 114
Glomospira gordialiformis 23, 199
Glyptostrobos 78
Gochtodinium simplex 49
Gochtodinium spinula 20, 29, 40
Goniochilus bogatchevi 76
Gonyaulacysta sp. 48
Gramineae 149
Guttulina 117
Guttulina sp. 114
Gyroidinoides turgidus 94

H

Hafniasphaera graciosa 16, 29
Hafniasphaera septata 16, 18, 29
Hamamelis 39
Hamamelidaceae 26
Hantkenia alabamensis 17, 200
Haplophragmoides 46
Hartzia 81, 126
Hartziella 126
Haynesina asterotuberculata 115
Haynesina ex gr. *magna* 115, 117
Haynesina magna 115, 117
Haynesina orbicularis 112–114, 116, 117
Haynesina sp. 114

Heleocharis 149
Heleocharis septentrionalis 126, 127, 128
Heleodiscus hexasteriscus 31
Heleodiscus lentis 18, 23, 28, 32, 62, 65, 202, 204
Heliocopotoshaera reticulata 20
Heliolithus 17, 24, 65, 200
Heliolithus kleinpelli 17, 200
Heliolithus riedeli 17, 200
Hemiaulus proteus 24, 62, 204
Heterohelix sp. 94
Heterunio exquisitus 84
Hexacantium subglobosum 30
Hexalonehe orientalis 30
Hiatella arctica 156, 159
Hiatella sp. 156
Hipparion 71, 72
Hipparion crassum 76
Hipparion elegans 72, 84
Hipparion longipes 84
Hipparion cf. *tchikoicum* 84
Homotryblium abbreviatum 48
Homotryblium sp. 18, 40
Horologinella sp. 16, 29, 40, 48
Hydrocharis 85
Hydrocharis morsus-ranae 121, 127, 147
Hydropteris indutus 10, 49
Hypolagus sp. 94, 108
Hystrichokolpoma cinctum 19, 29
Hystrichokolpoma eisenackii 19, 29, 48
Hystrichosphaeridium 50
Hystrichosphaeridium sp. 48
Hystrichosphaeridium tenispinosum 48
Hystrichosphaeridium tubiferum 16, 29, 48
Hystrichosphaeropsis sp. 40

I

Ilex 27, 28, 78, 79
Ilex obscuricostata 43
Ilex sp. 89
Ilyocypris 120
Ilyocypris bella 119
Ilyocypris bradyi 119
Ilyocypris caspiensis 118, 119
Ilyocypris ex gr. *divisa* 119
Ilyocypris gibba 118, 119
Ilyocypris salebrosa 118, 119
Ilyocypris tuberculata 119
Impagidinium alectrolophum 40
Impagidinium dispertitum 20
Impagidinium sp. 18, 40, 49
Insectivora 106, 108–112
Interpollis 25
Isabelidinium sp. 40
Islandiella islandica 113, 114, 117
Isoetes lacustris 122
Ishynomys 84
Isthmolithus recurvus 18, 20, 32, 200, 202

J

Juglandaceae 26, 27, 33–35, 42, 50, 51, 79, 202, 203
Juglans 26, 27, 46, 52, 78, 79
Juglans dorofeevii 70, 85, 89

Juglans nigri pites 37
Juglans polyporata 27, 33, 43, 50, 51, 80
Juglans sibirica 79, 80
Juglans sieboldianiformis 27, 33, 35, 43, 45, 47, 50,
 51, 62, 79, 201, 203, 204
Juglans sp. 78
Juncus cf. *arcticus* 125

K

Keteleeria 43
Kisselovia ornata 17, 19, 20, 24, 29, 32, 42, 46, 62,
 200, 204
Kisselovia ornata reticulata 26
Kowalskia sp. 84

L

Labrospira honesta 23, 199
Laciniadinium sp. 40
Lagena 117
Lagena apiopleura 114
Lagena nebulosa 113, 114
Lagena sibirica 115, 117
Lagena sulcata 115
Lagomorpha 94, 106, 108–112
Lagomvinae gen. 108
Lagurus 109, 110
Lagurus lagurus 107, 110–112
Lagurus transiens 107, 109–111
Larix sibirica 123, 124
Leda pernula 156
 Leguminosae 80
Lemmus 108
Lemmus cf. *sibiricus* 107, 108
Lemmus obensis 107, 111
Lemmus sp. 107, 110, 112
Lemnospernum pistiforme 96
Lenticulina ex gr. decorata 46
Lenticulina reveri 46
Lentinia serrata 19, 36, 38, 39, 48
 Leporinae 108
Lepus sp. 108, 110–112
Limnocythere 119
Limnocythere baltica 119
Limnocythere brevis 118, 119
Limnocythere dorsotuberculata 119
Limnocythere falcata 119
Limnocythere flexa 119
Limnocythere fontinalis 119
Limnocythere grinfeldi 118, 119
Limnocythere nderica 85, 93, 142
Limnocythere innopinata 119, 120
Limnocythere kazminae 119
Limnocythere longa 85
Limnocythere manjetschensis 119
Limnocythere negadaevi 118, 119
Limnocythere ornate 118, 119
Limnocythere parallela 119
Limnocythere postconcava 119
Limnocythere producta 119
Limnocythere sanctipatricii 118, 119
Limnocythere scharapovae 85, 93, 118, 119
Limnocythere seducta 118, 119
Limnocythere staplini 119

Limnocythere torulosa 93
Limnocythere tuberculata 85
Limnocythere vara 119
Limnoscapha lindholme 84
Limnoscapha sibirica 90
Limnoscapha sulcata 84
Liquidambar 27, 28, 48, 78, 79, 85
Liquidambar sp. 50, 51
Liriodendron 71, 80
Listriodon 71
Lithocarpus 26
Lithoglyphus subgradatus 84
Loisphaeridium sp. 40
Lonicera 43
Lophocricetus sibiricus 75, 84
Lophocricetus sp. 84
Lophocricetus vinogradovi 75, 84
 Loranthaceae 26
 Lycopodiaceae 78
Lycopodium 51, 78
Lycopodium alpinum 50, 77, 78, 124, 125
Lycopodium annotinum 121
Lycopodium apressum 50, 78, 125
Lycopodium clavatum 121
Lycopodium complanatum 121
Lycopodium pungens 78, 124, 125
Lycopus europaeus 122
Lygodium sp. 80
Lymnaea 77

M

Macoma baltica 156
Macoma calcarea 156
Magnolia 27, 43
Mammuthus primigenius 107, 110, 111
Marthasterites bramlettei 17
Marthasterites coniertus 17, 200
Marthasterites tribrachiatum 17, 18, 24, 200
Megaloceros sp. 107, 110–112
Melonis zaandamae 115
Melosira 50, 67
Melosira atlymica 85
Melosira praedistans 35
Melosira praegrnulata 35, 85
Membranosphaera maastrichtica 40
Membranosphaera sp. 40
 Menuanthes 35
Microchystidium 48
Microdinium kustanaicum 40
Microdinium reticulatum 40
Microdinium sp. 16, 18, 29, 40
Microdiptera praesibirica 35, 62, 204
Microtodon 76
Microtodon (Wartamys) cf. kowalskii 73, 84
Microscoptes sibiricus 75
Microscoptes sp. 84
Microtus (P.) ex gr. hintoni-gregaloides 107, 109, 143
Microtus hintoni 108
Microtus sp. 107, 109
Microtus sp. aut *Allophaiomys* sp. 107, 143
Miliolinella grandis 113
Miliolinella grandis grandis 113, 114
Miliolinella grandis pumilionis 113, 114

Miliolinella pyriformis 94, 112–114, 116, 135, 160
Miliolinella subrotunda 113, 114
Mimomys 76, 110
Mimomys aff. *pusillus* 108
Mimomys cf. *oeconomus* 109
Mimomys cf. *plioaenicus* 74
Mimomys cf. *nivaloides* 109
Mimomys coelodus 84, 107
Mimomys ex gr. *arvalis-agrestis* 110, 111, 112
Mimomys ex gr. *hintoni-gregaloides* 108, 110, 143
Mimomys ex gr. *intermedius* 107, 108
Mimomys ex gr. *middendorffii-hyperboreus* 107, 110, 111
Mimomys ex gr. *savini* 108
Mimomys gregalis 107, 108, 110–112
Mimomys hintoni 84, 94, 107, 108
Mimomys intermedius 107–109
Mimomys oeconomus 107, 110–112
Mimomys plioaenicus 84, 107
Mimomys polonicus 94
Mimomys praetermissus 75
Mimomys pusillus 107–109
Mimomys reidi 94, 107
Mimomys sp. 84
Monosaulax pansus 84
Moraceae 25, 26, 78
Mormota sp. 107, 109
Morus 71, 80, 96, 126
Morus cf. *alba* 81
Morus tertiaria 85
Mya sp. 156
Mya truncate 156
Myospalax 109
Myospalax myospalax 107, 110, 112
Myospalax sp. 107, 109–111, 143
Myrica 26, 27, 35, 41, 44, 45, 78
Myrica insignis 25, 41
Myricaceae 25, 26, 36
Myriophyllum 80, 96
Myriophyllum verticillatum 123

N

Najas 126
Najas marina 122, 147
Najas tenuissima 127
Nannotetrina fulgens 17, 18, 24
Nannotetrina robusta 62
Naziculopsis rodusta 62, 205
Nigrella dichidocarya 126
Nodularia distinguenda 84
Nonion 46
Nonion morosovae 46
Nonionella auricula 114
Nonionella labradorica 115
Normapollis 25, 36, 41, 44
Nucula tenuis 156
Nudopollis terminales 36
Nuphar lutea 122
Nuphar pumila 121
Nymphaea 80, 96
Nymphaea alba 121
Nymphaea tetragon 96
Nyssa 27, 28, 51, 78, 79

Nyssa crassa 26, 49, 62, 201, 204
Nyssa rotunda 43
Nyssa sp. 89
Nyssaceae 27, 203

O

Ochotona cf. *pusilla* 106, 108, 110
Ochotona ex gr. *pusilla* 106, 109
Ochotona sp. 106, 108, 110–112
Ochotonoides sp. 84
Ocomeliana bogatschevi 84
Oculopollis gigantens 25
Oculapollis globosus 25
Oenanthe aquatica 120
Oleaceae 25, 78
Onagraceae 43, 80, 121
Oolina 117
Oolina borealis 115
Oolina caudigera 114
Oolina globosa 114
Oolina lineapuncata 115
Oolina melo 113, 114
Operculodinium sp. 18, 40
Operculodinium spp. 48
Orbiculapollis globosus 37
Osmunda 50, 51, 78, 80
Ostrya 78
Ovibos sp. 107, 111, 112
Ovibovini 107, 108
Ovoidites 52
Ovoidites emarginatus 52
Ovoidites ligneolus 52

P

Palaeocystodinium bonjaminii 40
Palaeocystodinium golzowense 16, 29, 40, 48
Palaeocystodinium sp. 29, 40
Palaeoloxodon 108
Palaeoloxodon cf. *antiquus* 111
Palaeoloxodon ex gr. *nomadicus* 109
Palaeoloxodon sp. 107, 108
Palaeoperidinium minusculum 40
Palaeoperidinium pyrophorum 18
Palaeoperidinium sibiricum 19, 29
Palaeoperidinium sp. 40
Palaeotetradinium sp. 40
Palaeotragus asiaticus 84
Palmae 26, 39
Papaver nudicaule 126, 127, 128
Paracamelus praebactrianus 92
Paracamelus sp. 107, 108
Parafissurina tectulostoma 113, 114
Paralia sulcata 91
Paranourosorex cf. *gigas* 84
Pateoris hauerinoides 113, 114
Perissodactyla 108, 109, 110, 111
Petalospyris fiscella 23, 31, 32, 62, 65, 199, 202, 204
Petalospyris foveolata 23, 31, 32, 62, 65, 199, 202, 204
Phthanoperidinium amoenum 17, 20, 49
Phthanoperidinium eocenicum 19, 29, 40, 48
Phthanoperidinium geminatum 29
Phthanoperidinium sp. 16, 29, 40, 48
Phyllanthus intermedia 62, 204

- Phyllanthus kireevskiana* 70, 85
Picea 27, 41, 43, 50, 51, 72, 73, 78–80, 85, 96, 203
Picea alata 43
Picea obovata 96, 121–125
Picea tobolica 43
Pinaceae 26, 27, 33, 34, 36, 37, 42, 47, 49, 50, 51, 62, 66, 79, 85, 201, 203, 204
Pinus 27, 33, 43, 50, 51, 72, 78, 79, 203
Pinus aff. *sylvestris* 80
Pinus cembraeformis 27, 43, 80
Pinus longifolii formis 43
Pinus minuta 43
Pinus sect. *Strobus* 80
Pinus sibirica 121, 122, 123
Pinus sibiriciformis 27
Pinus sp. 45, 79, 80
Pinus strobiformis 27
Pinus sylvestris 121–123
Pinus sub. gen. *Haploxylo*n 41
Pisidium 77, 171
Pistilli pollenites gregorii 50
Planctonites spp. 52
Planera 78
Planocassidulina norcrossi 113, 114, 117
Planorbarierium 77
Planorbis 171
Platycarya 26, 78, 89
Platycaryapollenites 37, 39, 201
Platycaryapollis 26, 41, 44, 45, 62, 204
Platycaryapollis pseudoexcelsus 32
Plicapollis pseudoexcelsus 25, 32, 44, 62, 65, 201, 204
Pliomys 76
Plioscirotopoda sp. 107, 108
Plumbaginaceae 80
Poaceae 50, 78, 80, 85
Podocarpus 27, 41, 43, 78
Polygonaceae 50, 80, 149
Polygonum amphibium 125
Polygonum bistorfa 96
Polygonum persicarya 51
Polypodiaceae 41, 50, 51, 79, 80, 85
Pompeckjoidaepollenites subhercinicus 26, 38, 39, 42, 46, 49, 62, 201, 204
Porteaceae 25
Portlandia arctica 156, 159
Portlandia lenticula 156
Postnormapollis 25, 41, 44
Potamogeton 43, 47, 121, 122, 126
Potamogeton aff. *asiaticus* 121
Potamogeton alpinus 120, 124
Potamogeton auriculatus 34
Potamogeton filiformis 121
Potamogeton microcarpus 126
Potamogeton natans 123, 147
Potamogeton obsifolius 121
Potamogeton obtusifolius 120
Potamogeton pectinatus 121, 123
Potamogeton praelongus 149
Potamogeton pusillus 120, 121, 123
Potamogeton rotundus 71
Potamogeton rutilus 121
Potamogeton sp. 27
Potamogeton vaginatus 121, 126, 127
Potamogetonaceae 126
Potentilla 126
Potentilla jugata 62, 204
Potentilla nivea 124
Praeovibos 108, 109
Proboscidea 108–111
Projectoporites spinulosis 37
Prochootona 106
Prolagurus 108, 110
Prolagurus arankae 107, 108
Prolagurus pannonicus 107–109, 143
Prolagurus posterius 109
Prolagurus sp. 107
Promimomys 73, 76
Promimomys antiquus 84
Promimomys baschkirica 94
Promimomys gracilis 84, 93
Promimomys sp. 84
Propeamussium sp. 156
Prosiophneus aff. *eriksoni* 84
Prosiophneus sp. 84, 107, 108
Proteacidites adenanthoides 37
Protelphidium parvum 115, 117
Protolactaga sp. 84
Pseudoisoetes tymensis 62, 204
Pseudopolymorphina novangliae 113, 115
Psilatricolporites 26, 45
Pterocarya 26, 27, 46, 52, 72, 78, 79, 80
Pterocarya sp. 51
Pterocarya stenopteroides 27, 43–45, 51, 62, 67, 79, 201, 203, 204
Pterospermella 20, 32, 42
Pterospermella sp. 16, 40, 48
Pupilla 77
Pupilla praesignata 84
Purulina cylindroides 113
Pygerethmus sp. 109
Pyramidina buliminoides 94
Pyrgo williamsoni 113, 114, 117
Purulina cilindroides 114
Pyxilla gracilis 24, 31, 62, 65, 204
Pyxilla oligocena 24, 62, 65, 204
- Q**
Quercus 27, 28, 42, 51, 72, 74, 78, 80, 82, 85, 96, 97
Quercus alnifolii formis 51, 79
Quercus cf. *macranthera* 80
Quercus conferta 49
Quercus graciliformis 26, 27, 33, 34, 38, 39, 42, 45, 46, 49, 50, 62, 66, 201, 204
Quercus gracilis 26, 27, 33, 38, 39, 42, 45, 46, 49, 50, 51, 62, 66, 201, 204
Quercus mira 79
Quercus robur 121, 122
Quercus sibirica 35, 43, 45, 47, 51, 79, 80, 85, 89, 202
Quercus sparsa 25, 37, 41
Quercus sp. 45
Quercus williamsonia 79
Quinqueloculina 117
Quinqueloculina borea 115
Quinqueloculina longa 113, 115
- R**
Raehakia cimlanica 43
Ranunculaceae 80, 81

- Ranunculus* 126
Ranunculus aquatilis 120, 124
Ranunculus flammula 149
Ranunculus hyperboreus 125, 127, 128, 149
Ranunculus peratifidis 120, 124
Reevesia sp. 50
Regina excelsa 37, 41
Reophax 46
Reophax curtus 115, 117
Reophax dentaliniformis 23, 199
Reophax subfusiformis 23, 199
Reticulofenestra umbilica 17, 24, 200
Retroelphidium atlanticum 113, 115–117
Retroelphidium boreale 115–117
Retroelphidium excavatum 116
Retroelphidium ex gr. boreale 115–117
Retroelphidium ex gr. hyalinum 115
Retroelphidium hyalinum 115–117
Retroelphidium obesum 112–114
Retroelphidium propinquum 115–117
Retroelphidium provisum 113
Retroelphidium sp. 114
Retroelphidium subclavatum 94, 112–114
Rhabdosphaera inflata 17, 200
Rhinocerotidae 74
Rhoipites pseudocingulum 26, 36, 38, 39, 41, 45, 46, 49, 62, 66, 201, 204
Rhoipites villensis 26, 41, 45
Rhombodinium coronatum 17, 19, 29, 39, 48, 201
Rhombodinium draco 17, 26, 32, 46, 48, 49, 62, 66, 200, 203, 204
Rhombodinium intermedium 49
Rhombodinium irtyshensis 19, 29
Rhombodinium glabrum 36–38, 40, 48
Rhombodinium longimanum 19, 29, 48
Rhombodinium pentagonum 29, 36, 38, 39
Rhombodinium porosum 17, 20, 49, 62, 200, 204
Rhombuniopsis kutschum 73
Rhombuniopsis madernyi 73
Rhombuniopsis pronus 72, 84
Rhombuniopsis superatoides 84
Rhus 26, 43, 50, 51
Riccia 80
Rodentia 108, 110–112
Rosaceae 81, 149
Rubiaceae 121
Rubus arcticus 120, 124
Rubus idaeus 122
- S**
- Salix* 43, 78, 96
Salix herbaceae 120
Salix polaris 120, 124, 125
Salvinia 80, 126, 149
Salvinia cerebrata 85
Salvinia glabra 85, 126
Salvinia natans 122, 126
Salvinia nikitini 96
Salvinia tuberculata 126
Sambucus 81
Sambucus pulchella 126
Samlandia chlamydophora 19, 48
Samlandia reticulifera 48
Samotherium irtyshensis 84
Santalaceae 25, 26
Sapindaceae 26
Sapotaceoidaepollenites manifestus 26, 36–39, 42, 46, 49
Saxicava arctica 156
Saxifraga caespitosa 120
Saxifraga oppositifolia 120
Schizaea sp. 80
Scirpus 71
Scirpus ki planiae 85
Scirtodipus kazakhstanica 84
Sculptunio bituberculatus 72, 84
Selaginella 149
Selaginella selaginoides 120, 125, 127, 147
Selaginella sibirica 125
Senegalinium sp. 18, 40
Sequoia 43
Sheshukovia mirabilis 24, 62, 204
Sibirunio betekeiensis 84
Sibirunio depressus 93
Sibirunio irtyshensis 73
Sibirunio simpsoni 73
Sicista sp. 106, 108, 110
Sigmomorphina 117
Sigmomorphina sp. 115
Sigmomorphina undulosa 115
Siphon curtus 156
Siphon aperta agglutinata 115, 117
Soaniella granulate 20, 29, 40, 48
Soaniella sp. 19, 29
Soergellia sp. 109
Sorex sp. 108–112
Sparganiaceae 50, 80
Sparganium 27, 35, 43, 47, 51, 78, 80, 126
Sparganium elondatum 34
Sphagnum 25, 37, 41, 44, 51, 78, 80, 121
Sphagnum australe 41
Sphagnum regium 41
Sphenolithus ciperensis 17, 200
Sphenolithus distendus 17, 200
Sphenolithus praedistendus 17, 200
Sphenolithus pseudoradians 17, 20, 200
Spinidinium microechinatum 18
Spinidinium sp. 48
Spiniferites cingulatum 48
Spiniferites cornutus 16, 29, 40
Spiniferites granosus 40
Spiniferites porosus 40
Spiniferites ramosus 29, 40, 48
Spiniferites ramosus subsp. *ramosus* 16
Spiniferites scabrasus 40
Spiniferites sp. 40, 48
Spiniferites spp. 16, 29
Spiniferites wetzelii 40
Spirobolivina 9
Spiroplectamma biformis 117
Spiroplectamma typica 115
Spongotrochus paciferus 23, 31, 32, 62, 65, 199, 202, 204
Stainforthia loeblichii 112, 113, 114, 117, 199
Staphylea rugosa 85
Stenocypria sp. 119

Stephanopyxis turris 91
Steneofiber sp. 84
Sterculia 51, 78
Stratiotes 126
Stratiotes imperfectus 62, 204
Stratiotes inversus 62, 204
Stratiotes sibiricus 85
 Symplocaceae 28
Systematophora placacanta 17, 49, 66, 200
Systematophora sp. 40

T

Taia politropis 84
 Talpidae 106
Tappanella arctica 94, 112–114
Tasmanites 20, 40, 42
 Taxodiaceae 25–27, 33, 34, 35, 37, 41–45, 47, 49, 50, 51, 78, 79, 80, 85, 203
Taxodium 28, 43
Tetrapidites 52
Tetrapidites delicatus 52
Teuchrium elongatum 85
Textularia carinatiformis 23
Textularia terquata 115, 117
Thalassiphora pelagica 16, 19, 29, 48
Thalassiphora sp. 29
Thalictrum 80, 126
Thalictrum angustifolium 127, 128
Thesium arvense 121
Tilia 26, 27, 50, 51, 74, 78, 80, 82, 85, 96, 97
Tilia cordata 121, 122
Tilia grandireticulata 33
Tithodiscus 20, 32, 40, 42
Toddinella lenticularis 112, 114
Trapa 28, 35, 43, 47, 51, 78, 80
Trapa macropectinata 43
Trapa minuta 43
Trapella 71, 85
Triatriopollenites 36
Triatriopollenites araboratus 25, 35, 36, 41, 44, 62, 65, 200, 204
Triatriopollenites excelsus 25, 26, 36, 41, 44, 45
Triatriopollenites sp. 41
Trichosanthes fragilis 71, 85
Tricolporopollenites cingulum 49
Tricolporopollenites excelsus 45
Tricolporopollenites liblarensis 33, 34, 38, 39, 41, 42, 45, 49, 50
Tricolporopollenites sp. 41
Tricolporopollenites spp. 35, 49
Trifarina angulosa 117
Trifarina fluens 114, 117
Trigonopyxidia sp. 16, 29, 40
Triloculina subtricarinata 113, 114, 117
Trilophomys 76
Trinacria heibergiana 24, 62, 204
Trinacria senta 31
Trinacria ventriculosa 31
Tripodiscinus sengilensis 23, 31, 62, 65, 204
Triporopollenites robustus 25, 26, 32, 41, 44, 45, 47, 62, 65, 201, 203, 204
Triprojectus 41, 44

Trithyrodinium pentagonum 40
Trochammina sp. 117
Trochlearia 52
Trochlearia crassa 50, 52
Trogontherium minus 72, 92, 106
Trogontherium sp. 84, 107, 108
Trudopollis 45
Trudopollis menneri 25, 36, 41, 44, 62, 65, 201, 204
Trudopollis pompeckii 50
Trudopollis supplingensis 35
Truncorotaloides rohri 17, 200
Tsuga 27, 43, 51, 72, 96
Tsuga crispa 51
Tsuga sp. 80
Tsuga torulosa 51
Tuberunio martensi 73
Tuberunio uniserialis 84
Turborotalia centralis 17, 200
Typha 50, 80

U

Ulmaceae 26, 27, 51, 80, 203
Ulmoideipites 25, 41, 44, 47, 203
Ulmoideipites krempii 37, 41
Ulmus 28, 50, 51, 72, 74, 78–80, 82, 85, 96, 97
Ulmus crassa 43, 51, 79, 85
Ulmus laevis 121
Ulmus minuta 80
Ulmus rotunda 80
Ulmus sp. 51
 Umbelliferae 78, 80, 149
Unio atleta 93
Unio sibiricus 96
Unio protractus 84
Ursus 76
Ursus spelaeus rossicus 111
Urtica 80
Uvegerina pygmaea 46

V

Valvata 77, 171
Vertigo 77
Veryhachium sp. 16, 48
Villanyia 76, 77
Villanyia exilis 107
Villanyia feiervaryi 107
Villanyia hungaricus 107
Villanyia petenyi 84
Villanyia prolaguroides 107, 108
Vitis 85, 96, 126
Viviparus tenuisculptus 76, 90

W

Wartamys 76
Wetzeliella 9, 18
Wetzeliella aff. articulata 29
Wetzeliella articulata 17, 19, 29, 40, 48, 49, 200
Wetzeliella astra 29, 32, 38, 40, 49, 202
Wetzeliella cf. articulata 48
Wetzeliella coronata 40
Wetzeliella echinulata 40, 48

Wetziella gochtii 17, 200

Wetziella irtyszensis 17, 20, 24, 26, 40, 45, 48, 200

Wetziella lunaris 40, 48

Wetziella meckelfeldensis 17, 18, 19, 24, 26, 29, 32,
36–38, 40, 41, 44, 48, 49, 62, 200, 202, 204

Wetziella sp. 40, 48

Wetziella symmetrica 17, 20, 200

Wilsonidium sp. 48

Wodehouseia 41, 44

Wodehouseia fibriata 35

Wudopollis endangulatum 25

Y

Yoldiella fraternal 140, 156

Yoldiella lenticula 156, 159

Z

Zannichellia palusstris 122

Zannichellia pedunculata 127

Zelkova 78

Zigolophodon sp. 84

Zonocypris elongata 119

Zonocypris membranæ 118, 119

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
ВВЕДЕНИЕ	9
ГЛАВА 1. ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	12
Общая характеристика и состояние изученности	–
Районирование и характеристика отложений	13
Общие стратиграфические подразделения и их палеонтологическое обоснование	15
Зональная шкала морского палеогена по диноцистам и ее корреляция с Общей шкалой	16
Региональные стратиграфические подразделения, объем и их палеонтологическое обоснование	21
Зональные шкалы по разным палеонтологическим группам	22
Зональное расчленение по фораминиферам	–
Зональное расчленение по радиоляриям	23
Зональное расчленение по цистам динофлагеллат (планктонные водоросли)	–
Зональное расчленение по диатомовым водорослям	24
Зональное расчленение по спорам и пылице	25
Характеристика стратиграфических подразделений фациальных районов	28
Зауральский район	–
Приарктический район	35
Центральный (Сибирскоуэвальский) район	39
Обский (Томско-Александровский) район	44
Омско-Кулундинский район	47
Литолого-минералогическая характеристика палеогеновых отложений	52
Региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений	61
Палеоцен	–
Эоцен	65
Олигоцен	66
ГЛАВА 2. НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	68
Общая характеристика, состояние изученности и районирование	–
Региональные стратиграфические подразделения и их корреляция с Общей шкалой	70
Палеонтологическая характеристика подразделений неогена	74
Крупные и мелкие млекопитающие	75
Пресноводные и наземные моллюски	76
Флора (семена, плоды, споры, пылица)	77
Палеомагнитная характеристика подразделений неогена	82
Местные стратиграфические подразделения и их корреляция	89
Миоцен	–
Верхний миоцен–плиоцен	92
Особенности климата	95
Палинофлоры и ландшафты	96
ГЛАВА 3. ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	98
Общая характеристика и состояние изученности	–
Фациальное районирование	100
Общая стратиграфическая шкала	102
Стратиграфическая шкала четвертичной системы, принятая в России	104
Региональная стратиграфическая шкала и ее палеонтологическая характеристика	106
Региональные стратиграфические подразделения	–
Палеонтологическое обоснование региональной шкалы	–

Млекопитающие	–
Фораминиферы	112
Остракоды	118
Палеоботаническое и палеоклиматическое обоснование межледниковых и ледниковых горизонтов (споры, пыльца, карпоиды, диатомеи)	120
Палеокарпология	125
Эоплейстоцен	128
Неоплейстоцен	–
Местные стратиграфические подразделения различных районов	141
Эоплейстоцен	–
Неоплейстоцен	143
Нижний неоплейстоцен	–
Средний и верхний неоплейстоцен	151
Стратиграфические и корреляционные схемы морских и ледниковых отложений	153
Стратиграфическая позиция тазовского оледенения и расчленение санчуговской свиты	154
Корреляция морских и аллювиальных межледниковых отложений среднего и верхнего неоплейстоцена	159
Стратиграфия и корреляция средне-позднеоплейстоценовых ледниковых отложений	163
Геолого-геоморфологические критерии выделения сартанских ледниковых отложений	167
Стратиграфия и корреляция лессово-почвенных отложений	169
Корреляция ледниковых и субаэральных отложений	177
Каргинско-сартанские отложения и 40,7-тысячелетний геологический ритм	179
ГЛАВА 4. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	191
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Задачи стратиграфии в XXI веке	194
SUMMARY	197
ЛИТЕРАТУРА	212
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ	225
УКАЗАТЕЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ	229
УКАЗАТЕЛЬ ЛАТИНСКИХ НАЗВАНИЙ	233

CONTENTS

PREFACE	7
INTRODUCTION	9
CHAPTER 1. PALEOGENE SYSTEM	12
Overview and the state of the art	–
Zoning and description of deposits	13
General stratigraphic units and their paleontologic substantiation	15
Zonal dynacyst scale of marine Paleogene beds and its correlation with the general scale	16
Regional stratigraphic units, their range and paleontologic support	21
Zonal scales based on various paleontologic groups	22
Foraminifer-based zoning	–
Radiolaria-based zoning	23
Zoning based on dinoflagellate cysts	–
Zoning based on diatom algae	24
Spore and pollen-based zoning	25
Description of stratigraphic units in facies regions	28
Trans-Ural region	–
Sub-Arctic region	35
Central (Sibirskye Uvaly) region	39
Ob' (Tomsk-Aleksandrovo) region	44
Omsk-Kulunda region	47
Lithologic and mineralogic description of Paleogene deposits	52
Regional stratigraphic chart for the Paleogene deposits	61
Paleocene	–
Eocene	65
Oligocene	66
CHAPTER 2. NEOGENE SYSTEM	68
Overview, the state of the art and zoning	–
Regional stratigraphic units and their correlation with general scale	70
Paleontologic description of the Neogene units	74
Large and small mammals	75
Fresh-water and subaerial mollusks	76
Flora (seeds, fruits, spores and pollen)	77
Paleomagnetic characterization of Neogene units	82
Local stratigraphic units and their correlation	89
Miocene	–
Upper Miocene – Pliocene	92
Climate peculiarities	95
Palynofloras and landscapes	96
CHAPTER 3. QUATERNARY SYSTEM	98
Overview and the state of the art	–
Facies zoning	100
General stratigraphic scale	102
Quaternary stratigraphic scale adopted in Russia	104
Regional stratigraphic scale and its paleontologic background	106
Regional stratigraphic units	–
Paleontologic background to the regional scale	–
Mammals	–
Foraminifera	112
Ostracodes	118

Paleobotanic and paleoclimatic substantiation of interglacial and glacial horizons (spores, pollen, carpoids, diatoms)	120
Paleocarpology	125
Eopleistocene	128
Neopleistocene	–
Local stratigraphic units in different regions.....	141
Eopleistocene	–
Neopleistocene	143
Lower Neopleistocene	–
Middle and Upper Neopleistocene	151
Stratigraphic and correlation charts for marine and glacial deposits.....	153
Stratigraphic position of the Taz glaciation and subdivision of the Sanchugov Formation	154
Correlation of Middle and Upper Neopleistocene marine and alluvial interglacial deposits	159
Stratigraphy and correlation of Middle and Late Neopleistocene glacial deposits	163
Geologic and geomorphologic criteria for the recognition of the Sartan glacial deposits	167
Stratigraphy and correlation of loess-soil deposits	169
Correlation of glacial and subaerial deposits.....	177
The Karginsky-Sartan deposits and 40,7 thousand-year geological rhythm	179
CHAPTER 4. BRIEF INFORMATION ON MINERAL RESOURCES	191
CONCLUSION. The aim of stratigraphy in the XXI century.....	194
SUMMARY	197
REFERENCES.....	212
LIST OF THE NAMES MENTIONED IN THE MONOGRAPH	225
INDEX OF REGIONAL AND LOCAL STRATIGRAPHIC UNITS	229
INDEX OF LATIN NAMES	233

Научное издание

Валентина Сергеевна Волкова,
Станислав Анатольевич Архипов,
Алексей Ефимович Бабушкин и др.

**СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ.
КАЙНОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Утверждено к печати
Институтом геологии нефти и газа СО РАН

Редактор *З.В. Белоусова*
Художник обложки *Г.Л. Шинтяпина*
Художественный и технический редактор *О.М. Вараксина*
Корректор *И.А. Абрамова*
Компьютерная верстка *С.Ю. Бадалян*

ЛР № 020909 от 01.09.99. Подписано к печати 23.12.02. Формат 60×84 $\frac{1}{8}$. Гарнитура Journal.
Печать офсетная. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 29.0. Уч.-изд. л. 25.8. Тираж 400 экз. Заказ 74.

Издательство СО РАН, 630090, Новосибирск, Морской просп., 2
Филиал "Гео", 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3