

УДК 551.781.571(571.1)

БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 2001 г. М. А. Ахметьев*, Г. Н. Александрова*, Э. О. Амон**, В. Н. Беньямовский*,
Э. М. Бугрова***, О. Н. Васильева**, З. И. Глезер***, В. И. Железко**, Н. И. Запорожец*,
Г. Э. Козлова****, И. А. Николаева***, Т. В. Орешкина*, Л. А. Панова***, Э. П. Радионова*,
Н. И. Стрельникова*****, А. И. Яковлева*

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, 629151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

****Всероссийский нефтяной геологоразведочный научно-исследовательский институт,
191104 Санкт-Петербург, Литейный просп., 39, Россия

*****Санкт-Петербургский университет, 199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Поступила в редакцию 22.06.2000 г.

Предложен вариант региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западно-Сибирской плиты, разработанный на основе изучения макро- и микрофоссилий (фораминиферы, динофлагеллаты, радиолярии, диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, эласмобранхии, остракоды, пыльца и споры). В пределах Западно-Сибирской плиты, как и в большинстве структурно-фациальных зон Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты, на рубеже мела и палеогена был перерыв в седиментации. Талицкий горизонт датируется данием, зеландием и, возможно, началом танета. Отложения нижнелюлинворского – во второй половине ипра и в лютете. Тавдинский горизонт имеет бартонский и приабонский возраст, захватывая, возможно, и терминальную часть лютета. Морская фация атлымского горизонта – курганские слэи (s. str.) в окрестностях г. Кургана отнесена к раннему олигоцену. Границы литостратонов являются диахронными, что связано прежде всего с неравномерным влиянием на морское осадконакопление северных и южных открытых акваторий Палеоарктики и Тетиса, с которыми был связан эпиконтинентальный Западно-Сибирский морской бассейн.

Ключевые слова. Палеоген, эоцен, олигоцен, Западно-Сибирская плита, фораминиферы, диноцисты, радиолярии, диатомовые водоросли, эласмобранхии, моллюски, силикофлагеллаты, остракоды, споры и пыльца, талицкий, люлинворский, тавдинский горизонты, серовская, ирбитская свиты.

ВВЕДЕНИЕ

Статья подготовлена по результатам дискуссии на заседании Комиссии по палеогеновой системе РМСК (29–31 мая 2000 г.), посвященном проблемам биостратиграфии морского палеогена Западно-Сибирской плиты, в связи с запланированным на осень 2000 г. региональным стратиграфическим совещанием. На заседании комиссии были рассмотрены два проекта схем, подготовленных под руководством В.А. Мартынова и В.М. Подобиной. Различные представления о возрасте одних и тех же лито- и биостратонов морского палеогена в этих схемах и возникшие по ним замечания, привели членов комиссии к заключению о целесообразности создания еще одного варианта проекта ее региональной части, в большей степени учитывающего новейшие материалы по биостратиграфии. Авторский коллек-

тив объединяет специалистов Москвы, Санкт-Петербурга и Екатеринбурга. Одни длительное, другие – более короткое время занимались и продолжают работать над проблемами биостратиграфии западносибирского палеогена и смежных регионов Зауралья, Печорского бассейна, Тургайского прогиба, принимая участие в разработке и уточнении региональных зональных схем по различным группам фауны и флоры. Изложенные в статье представления отражают в значительной степени согласованную позицию по региональной части стратиграфической схемы.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Морские отложения палеогена в Восточном Зауралье в пределах плиты были открыты А.П. Карпинским еще в 80-е годы XIX века. Им выделены основные подразделения разреза –

толща глинисто-кремнистых пород раннего палеогена, глинисто-аргиллитовая толща (современная тавдинская свита) и слои бурых песчаников и песков с остатками олигоценовых моллюсков (курганские слои). Более углубленное изучение морских палеогеновых толщ началось позднее, с конца 40-х годов XX века. Оно совпало с первым этапом проведения площадных геолого-съёмочных и нефтепоисковых работ. В них принял участие большой коллектив геологов и биостратиграфов, создавших к 1956 г. первую, а спустя четыре года (1960) – вторую (уточненную) стратиграфические схемы палеогена Западной Сибири. Особенно велики заслуги в разработке региональной стратиграфии и палеонтологическому обоснованию возраста литостратонов З.Т. Алескеровой, Б.Е. Антышко, А.К. Богдановича, Т.Ф. Возженниковой, Ф.Г. Гурари, Л.Д. Даин, А.Е. Еремеевой, А.П. Жузе, И.Г. Зальцмана, А.И. Кротова, В.В. Лаврова, П.Ф. Ли, В.А. Лидера, Р.Х. Липман, М.И. Мандельштама, В.А. Мартынова, В.П. Никитина, В.А. Николаева, Г.Н. Папулова, И.М. Покровской, С.Д. Рабиновича, Н.Н. Ростовцева, Н.В. Рубиной, А.П. Сигова, Н.Н. Субботиной, М.В. Ушаковой, А.В. Хабакова, С.А. Чирвы, Н.Г. Чочиа, С.Б. Шацкого, К.Г. Шибковой и многих других. Итоги завершившегося к 70-м годам первого этапа региональных исследований были обобщены В.А. Мартыновым, А.П. Сиговым и С.А. Чирвой в очерке по геологии Западной Сибири к тому “Стратиграфия СССР. Палеогеновая система” (1975), а также во многих статьях в региональных сборниках и монографиях.

Важнейшим достижением первого этапа исследований явилось определение объемов и прослеживание в пределах плиты главных литостратонов морского палеогена. Так как основной объем буровых работ в 50-е годы был сосредоточен, главным образом, на западе плиты (Гурари, 1996), практически все они были выделены в Зауралье, где были выбраны их типовые разрезы. Талицкая свита наиболее полно была вскрыта у пос. Талица Свердловской области и описана З.Т. Алескеровой и Т.И. Осыко (Тезисы..., 1956, с. 24), стратотипы серовской и ирбитской свит были установлены А.П. Сиговым в районе городов Серов и Ирбит (там же, с. 25). Люлинворская свита, широко распространенная на всей территории плиты, была впервые охарактеризована Ф.П. Ли и получила свое название по возвышенности Люлин-Вор в бассейне р. Сосьва на восточном склоне Урала (там же, с. 26). Наконец, типовые разрезы тавдинской свиты и курганских слоев также находятся в Зауралье у городов Тавда (Богданович, 1944; см. Ростовцев, 1955) и Курган (Панова, 1970).

В течение первых двух послевоенных десятилетий в биостратиграфии палеогена удалось достичь несомненных успехов. Была намечена по-

следовательная смена состава комплексов, представляющих различные группы микропланктона в западносибирских разрезах: фораминифер и радиолярий (Субботина, Ушакова, Еремеева, Кисельман, Киприянова, Липман, Горобовец), диатомовых и силикофлагеллат (Жузе, Крутов, Рубина, Шибкова и др.), динофлагеллат (Возженникова) и др. Особенно важно подчеркнуть выявление Н.Н. Субботиной и М.В. Ушаковой в палеогене Западной Сибири комплекса планктонных фораминифер, сходного по составу с комплексом лиролеписовых слоев Северного Кавказа (современный кумский горизонт второй половины среднего эоцена).

Биостратиграфическое изучение западносибирского палеогена, продолжавшееся со второй половины 60-х годов до настоящего времени, состояло в детализации разработанных ранее стратиграфических схем, уточнении возраста толщ, установлении состава зональных комплексов различных групп биоты, их сопоставлении с комплексами соседних и более отдаленных регионов. Наряду со специалистами, начавшими исследования еще в 50-е годы и продолжавшими работать позже, наибольший вклад в биостратиграфию морского палеогена Западной Сибири и Зауралья внесли работы Э.О. Амона, О.Н. Васильевой, З.И. Глезер, Г.Э. Козловой, И.А. Кульковой, И.А. Николаевой, В.М. Подобиной, Н.И. Стрельниковой и др.

ОБЗОР МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЧАСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Предлагаемый проект региональной части схемы (рис. 1) был разработан специалистами по различным группам ископаемой биоты: фораминиферам (В.Н. Беньямовский, Э.М. Бугрова, с использованием материалов Н.Н. Субботиной, Э.М. Кисельман, М.В. Ушаковой, В.М. Подобиной, а также собственных данных), диатомовым водорослям (З.И. Глезер, Т.В. Орешкина, Э.П. Радионова, Н.И. Стрельникова), радиоляриям (Э.О. Амон, Д.И. Витухин, Г.Э. Козлова), диноцистам (Г.Н. Александрова, О.Н. Васильева, Н.И. Запорожец, А.И. Яковлева с использованием данных И.А. Кульковой и Л.Б. Бакиевой), остракодам (И.А. Николаева). Палеокарпологические зоны даны по В.П. Никитину (1998), палинозоны – по Л.А. Пановой (Практическая палиностратиграфия, 1990), зоны по акуловым рыбам – по В.И. Железко (Железко, Козлов, 1999). Сведения по малакофауне приведены в интерпретации сотрудников ПИН РАН О.В. Амитрова, И.А. Гончаровой и С.В. Попова. М.А. Ахметьевым с начала 90-х годов был опубликован ряд статей, в которых наряду с другими проблемами обсуждалось влияние

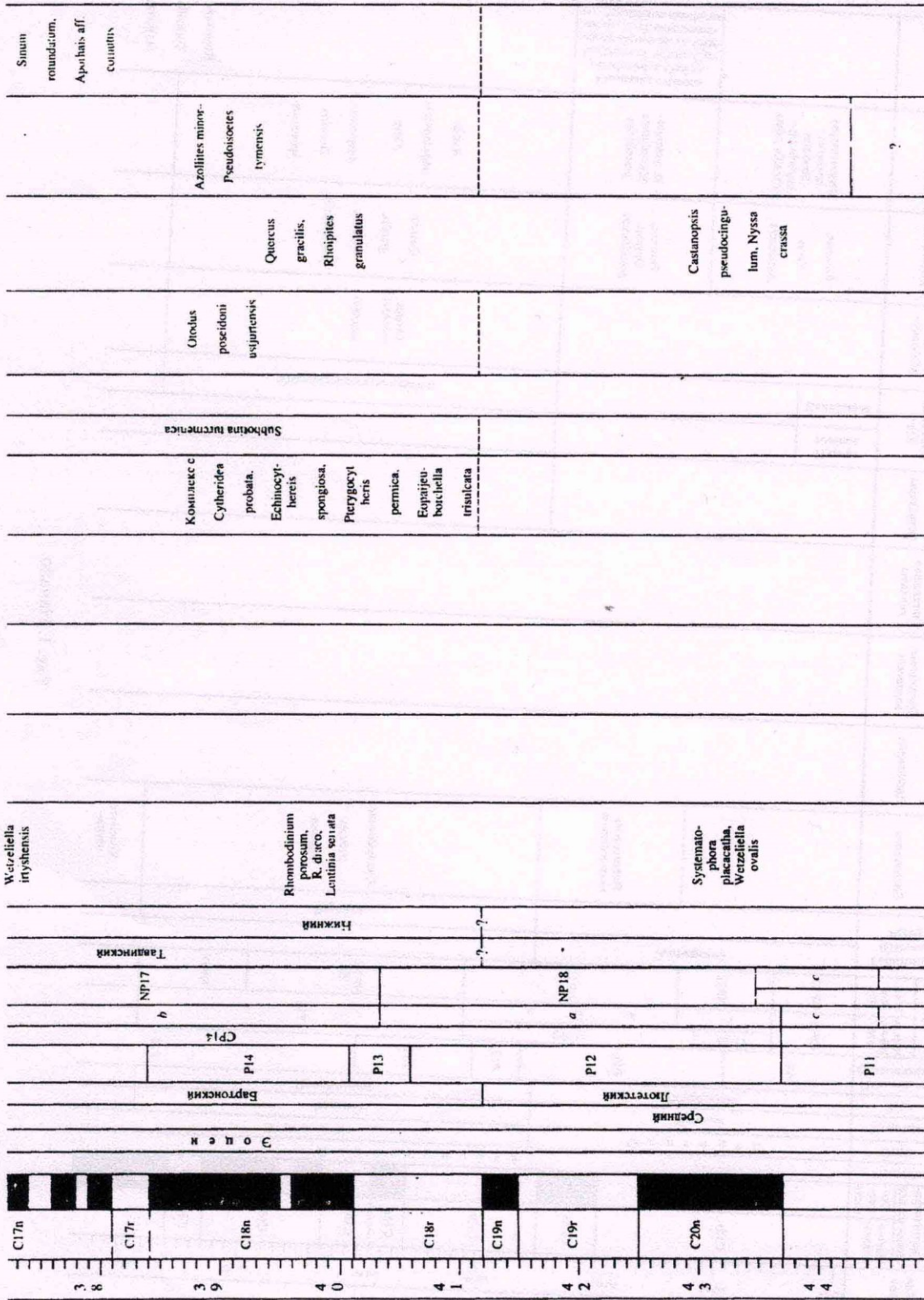


Рис. 1. Продолжение.

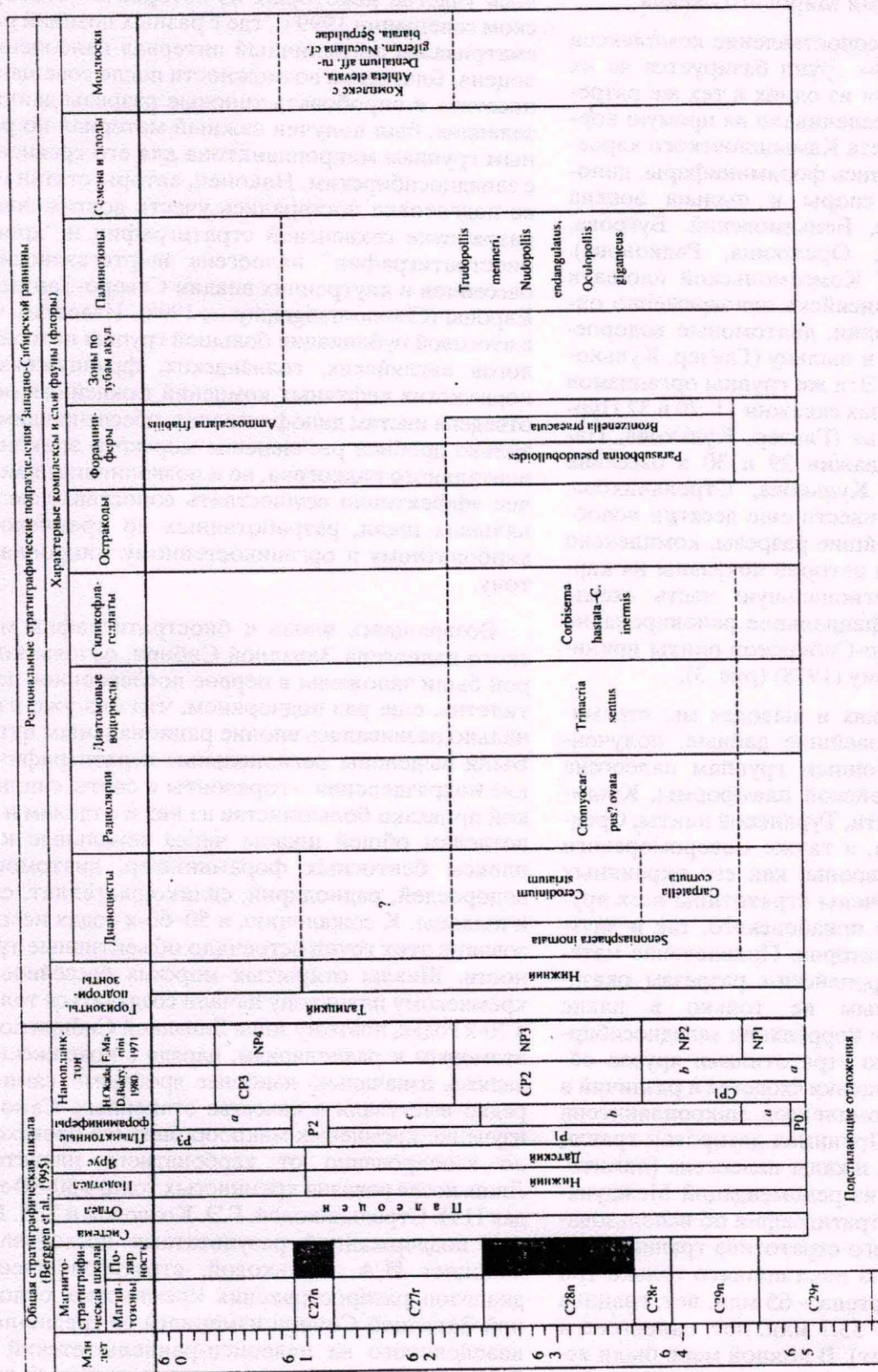


Рис. 1. Стратиграфическая схема палеоценовых отложений Западной Сибири (региональная часть). Зоны по диноцитам (Александрова, Васильева, Запорожец, Яковлева с дополнениями Кульковой, 2000); зоны по радиоляриям (Козлова, 2000); зоны по диатомовым водорослям (левая часть колонки по Стрельниковой, Орешкиной, Радионовой, 2000, правая часть колонки – по Глезер, 2000); зоны по силикофлагеллатам (Глезер, 2000); зоны и слои по фораминиферам (по Беньямовскому с использованием материалов: Ушакова, 1959; Фораминиферы... 1964; Кисельман, 1978; Подобина, 1998); зоны по остракодам (Николаева, 2000); зоны по зубам акул (Железко, 1999); палинозоны (Панова, 1990); зоны по семенам и плодам (Никитин, 1998).

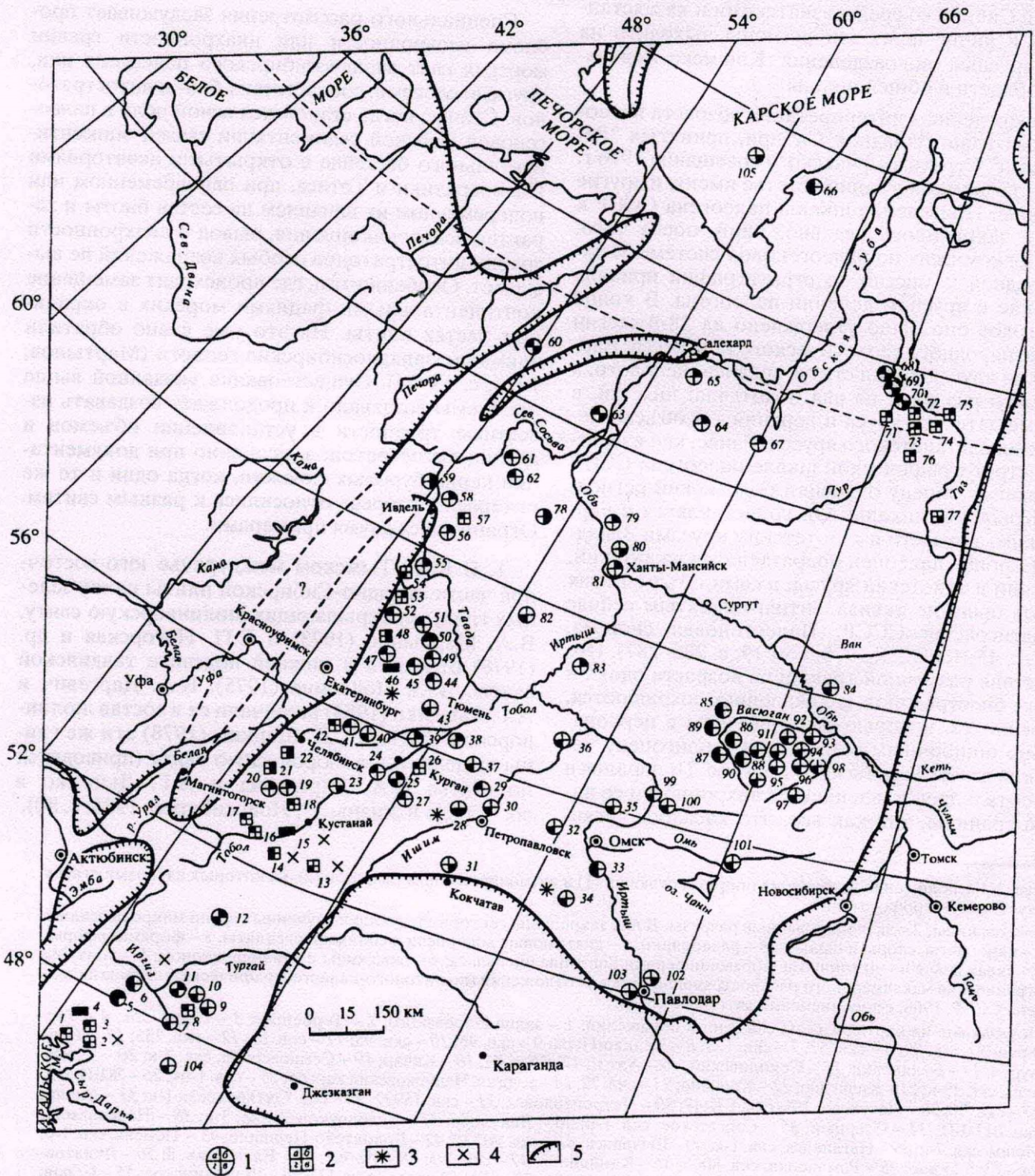
на климат палеогена северного полушария, особенностей связей Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна и Тургайского пролива с открытыми акваториями Мирового океана.

Во многих случаях сопоставление комплексов различных биотических групп базируется на их параллельном изучении из одних и тех же разрезов и скважин, что обеспечивало их прямую корреляцию. Так, из разреза Камышловского карьера параллельно изучались фораминиферы, диноцисты, диатомовые, споры и пыльца эоцена (Александрова, Амон, Беньямовский, Бугрова, Запорожец, Козлова, Орешкина, Радионова). Разрез скважины "К" Комсомольской площади западнее г. Ханты-Мансийска одновременно опробовался на радиолярии, диатомовые водоросли, диноцисты, споры и пыльцу (Глезер, Кулькова, Панова, Козлова). Эти же группы организмов исследовались в разрезах скважин 11, 29 и 32 Пуртазовского междуречья (Глезер, Кулькова, Панова, Яковлева) и скважин 29 и 30 в бассейне р. Сосьвы (Козлова, Кулькова, Стрельникова, Яковлева). Можно привести еще десятки подобных примеров. Важнейшие разрезы, комплексно изученные с участием авторов показаны на карте, дополняющей региональную часть схемы (рис. 2). Структурно-фациальное районирование для палеогена Западно-Сибирской плиты принимается по С.Б. Шацкому (1978) (рис. 3).

В своих заключениях и выводах мы стремились использовать новейшие данные, полученные по микропланктонным группам палеогена юга Восточно-Европейской платформы, Крымско-Кавказской области, Туранской плиты, Среднеазиатского региона, а также Североморского бассейна Западной Европы, как его окраинных частей, где сосредоточены стратотипы всех ярусов палеогена, кроме приабонского, так и внутренних частей его акватории. Привлечение материалов по западноевропейским разрезам оказалось весьма полезным не только в плане возрастной привязки и корреляции западносибирских подразделений со стратотипами ярусов общей шкалы, но и для оценки сходства и различий в составе зональных комплексов микропланктона этих двух регионов. Принимая датировки границ подразделений общей шкалы палеогена (лимитотипов), мы исходили из рекомендаций Международной комиссии по стратиграфии об использовании "точки глобального стратотипа границы", из которых для палеогена пока принято только три (граница мела и палеогена – 65 млн. лет, граница эоцена и олигоцена – 33.7 млн. лет, палеогена и неогена – 23.8 млн. лет). В полной мере были использованы результаты исследований западноевропейских биостратиграфов по третичным бассейнам Северо-Западной Европы (проект МПГК

№ 124), а также национальных групп России по проектам МПГК № 174, 308 и 326, посвященных проблемам палеогена. Весьма полезным оказалось участие некоторых из авторов в Гетеборгском совещании 1999 г., где с разных позиций рассматривался пограничный интервал палеоцена и эоцена. Благодаря возможности после совещания посетить и опробовать типовые разрезы дания и зеландия, был получен важный материал по разным группам микропланктона для его сравнения с западносибирским. Наконец, авторы статьи при ее подготовке постарались учесть достижения в разработке секвенсной стратиграфии и "хронобиостратиграфии" палеогена нефтегазоносных бассейнов и внутренних впадин Северо-Западной Европы (Chronostratigraphy..., 1998). Известно, что в итоговой публикации большой группы палеонтологов английских, голландских, французских и норвежских нефтяных компаний важнейшая роль отведена цистам динофлагеллат, обеспечившим не только дробное расчленение морского эпиконтинентального палеогена, но и позволившим наиболее эффективно осуществить сопоставление зональных шкал, разработанных по кремневому, карбонатному и органикостенному микропланктону.

Возвращаясь вновь к биостратиграфии морского палеогена Западной Сибири, основы которой были заложены в первое послевоенное десятилетие, еще раз подчеркнем, что она уже изначально развивалась вполне рациональным путем. Были выделены региональные стратиграфические подразделения – горизонты и свиты с попыткой привязки большинства из них к отделам и подотделам общей шкалы через зональные комплексы бентосных фораминифер, диатомовых водорослей, радиолярий, силикофлагеллат, спор и пыльцы. К сожалению, в 50–60-х годах использование этих групп встречало объективные трудности. Шкалы открытых морских бассейнов по кремневому планктону начали создаваться только в 70-х годах, поэтому зоны Западной Сибири по диатомовым и радиоляриям, наряду с поволжскими, являясь изначально наиболее дробными, сами нередко выступали в качестве эталонных. Само же изучение кремневых микроорганизмов происходило изолированно от карбонатного планктона. Лишь после ревизии кремнистых толщ в 80–90-х годах Н.И. Стрельниковой, Г.Э. Козловой и З.И. Глезер, поддержанной результатами исследований диноцист И.А. Кульковой, стратиграфический диапазон распространения кремнистых отложений Западной Сибири изменился со средне-позднеэоценового на палеоцен-раннелютетский (?). Досадно, что известный провинциализм бентосных фораминифер всегда ограничивал возможности использования этой группы, позволяя при



обосновании возраста вмещающих пород опираться лишь на сходство состава комплексов Западной Сибири со среднеазиатскими и казахстанскими и лишь через эти регионы выходить на регионарусные подразделения Крымско-Кавказской области и общей шкалы.

Расхождения в интерпретации возраста палеогеновых толщ Западной Сибири, принятых "Решениями" Стратиграфического совещания 1976 г. и предлагаемыми в данной статье имеют и другие причины. Приведение шкалы палеогена СССР к общей закрепилось недавно, лишь после того, как Подкомиссия по палеогеновой системе Международной комиссии по стратиграфии приняла решение о ярусном делении палеогена. В конце 80-х годов оно было утверждено на 28-й сессии Международного геологического конгресса. Бартонский ярус получил статус среднеэоценового, а палеоцен разделен на два подотдела: нижний, в объеме датского яруса и верхний – в объеме зеландского и танетского ярусов. Ранее, как известно, в стратиграфической шкале палеогена СССР к верхнему эоцену относили бодракский регионарус Крымской шкалы. Он сопоставлялся с бартонским, а отчасти и с лютетским ярусами Западной Европы, палеоцен подразделялся на датский, монский и танетский ярусы, а сами объемы этих ярусов были не эквивалентны принятым сейчас (Стратиграфия СССР. Палеогеновая система, 1975, с. 45, 46; БСЭ, 1975, том 19, с. 286–287). Последствия различной трактовки возраста одних и тех же биостратонов, к сожалению, сохраняются, особенно те, которые были связаны с первоначально ошибочным отнесением к олигоцену чеганской свиты Тургайского прогиба, Приаралья и Устюрта и представлением о синхронности ее нижней границы, так как все, что касалось чеган-

ской, распространялось и на близкую ей по составу и возрасту тавдинскую свиту.

Специального рассмотрения заслуживает проблема изохронности или диахронности границ морских свит западносибирского палеогена или, другими словами, соответствия био- и литостратонов. Сейчас, когда становится ясной роль в палеогеновой морской седиментации связей эпиконтинентального бассейна с открытыми акваториями Палеоарктики и Тетиса, при одновременном или попеременном их влиянием на состав биоты и характер осадконакопления, вывод о диахронности границ литостратонов особых возражений не вызывает. Особенно там, где происходит замещение континентальными фациями морских в окраинных частях плиты. На это уже давно обратили внимание западносибирские геологи (Мартынов, 1973, с. 53–54). Существование указанной выше проблемы создавало и продолжает создавать известные трудности в установлении объемов и границ литостратонов, особенно при документации керн буровых скважин, когда одни и те же интервалы разреза относились к разным свитам. Ограничимся двумя примерами.

1. В Кеть-Тымском междуречье юго-восточной части Западно-Сибирской плиты пачку зеленых глин, перекрывающих люлинворскую свиту, В.А. Мартынов (1973) и Е.П. Нагорская и др. (1978) относили к нижней подсвите тавдинской свиты. В.М. Подобина (1975), В.А. Даргевич и А.Г. Лысенко (1984) включали ее в состав люлинворской свиты, а С.Б. Шацким (1978) эти же глины выделялись в нюрольскую свиту (приводится по статье В.А. Даргевича и А.Г. Лысенко в сб. "Среда и жизнь...", Новосибирск, 1984, с. 80).

Рис. 2. Расположение важнейших опорных скважин (1) и экспонированных разрезов (2), из которых авторами статьи изучались микрофоссилии.

1 – скважины; 2 – экспонированные разрезы. В них закрашены сектора следующих изученных групп микрофоссилий: а – диноцисты, споры и пыльца, б – радиолярии, в – диатомовые водоросли и силикофлагеллаты, г – фораминиферы; 3 – скважины с планктонными фораминиферами *Subbotina turcmunica*; 4 – скважины с нанопланктоном; 5 – контуры ограничения максимального распространения морских отложений (по литолого-палеогеографическим картам палеогена СССР, 1968, с дополнениями авторов статьи).

Показанные на карте разрезы скважин и обнажений: 1 – залив Перовского; 2 – Тербенбес; 3 – Сары-Оба; 4 – Тас-Аран; 5 – скв. 50; 6 – скв. 52; 7 – скв. 125; 8 – Челкар-Нура; 9 – скв. 96; 10 – скв. 95; 11 – скв. 85; 12 – скв. 255; 13 – Кушмурун; 14 – Белинский; 15 – Соколовский; 16 – Аят II; 17 – Аят III; 18 – Качар; 19 – Семиозерное, скв. 7-к; 20 – Дуванкуль, скв. 19-к; 21 – Кичигино; 22 – Коркино; 23 – скв. 72; 24 – Курган, Челноковский карьер; 25 – скв. 1-ок; 26 – ЖБИ-1, 2; 27 – скв. 36; 28 – Петухово; 29 – скв. ВК-49; 30 – Петропавловск; 31 – скв. 15972; 32 – скв. Октябрьская 1-к; 33 – Ачаир, скв. 011-БП; 34 – Озерный; 35 – Саргатское, скв. 1-р; 36 – Викулово; 37 – Заводоуковск, скв. 3-к; 38 – Новоаимка-Ишим, скв. 7-к; 39 – Ингалинск, скв. 1-к; 40 – Шадринск; 41 – скв. ИГ-32; 42 – Долматово-Першино; 43 – Тюмень, скв. 1-р; 44 – Лучинкино; 45 – Романовка, скв. 8005; 46 – Камышлов; 47 – скв. 7-д; 48 – Ирбит; 49 – Елань, скв. 8; 50 – Липатовское, скв. ЛД-1; 51 – Туринск, скв. 1-р; 52 – Вогулка, скв. 91; 53 – Ляля-Титово (обн. 13); 54 – Шумихинское; 55 – Серов; 56 – Лявдинка, скв. 28; 57 – Лозьвинская Пристань; 58 – Северная Сосьва; 59 – Усть-Манья, скв. 19-у; 60 – скв. 228; 61 – скв. 29; 62 – скв. 30; 63 – Березово, скв. 1-р; 64 – Полуй, скв. 27; 65 – Нумги-Самбур, скв. 47; 66 – Харасовэй; 67 – Надым, скв. 9-к; 68 – скв. 32; 69 – скв. 29; 70 – скв. 11; 71–76 – экспонированные разрезы в Пур-Тазовском междуречье; 77 – Печалька; 78 – Комсомольская, скв. 14-к; 79 – Казым, скв. 4-к; 80 – Атлым; 81 – Кондинское, скв. 2к; 82 – Леуши; 83 – Уват, скв. 1р; 84 – Пайдучинская, скв. 1; 85 – скв. 1; 86 – скв. 2; 87 – скв. 3; 88 – скв. 5к; 89 – скв. 1-Р; 90 – скв. 4; 91 – 10-м; 92 – скв. 3к; 93 – скв. 1К; 94 – скв. 5к; 95 – скв. 9к; 96 – скв. 10к; 97 – скв. 11к; 98 – скв. 10; 99 – Тара, скв. 1Р; 100 – Новологиново; 101 – Барабинск 1Р; 102 – скв. 146; 103 – скв. 303; 104 – скв. 23-с; 105 – Карское море, Ленинградская площадь, скв. 157.

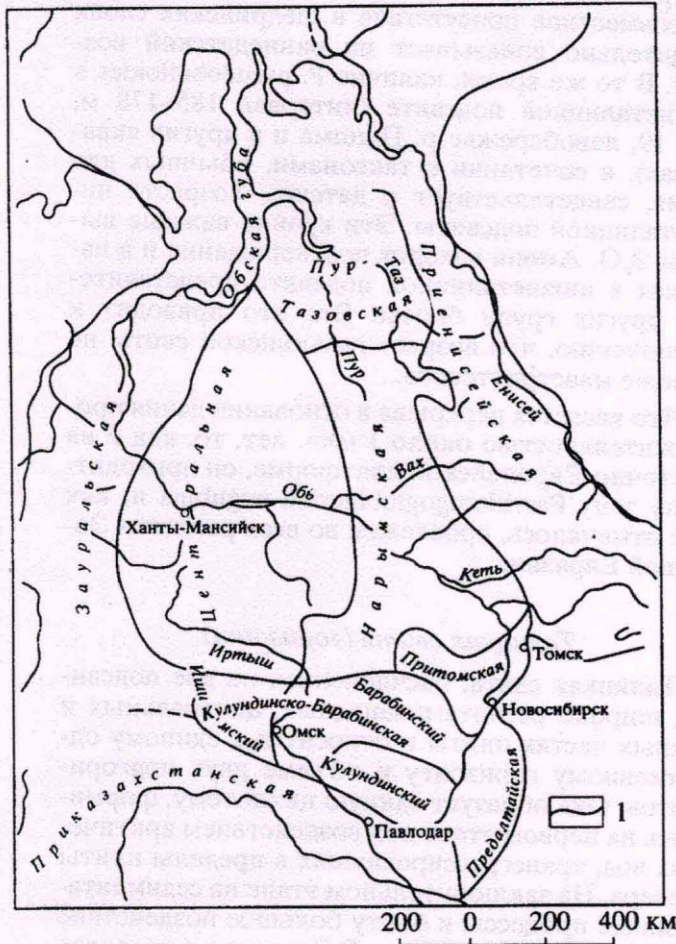


Рис. 3. Схема структурно-фациального районирования палеогеновых отложений Западно-Сибирской плиты (по С.Б. Шацкому, 1978).

1 – граница структурно-фациальных зон.

2. Второй пример относится к опорной скважине “К-14” (или “К”), пробуренной на Комсомольской площади западнее г. Ханты-Мансийска. По документации И.Л. Зайонца (Козлова, Зайонц, 1987) глинисто-кремнистая часть разреза в интервале 300.4–164.5 м относится к нижне- (300.4–265.4 м), средне- (265.4–186.4 м) и верхне-люлинворским (186.4–165.5 м) подсвитам, а вышележащая глинистая толща – к тавдинской свите. По документации П.П. Генералова (Кулькова, 1994), нижне- и среднелюлинворским подсвитам в тех же интервалах соответствуют серовская и ирбитская свиты. Нюрольская свита (=верхнелюлинворская подсвита) выделяется в интервале 186.4–140.0 м. Нетрудно видеть, что нюрольской свите П.П. Генералова и И.А. Кульковой соответствует вся верхнелюлинворская и часть тавдинской свиты Г.Э. Козловой и И.Л. Зайонца. Вопрос этот имеет принципиальную важность, так как по данным Г.Э. Козловой и И.Л. Зайонца в составе нижних слоев тавдинской свиты в обилии

встречаются радиолярии *Stylosphaerella irinae* и *Tripodiscinus tumulosus*, в то время как по данным П.П. Генералова и И.А. Кульковой эти слои с радиоляриями надо относить еще к нюрольской свите. В.М. Подобина (1998, с. 60) интервал 170.0–158.0 м этой же скважины относит к верхнеирбитской подсвите. Возрастная интерпретация интервала также различна. По диноцистам И.А. Кулькова относит его к зоне DP7 (*Charlesdownia coleothrypta* s. l.) (поздний ипр – первая половина лютета), В.М. Подобина – к приабуну.

О ВОЗРАСТЕ ОСНОВНЫХ БИОСТРАТОНОВ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Пограничный интервал мела и палеогена

Важнейшей проблемой региональной биостратиграфии Западной Сибири была и остается проблема правомочности отнесения к данию верхних слоев ганькинской свиты, широко распространенной на всей территории плиты. В своем заключении авторы статьи прежде всего исходят из оценки возраста как самих слоев с зональным комплексом бентосных фораминифер *Brotzenella praeacuta* (Фораминиферы..., 1964), так и несомненно датском возрасте зональных комплексов диноцист, радиолярий, диатомовых, силикофлагеллат и фораминифер (последние по материалам Э.О. Амона, 1990), обнаруженных во многих разрезах нижнеталицкой подсвиты в Зауральской и Центральной зонах. Нельзя также не принимать во внимание принятый ныне объем датского яруса и его положение в общей шкале, а также убедительно доказанный региональный перерыв в кровле маастрихта на всей территории центра и юга Восточно-Европейской платформы, а также на севере Туранской плиты и в Тургайском прогибе.

Дискуссия о возрасте верхних горизонтов ганькинской свиты, основная часть которой всегда считалась маастрихтской (зона *Spirorlectammina kasanzevi*), продолжается не менее полувека. Р.Х. Липман и др. (1960), а также В.Т. Балахматова полагали, что возраст свиты ограничен маастрихтом, а датский возраст имеет нижнеталицкая подсвита. После публикации Н.Н. Субботиной и Э.Н. Кисельман (1961), обративших внимание на некоторые отличия комплекса бентосных фораминифер верхних слоев ганькинской свиты от комплекса ее основной части, эти слои в объеме зоны *Brotzenella praeacuta* стали относить к данию, хотя сама Н.Н. Субботина (Фораминиферы..., 1964, с. 61) не придавала этому таксону столь уж большое значение для трактовки возраста вмещающих пород, ориентируясь, в основном, на находки датских планктонных фораминифер, обнаруженных И.В. Киприяновой (1960): *Globanomalina*¹

¹ Родовые названия палеогеновых планктонных фораминифер даны по сводке Atlas..., 1999.

compressa compressa (Plumm.), *P. pseudobulloides* (Plumm.), на восточном склоне Урала в разрезах нескольких скважин, в том числе Шадринской № 3, а также последующие находки Э.Н. Кисельман (1978). И.В. Киприянова считала, что планктон происходит из верхних горизонтов ганькинской свиты, которые, как сейчас выясняется, действительно принадлежат шадринским слоям (Амон, 1990), подстилающим или фациально замещающим базальную часть талицкой свиты. Поэтому распространение слоев с датскими планктонными фораминиферами на всю территорию плиты или даже только на ее западную и южную части, как предполагалось Н.Н. Субботиной и Э.Н. Кисельман, безоговорочно не может быть принято. Что касается пространства плиты севернее линии Екатеринбург–Тюмень, то в большинстве опорных разрезов и скважин, в том числе и Туринской, талицкая свита перекрывает разные заведомо верхнемеловые горизонты ганькинской, либо последняя вообще размыта (Сигов, 1969; Папулов, 1964).

Тот факт, что индекс-вид зоны *Brotzenella graeacuta* на востоке Европейской палеогеографической области появляется в начале позднего маастрихта и является, по существу, ключевым таксоном для этого интервала разреза (Найдин и др., 1984а, 1984б), делает, по замечанию Э.О. Амона (1990), недостаточно корректным использование только одного этого таксона в качестве маркера для датских отложений. В той же публикации Э.О. Амон, ссылаясь на собственные наблюдения по меньшей мере трех десятков обнажений и скважин в Зауралье, на севере Тургайского прогиба и в пределах юго-западной окраины Западно-Сибирской плиты, приходит к заключению о повсеместно выраженном перерыве в кровле ганькинской свиты и ее перекрытии талицкой или серовской свитами, а также шадринскими слоями – маломощной пачкой слабокарбонатных или неизвестковистых глин, отделенной поверхностями размыта как от ганькинской, так и перекрывающей талицкой свиты. Шадринские слои вскрыты скважинами 304 и 306 на одноименном месторождении углекислых вод, а также в разрезе скв. 49 юго-восточнее г. Кургана. Как шадринские слои, так и более молодые толщи палеоцена начинаются в основании с гравийно-галечного фосфоритоносного горизонта. Комплекс фораминифер шадринских слоев имеет смешанный состав и наряду с переотложенными формами из ганькинской свиты, в том числе раннемаастрихскими, здесь обнаружены типично датские таксоны, включая *Parasubbotina pseudobulloides* (Plumm.), встреченный и в нижнеталицкой подсвите. Известно, что в тех редких разрезах на территории бывшего СССР, где наблюдается непосредственная смена маастрихских отложений датскими (например, на Мангышлаке), *B. graeacuta* встречается, наряду

с *P. pseudobulloides* в нижнедатских отложениях. Их совместное присутствие в шадринских слоях убедительно доказывает их раннедатский возраст. В то же время, наличие *P. pseudobulloides* в нижнеталицкой подсвите (интервал 185–178 м, скв. 19, левобережье р. Пышма и в других скважинах), в сочетании с таксонами, обычных для дания, свидетельствует о датском возрасте нижнеталицкой подсвиты. Эти крайне важные выводы Э.О. Амона находят подтверждение и в находках в нижнеталицкой подсвите представителей других групп биоты. Все это приводит к заключению, что возраст ганькинской свиты не моложе маастрихтского.

Что касается перерыва в основании дания продолжительностью около 1 млн. лет, то, как и на Восточно-Европейской платформе, он приходится на зону *Parvularugoglobigerina eugubina* и, как уже отмечалось, прослежен во всех регионах Западной Евразии.

Талицкая свита (горизонт)

Талицкая свита, расчлененная на две подсвиты, широко развита в западных, центральных и южных частях плиты и относится к единому одноименному горизонту в объеме двух подгоризонтов. Она образует единую циклотему, формируясь на первом этапе под воздействием арктических вод, трансгрессировавших в пределы плиты с севера. На заключительном этапе на седиментационные процессы и биоту большое воздействие оказали тетические воды. В Зауралье в пределах марганцевого месторождения у пос. Полуночного свита разделена на две подсвиты – марсятскую и ивдельскую, которые нередко рассматриваются в качестве самостоятельных свит. На Ямале и в Пур-Тазовском районе она по латерали замещается более мелководной тибейсалинской свитой. Датско-зеландский возраст талицкой свиты убедительно доказан близостью состава региональных комплексов диноцист с зональными комплексами стратотипических разрезов дания и зеландия, а нижнеталицкая подсвита содержит также и характерные датские комплексы радиолярий, диатомовых и силикофлагеллат, известные из нижнесызранских отложений Восточно-Европейской платформы.

Нижнеталицкая подсвита. Датские комплексы диноцист, относящиеся к надзоне *Senoniasphaera inopata*, а иногда к одной из ее зон, нижней – *Carpatella cornuta* или верхней – *Cerodinium striatum* О.Н. Васильевой были обнаружены в марсятской свите – возрастном аналоге нижнеталицкой подсвиты в разрезах Лозьвинской Пристани, а кроме того, в нижнеталицкой подсвите в скв. 18А (18 км восточнее г. Камышлова). Они указываются О.Н. Васильевой также в разрезах скв. 91 у д. Вогулка Алапаевского района и скв. Е1-8, пробу-

ренной у восточной окраины с. Елань, а также в карьере Аят-2, непосредственно над горизонтом фосфоритовых песков, отделяющих маастрихтские отложения от перекрывающих. Этот же комплекс в объеме надзоны *Senoniasphaera inornata* s. l. был обнаружен в шадринских слоях (зона *S. connata*) и в нижнеталицкой подсвите, вскрытых скв. ЛД-1 у с. Липовское. Г.Н. Александровой богатый датский комплекс диноцист надзоны *S. inornata* с доминированием индекс-вида был установлен в пробах из черных жирных глин талицкой свиты, отобранных Р.Б. Крапивнером на правом берегу р. Оби, напротив впадения Иртыша. Основу комплекса, кроме зонального вида, составляют *Huyschodphaeridium tubiferum*, виды *Spiniferites*, *Achomosphaera ramulifera*, *Palaeotetradinium minusculum*, *Ceradinium sibiricum*, *C. dartmoorua*, *Laciniadinium* sp., *Fibradinium anettoprense*, *Fromea laevigata*. Не менее половины органикостенного фитопланктона составляют акритархи и прازیнофиты: *Micrhystridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Plumbages torulosa*.

Радиолярии датского возраста слоев с *Stromyocarpus* (?) *ovatus* были описаны А.И. Григорьевой (1975) из глинисто-кремнистых отложений марсятской свиты Зауралья и позже их присутствие в нижнеталицкой подсвите было подтверждено Э.О. Амоном (1990) в цитируемом выше разрезе скв. 19, в том же интервале, где встречена *P. pseudobulloides*. К характерным видам комплекса, кроме вида-индекса, Г.Э. Козловой отнесены *Gondwanaria* (?) *alata*, *Lithorobus longus*, *Lophosphaera tugaica*, *Hexacantium subglobosus*, отражающие первый этап развития радиолярий в палеогене. Совместно с диатомовыми зоны *Trinacria heibergiana* (по Н.И. Стрельниковой – *Trinacria heibergiana* – *Hemiaulus rossicus*) комплекс с *Stromyocarpus* (?) *ovatus* указывался Г.Э. Козловой и Н.И. Стрельниковой (1984) в разрезе Усть-Маньинской скважины 19-V (интервал 198–175 м) на р. Северная Сосьва. Эта же зона диатомовых установлена в 1978 г. З.И. Глезер вместе с зоной силикофлагеллат *Corbisema* (*Dictyocha*) *hostata* в марсятской свите в разрезе целого ряда скважин Зауральской зоны, а также у Лозьвинской Пристани, откуда О.Н. Васильевой указывается комплекс диноцист надзоны *Senoniasphaera inornata*. Характерными видами комплекса диатомовых относятся *Hemiaulus rossicus*, *Trinacria caudata*, по силикофлагеллатам – *Corbisema archangelskiana*, *C. inermis*. Л.А. Панова со слоями с *Cibicides incognitus* сопоставляет палинозону *Trudopollis menneri*–*Nudopollis endangulatus*–*Oculopollis giganteus* (Практическая палиностратиграфия, 1990).

Приведенные выше данные убедительно свидетельствуют о датском возрасте большей части нижнеталицкой подсвиты. В то же время создается впечатление, что накопление талицкой свиты в разных районах происходило несинхронно и мес-

тами одновременно с формированием глинисто-кремнистых осадков накапливались слабокарбонатные или бескарбонатные глины, относимые к шадринским слоям. С подобной же ситуацией авторы столкнулись при обсуждении материалов по данию Нижнего Поволжья. В результате был сделан вывод, что базальные слои кремнистой сызранской серии одновозрастны со слоями Белогородни другого литологического состава. Контроль в определении возраста, кроме групп кремнистого и органикостенного фитопланктона, относящихся к тем же зонам, что и в Западной Сибири, в Поволжье здесь подкреплялся и нанопланктоном.

Верхние слои нижнеталицкого подгоризонта могут иметь зеландский возраст. По сообщению Э.М. Бугровой, в юго-западной части п-ва Ямал в четырех скважинах у пос. Харасавэй палеоценовые отложения, относимые в Ямало-Тазовском районе к тибейсалинской свите, с размывом залегают на глинах и алевритах ганькинской свиты верхнего маастрихта (зона *Spiroplectammina kasanzevi*). Палеоцен начинается с базального глауконитового фосфоритоносного песка, постепенно сменяющегося глинисто-алевритовыми породами нижнетибейсалинской (=нижнеталицкой) подсвиты. Фораминиферы отсутствуют в нижнем полутора-метровом интервале разреза, но сразу над ним появляется зеландский комплекс. Как отмечает Э.М. Бугрова, около 70% видов, встреченных на Ямале, описаны Ф. Бротценом из зеландских отложений Южной Швеции. Эта часть разреза с фауной выделена в слои с *Ceratolamarkina tuberculata*. Кроме этого вида присутствуют *Ceratobulimina perplexa*, *Ammoscalaria friabilis*, *Cyclammina coksuvorovae*, *Pseudopolymorphina geieri angusta*, *Sigmomorphina soluta* и др. Отложения с этим же комплексом, но более обедненным, встречены на Пур-Тазовском полуострове, где они являются частью более широкой по объему зоны зеландия *Ammoscalaria friabilis*.

Верхнеталицкая подсвита. В ее составе преобладают глины. При переходе от нижне- к верхнеталицкой подсвите кремнистая составляющая глин постепенно сокращается. Учитывая изменения в талицкое время характера связи западносибирского бассейна с Мировым океаном, можно предполагать наличие размывов, а иногда и перерыва в подошве верхнеталицкой подсвиты. В большей своей части подсвита относится к зеландию, а возможно и к началу танета по присутствию в ней характерного комплекса диноцист зоны *Alterbidinium circulum*–*Cerodinium speciosum*, известного с этого же уровня в Северо-Западной Европе (Stouge et al., 2000), фораминифер зоны *Ammoscalaria friabilis*, а также *Cibicides favoralis* (последней, по данным В.М. Подобиной, полностью или частично) и спорово-пыльцевого комплекса палинозоны *Trudopollis menneri*–*Tri-*

triopollenites arboratus–Anacolosidites insignis (по Л.А. Пановой). Кремневые микроорганизмы из верхнеталицкой подсвиты неизвестны. Это, вероятно, связано с ограничением либо прекращением связей эпиконтинентального Западно-Сибирского моря с Арктическим, о чем свидетельствует прибрежно-морской или даже континентальный генезис осадков верхнетибейсалинской подсвиты – возрастного аналога верхнеталицкой подсвиты на севере плиты (Чирва, Любомирова, 1973; Шацкий, 1978 и др.). Весьма характерно, что в одной из поздних публикаций по Ямалу и Тазовскому полуострову (Семочкина и др., 1994) подчеркивается, что в верхнетибейсалинской подсвите, кроме спор и пыльцы, никаких морских органических остатков, в том числе и диноцист, не отмечено ни в одном из разрезов профилей скважин, вскрывших эту подсвиту (скв. 1, 8, 9, 12pp и 12rg на Ямале и скв. 41, 42 и 49 на Тазовском полуострове).

Люлинворская свита (горизонт)

Второй палеогеновый седиментационный цикл характеризовался наибольшей продолжительностью и максимальным распространением морского бассейна, занимавшего по площади до 2/3 всей территории плиты. Он совпадает с периодом наиболее активного кремненакопления, широко проявившегося в средних и высоких широтах северного полушария. В Западной Сибири оно происходило не только в квазиапвеллинговой² зоне Восточного Зауралья, но и за ее пределами, на фоне наиболее тесных в палеогене связей Арктического бассейна с окраинными морями Тетиса. Несмотря на сохраняющуюся нерешенность некоторых номенклатурных вопросов, большинство специалистов выделяют три этапа в развитии общего седиментационного процесса. На западе в квазиапвеллинговой зоне последовательно формировались серовская (опоковая), ирбитская (диатомитовая) свиты и кремнисто-глинистая толща, которая чаще рассматривается в составе ирбитской свиты (s. l.) в качестве ее верхней подсвиты, а иногда как самостоятельная – нюрольская свита, являющаяся возрастным аналогом верхнелюлинворской подсвиты. На востоке Центральной, а также в восточных и южных структурно-фациальных зонах плиты, где превалировала глинисто-кремнистая седиментация, выделяется единая люлинворская свита, расчлененная на три подсвиты, каждая из которых достаточно уверенно сопоставляется с соответствующими литостратонами западной части плиты. В развитии западносибирской морской биоты также прослеживаются три этапа, которые в основном коррелируются с седимен-

тационными циклами и люлинворский горизонт подразделяется на три подгоризонта. Поэтому несмотря на известную “размытость” границ литостратонов, можно говорить об определенном соответствии последних биостратонам. Если к седиментационным процессам подходить через оценку влияния на них открытых морских бассейнов, то первые два седиментационных этапа происходили под большим влиянием Арктического бассейна, тогда как при формировании третьего определенно просматривается большее влияние на осадконакопление и состав биоты северных окраинных морей Тетиса.

Нижнелюлинворская подсвита (=серовская свита). Соотношения этих литостратонов с подстилающими тракуются согласными, нередко с выделением в базальных частях разрезов мало мощных слоев глауконитовых песчаников с кремнистым цементом, формировавшихся на ранней фазе развития морской трансгрессии, распространявшейся с севера.

Возраст серовской свиты и нижнелюлинворской подсвиты – танетский. Эти литостратоны занимают большую часть объема этого яруса. Нижние части их относятся по диноцистам к зоне *Alisocysta margarita*. В качестве одного из характерных таксонов зоны, особенно в ее основании, остается *Cerodinium speciosum*, появляющийся еще в зеландии. Зона *Alisocysta margarita*, впервые выделенная в танете Северо-Западной Европы, достаточно уверенно сопоставляется в Северноморском бассейне с зонами NP6 (частично), NP7 и NP8 (частично) по нанопланктону (Mudge, Bujak, 1996; Moogkens et al., 2000). По радиоляриям, диатомовым и силикофлагеллатам зона *A. margarita* в Западной Сибири сопоставляется с зонами *Tripodiscinus sengilensis* и *Trinacria ventriculosa*–*Sheshukovia mirabilis*, а также *Corbisetma lamellifera*–*Naviculopsis robusta*. Верхние части литостратонов по диноцистам принадлежат зонам *Apectodinium hyperacanthum* и *Apectodinium augustum*, которые в разрезах Дании, Великобритании и Бельгии сопоставляются с зоной NP9 по нанопланктону (Moogkens et al., 2000). На севере Тургайского прогиба и на западе плиты эти зоны О.Н. Васильевой и А.И. Яковлевой прослежены во многих разрезах (Васильева, 2000; Radionova et al., 2000). Кроме зональных видов, в качестве характерных таксонов этих зон выступают и другие виды рода *Apectodinium* – *A. parvum* (рассматривается как зональный вид вместо *A. augustum*), *A. paniculatum* и др., а также виды *Cerodinium*, *Glaucocysta ordinata*, *Deflandrea dissoluta* и др. По радиоляриям и диатомовым зонам *Apectodinium homomorphum* и *A. augustum* (по существу “акме” рода) в регионе соответствуют зона *Pelatospyrus faveolata* по радиоляриям, а также зона *Hemiaulus proteus*–*Coscinodiscus uralensis* по диатомеям, причем вторая зона в полном, а первая – почти в пол-

² Приставка квази добавлена для того, чтобы подчеркнуть, что это не типичная апвеллинговая зона, которая, как известно, формируется в пограничной зоне океан–континент.

ном их объеме, так как частично они сопоставляются с “акме” *Deflandrea oebisfeldensis* раннего ипра. По силикофлагеллатам, согласно З.И. Глезер, диатомовым зонам соответствуют зоны *Dictyocha deflandrei deflandrei* и *D. frenguelli* *carentis* (рис. 1).

Характерными таксонами нижней из зон по кремневому планктону, кроме зональных, являются: *Discopyle* (?) *totshilinae*, *Clathrocyclus meta*, *Petalospyris senta* (радиолярии), *Podosira* (= *Coscinodiscus*) *anissimovae*, *Grunowiella gemmata* и др. (диатомовые), *Dictyocha frenguelli* и *Naviculopsis constricta* (силикофлагеллаты). Сопутствующими таксонами верхних зон являются: *Clathrocyclus lipmanae*, *Theocalyptra aurelia*, *Lychnocanium zhamoidae* (радиолярии), *Puxidicula moelleri*, *Stephanopyxis edita* и др. (диатомовые), *Corbisema lamellifera*, *Dictyocha frenguelli*, *Naviculopsis aspera* (силикофлагеллаты).

При обсуждении возраста границы нижне- и среднелюлинворского подгоризонтов неминуемо приходится обращаться к проблеме границы между палеоценом и эоценом.

Проблема границы палеоцена и эоцена

Вопрос о границе палеоцена и эоцена, как и в других регионах мира, к сожалению, просто не решается. Не пришла к окончательному результату и рабочая группа по этой границе, образованная подкомиссией по палеогеновой системе Международной стратиграфической комиссии, которой на протяжении восьми лет руководила М. Обри (Aubry et al., 1999). Одновременно ею возглавлялись исследования по проекту 308 МПГК, темой которого был анализ геологических и биотических событий на границе палеоцена и эоцена. Из серии вариантов возможного проведения границы члены Международной подкомиссии рассматривали следующие: 1) проведение ее по смене нанопланктонных подзон NP10a/NP10b, совпадающей с FAD (первым появлением) *Tribachiatius digitalis*. Этот уровень практически точно соответствует подошве лондонских глин и принимается ныне многими биостратиграфами. Изотопный возраст границы – 54.37 млн. лет (Aubry, 1996); 2) фиксация границы по смене зон планктонных фораминифер (P5/P6), совпадающей с LAD (последним появлением) *Mogozovella velascoensis*. В России на этом уровне считает целесообразным проводить границу В.А. Крашенинников; 3) установление границы по смене нанопланктонных зон NP9/NP10. Граница между отделами на этом уровне была принята в соответствии с решением комиссии по Палеогеновой системе МСК, 1989 и утвержденном МСК; 4) проведение границы по изотопному событию $\delta^{13}\text{C}$ (так называемому экскурсу изотопа углерода, Kennett, Scott, 1981). Изотопный возраст этого события

оценивается в 55.5 млн. лет; 5) установление границы по смене полярности между палеомагнитными эпохами C25n/C24n; 6) совмещение границы с кровлей танетских песков. Разброс между крайними вариантами положения границы более 2 млн. лет (Aubry et al., 1999). Международная рабочая комиссия пришла к заключению, что наиболее предпочтительными для проведения границы между палеоценом и эоценом оказываются варианты 1 и 4. Первый – широко принятый в мире, имеет исторические корни. Это – “стандартный” вариант границы между танетским и ипрским ярусам, однако трудно прослеживаемый глобально. Второй вариант границы удобен возможностью ее планетарного прослеживания (так называемая граница глобального стратотипического разреза и точки или “global stratotype section and point” = GSSP).

В Западной Сибири из-за отсутствия данных по планктонным фораминиферам и нанопланктону в пограничном интервале и сведений об изотопном эпизоде при выборе границы приходится исходить из других критериев, опираясь на одну из групп микропланктона. Лучше всего использовать для этого диноцисты – группу, в меньшей степени зависящую от фаций и позволяющую более уверенно сопоставлять зональные комплексы Западной Сибири с западноевропейскими, от которых они, кстати, не столь сильно отличаются по составу. В этом отношении особый интерес представляет возрастная позиция в западносибирских разрезах “акме” *Deflandrea oebisfeldensis*, разделяющей зоны *Apectodinium augustum* (палеоценовую) и *Wetzeliella meckelfeldensis* (эоценовую). *D. oebisfeldensis*, появляясь еще в палеоцене, встречается в обилии в базальных слоях ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, и подошва последних по существу совпадает с нижней границей “акме” этого таксона. По данным Т. Мооркенса и др. (Moorkens et al., 2000), в одной из скважин, пробуренных в Бельгии в стратотипической местности ипрского яруса, возрастные границы “акме” определены в 54.8–54.5 млн. лет. Этому же уровню отвечает массовая встречаемость *D. oebisfeldensis* в разрезах скважин Северного моря (Powell, 1988; Heilmann–Clausen, 1994; Mudge, Bujak, 1994, 1996). В нанопланктонной шкале ему соответствует нижняя часть зоны NP10. В сибирских, как и западноевропейских разрезах, в верхних слоях серовской свиты, как уже было отмечено, в обилии появляются представители рода *Apectodinium* (*A. homomorphum*, *A. hyperacanthum*, *A. augustum*) (своего рода “акме” *Apectodinium* spp.). В Западно-Сибирском регионе рубеж между двумя “акме” – *Apectodinium* и *Deflandrea oebisfeldensis* хорошо узнается. Этот первый вариант границы, соответствует границе литостратонов и поэтому представляется более предпочтительным. Соотношение “акме” *D. oebisfeldensis* с зона-

ми по кремнистому микропланктону в регионе установлено авторами в разрезе карьера у г. Камышлов. Верхние границы зон *Coscinodiscus uralensis* и *Petalospyris foveolata*, которые совпадают, фиксируются в верхней части "акме" всего лишь на 1 м ниже первого появления в разрезе *Wetzeliella meckelfeldensis* в нижней части ирбитской свиты.

Второй возможный вариант проведения границы палеоцена и эоцена в Западной Сибири – по подошве зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* (верхняя граница "акме" *D. oebisfeldensis*). Но в этом случае "пропускается" самая нижняя ипрская диноцистовая зона – *W. astra*, очень короткой продолжительности, пока установленная И.А. Кульковой только в одном из западносибирских разрезов. Этот вариант проведения границы выигрывает тем, что он с большей степенью точности соответствует границе зон по радиоляриям *Petalospyris foveolata* – *P. fiscella* и диатомовым *Coscinodiscus uralensis* – *Coscinodiscus payeri*, однако проходит не в основании, а внутри литостратонов.

Средне- и верхнелюлинворские подсвиты (ирбитская и нюрольская свиты). В первой половине эоцена происходило накопление биогенных кремнистых толщ (диатомитов), которые как по латерали с запада на восток, так и вверх по разрезу постепенно замещались глинисто-кремнистыми. Они постепенно без видимого перерыва сменяют подстилающие литостратоны. Над "акме" *D. oebisfeldensis*, приуроченной к базальным слоям ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, как в Западной Европе и Крымско-Кавказской области (Cavellier, Pomerol, 1983; Costa, Manum, 1988; Андреева-Григорович, 1991) прослеживается единая последовательность всех диноцистовых зон ипра – *Wetzeliella meckelfeldensis*–*Dracodinium simile*–*Dracodinium varielongitudum*–*Charlesdownia coleothrypta* (s. l.). Причем три первые зоны по объему соответствуют нанопланктонным зонам NP11 и NP12. Четвертая зона сопоставляется с зонами по нанопланктону NP13 и NP14 (возможно отчасти NP15). Выделяемые зоны в регионе хорошо увязаны с зонами по кремневому микропланктону (рис. 1). Эта последовательность диноцистовых зон, так же как и сопоставление с другими группами микропланктона, установлены в целом ряде комплексно изученных разрезов: в карьере у г. Камышлов, в скважинах Зауральской, Пур-Тазовской и Центральной структурно-фациальных зон (по материалам авторов статьи, дополненных данными сибирских палинологов (Кулькова, Шацкий, 1984; Бакиева, 1994; Кулькова, 1994).

Соотношение зон ипра по органикостенному и кремнистому микропланктону таково. Части "акме" *Deflandrea oebisfeldensis*, зонам *Wetzeliella meckelfeldensis*, *Dracodinium simile* и части зоны *Dracodinium varielongitudum* нижнего ипра по радиоляриям соответствуют зоны *Petalospyris fiscel-*

la и *Podocyrthis aphorma*, по диатомовым водорослям – зона *Coscinodiscus payeri*, по силикофлагеллатам – зона *Dictyocha frenguelli* *carentis*, которая (по З.И. Глезер) в большей степени отвечает "акме" *Deflandrea oebisfeldensis*. В.М. Подобина (1998) к ипру относит по бентосным фораминиферам зону *Textularia carinatiformis sibirica*, *Anomalinoidea ypresiensis ovatus*, однако авторы статьи полагают, что она скорее соответствует лишь нижним трем зонам ипра по диноцистам, причем зоне *Dracodinium varielongitudum*, которой, по-видимому, ограничивается первая половина ипра по кремнистому микропланктону соответствует подзона *Heliodiscus lentis* s. s. – нижняя часть зоны *Heliodiscus lentis* (s. l.) по радиоляриям, разделенная Г.Э. Козловой на две подзоны: *H. lentis* (s. s.) и *H. inca*. По диатомовым эта диноцистовая зона совпадает с нижней частью зоны *Puxilla gracilis* (по Н.И. Стрельниковой, Э.П. Радионовой и Т.В. Орешкиной) и зоной *Coscinodiscus decrescens decrescens* (З.И. Глезер). По силикофлагеллатам ей отвечает зона *Dictyocha rotundata* (по З.И. Глезер). Перечисленные выше биостратоны характеризуют ирбитскую свиту (s. str.) и среднелюлинворскую подсвиту.

Характерными таксонами кремневого планктона выделенных биостратонов являются: для зоны *Petalospyris fiscella* – *Axoprinum inclarium*, *Clathrocyclas elegans*, *C. multiplicatus*, *Thecosphaerella publica*, а для зоны *Podocyrthis aphorma* (= *Spongotrochus paciferus*) – *Axoprinum mirum*, *Podospiritis papalis*, *Lamptonium fabaeforme fabaeforme* (радиолярии) для зоны *Coscinodiscus payeri* – *Coscinodiscus decrescens*, *C. mirabilis*, *C. heteroporus* и др. (диатомовые), *Dictyocha deflandrei* var. *completa* (силикофлагеллаты). В скважине "К" Комсомольской площади Л.А. Пановой в объеме основной части радиоляриевой зоны *Petalospyris fiscella* (интервал 236.5–210.0 м) выделен палинокомплекс зоны *Triporopollenites robustus*–*Plicapollis pseudoexcelsus*. Что касается палинозоны *Castanea crenataeformis* – *Platycaryapollis* (интервал 210.0–172.0 м), то по данным И.А. Кульковой (1994) она соответствует зоне *Dracodinium varielongitudum* и нижней части зоны *Charlesdownia coleothrypta* (s. l.) по диноцистам.

Вторая половина ипра и, вероятно, какая-то часть лютета относится по диноцистам к зоне *Charlesdownia coleothrypta* (s. l.), обычно подразделяющейся на две подзоны – *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) и *Charlesdownia coleothrypta* sbsp. *rotundata*. К зоне в ее расширенном толковании относятся верхние слои ирбитской свиты и среднелюлинворской подсвиты, а также полностью (или частично) нюрольская свита и верхнелюлинворская подсвита.

Подзоне *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) по радиоляриям соответствует подзона *Heliodiscus inca* (верхняя часть зоны *Heliodiscus lentis* s. l.).

Верхняя же зона, выделяемая по этой группе – *Buryella clinata* – *Buryella longa* в Западной Сибири предположительно пока установлена только в разрезе верхнелюлинворской подсвиты, вскрытой скважиной 001-БП у пос. Ачаир в интервале 485–470 м. По диатомовым диноцистовой зоне *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) соответствует верхняя часть зоны *Puxilla gracilis* и частично зона *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis*. Возраст последней Н.И. Стрельникова, Т.В. Орешкина и Э.П. Радионова ограничивают ипром. З.И. Глезер верхнюю часть зоны *Puxilla gracilis* выделяет в самостоятельную зону *Brightwellia hyperborea*. Что же касается зоны *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis*, то она относится ее к среднему эоцену без уточнения верхней возрастной границы (Глезер, 1979). По силикофлагеллатам диноцистовая подзона *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) ею сопоставляется с зоной *Dictyocha secta*. Авторы полагают, что подзона *Charlesdownia coleothrypta* (s. s.) еще имеет ипрский возраст, а возраст подзоны *Charlesdownia coleothrypta rotundata* – позднеипрский–лютетский и ее верхняя граница требует уточнения, так же как и верхние границы сопоставляемых с нею полностью или частично диатомовой и радиоляриевой зон (*Puxilla oligosaenicum* var. *tenuis* и *Lychnosanium separatum*). Можно предполагать, что все они совпадают или близко отвечают времени практически полного прекращения накопления в центральных районах Западной Сибири кремнистых осадков, которое произошло в середине лютета. Остается непонятным, распространяется ли зона *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis* и на нижнюю часть тавдинской свиты, как это предполагает З.И. Глезер. Это же касается и слоев с ? *Lychnosanium separatum* по радиоляриям, выделяемых Г.Э. Козловой (1999).

О взаимоотношениях люлинворской и тавдинской свит. Вновь возвращаясь к рассмотрению литостратонов, необходимо подчеркнуть, что наиболее неясными остаются возрастные и пространственные соотношения тавдинской и люлинворской (нюрольской) свит. Это, пожалуй, самая главная из нерешенных проблем морской палеогеновой стратиграфии Западной Сибири. Существует несколько точек зрения на взаимоотношение свит. В соответствии с первой из них тавдинская свита на верхнелюлинворской подсвите залегает повсеместно с перерывом (Шацкий, 1984, с. 12–13). В соответствии со второй – свиты постепенно сменяют друг друга и перерыва в седиментации нет (Подобина, 1998).

В многочисленных публикациях и производственных съемочных отчетах приводятся убедительные примеры размыва и перерыва в седиментации на границе этих свит, когда тавдинская начинается с горизонта базальных галечников или глауконитовых песков с конкрециями фосфоритов. Наиболее отчетливо это выражено в Зауральской

структурно-фациальной зоне, а также на севере, юге, а местами в центральных частях плиты, где нижние слои свиты представлены песчаными прослоями с признаками размыва на подстилающих отложениях (Власов, Черепанов, 1984, с. 82, материалы по Нижнему Прииртышью, а также см. Кривенцов, 1984, схема 2, с. 90, данные по восточной части Обь-Иртышского междуречья). Размыв в подошве тавдинской свиты А.В. Кривенцовым отмечен в скважинах 10и, 4к, 1к, 5к, 45п. Эта точка зрения на соотношение свит в большей или меньшей степени разделялась В.А. Мартыновым (1973), С.А. Чирвой (Чирва, Любомирова, 1973), С.Б. Шацким (1984). Последний считал размыв на границе люлинворской и тавдинской свит повсеместным (см. схему на с. 12–13). Пожалуй, наиболее типичным можно считать взаимоотношение люлинворской и тавдинской свит в недавно пробуренной скважине 011-БП Омской ГРП у с. Ачаир (Омский район). На контакте свит происходит смена глинистых пород алевроито-песчаными, фиксируются признаки “хардграундовой поверхности”, а также взмучивания осадков в подошве тавдинской свиты. Контакт четко выражен и “раструбом” на каротажной диаграмме. По диноцистам, по заключению И.А. Кульковой, комплекс диноцист нижних слоев тавдинской свиты принадлежит зоне *Rhombodinium draco*–*Areosphaeridium diktyoplokus*. Аналогичная зона, названная по первому виду, выделяется в основании типового разреза бартона Англии (Powell, 1992). Верхние горизонты люлинворской свиты еще относятся к зоне *Charlesdownia coleothrypta* s. l. и, таким образом, в этом разрезе “пропускаются”, по крайней мере, одна-две диноцистовые зоны (*Charlesdownia fasciata* и *Systematophora placacantha*).

Изучение диноцист из верхнелюлинворской подсвиты и тавдинской свиты О.Н. Васильевой и А.И. Яковлевой также подтверждает первую точку зрения, так как “потери” одной или двух диноцистовых зон второй половины лютета – (?) начала бартона далеко не ограничиваются приведенным выше примером. Более определенно они проявляются в экспонированных разрезах, особенно в карьерах (Камышловском, Качарском и др.), где контакт толщ удается наблюдать более основательно. Не исключено, или даже более вероятно, что рыхлые глауконитовые пески, гравелиты и галечники, фиксирующие этот контакт, как правило, небольшой мощности, размываются в процессе бурения, а необходимые в таком случае меры повышения выхода керна (бурение двойной колонковой, укороченными рейсами) не применяются и “спасение” зависит только от правильно расшифрованных каротажных диаграмм. Подобные случаи некоторым из авторов статьи хорошо известны из практики работ в Казахстане.

В тех структурно-фациальных зонах, где переход от верхнелюлинворской подсвиты к тавдин-

ской свите трактуется как постепенный, некоторыми исследователями выделяется пачка "чеганоподобных глин". Подчеркивается в известной мере неопределенность литостратона и эту пачку с равным успехом относят то к верхнелюлинворской подсвите, то к тавдинской свите. Комплекс диноцист, характеризующий ее, относят к интервалу, для которого в качестве зональных видов-индексов принимают то *Systematophora placacantha*, то *Charlesdowniea fasciata*, иногда *Wetzeliella articulata*, либо какой-нибудь другой из таксонов, для него характерных. Несмотря на свою неопределенность, в разрезах он легко узнаваем по доминированию видов ветцелиелловых и дефландровых. Интервал при смыкании диноцистовых зон занимает промежуточное положение между подзоной *Charlesdowniea coleothrypta* sbsp. *rotundata* и зоной *Rhombodinium draco*, относящимися заведомо к нюрольской и тавдинской свитам. Возраст первой из них вряд ли моложе первой половины лютета, что касается второй, то она в Западной и Центральной Европе, Крымско-Кавказской области и на юге Восточно-Европейской платформы занимает положение в основании бартона, сопоставляясь с зоной *Subbotina turcmenica*.

По пяти пробам, отобраным с глубин 444, 439, 434, 424, 419 м, этот интервал установлен Н.И. Запорожец в разрезе скв. 2 Привасюганья (Каймысовский свод). По документации В.М. Подобиной (1998) часть разреза, занимающего по диноцистам нишу между зонами "coleothrypta" и "draco" принадлежит верхнелюлинворской подсвите, вскрытой в интервале 446–407 м. Богатый и разнообразный комплекс фитопланктона (свыше 50 видов) при очень небольшом наполнении мацерата спорами и пылью свидетельствует о накоплении осадков в условиях открытого морского бассейна нормальной солености. Родовой спектр комплекса широк. Кроме представителей ветцелиелловых и дефландровых, составляющих более половины комплекса, присутствуют *Areoligera coronata*, *Thalassiphora pelagica*, *T. delicata*, *Diacrocantidium spinigerum*, *Samlandia chlamidophora*, *Soaniella granulata*, *Achomosphaera alcicornu*, *Cordosphaeridium gracile*, *Homotryblium acculeatum*, *Lejeunecysta wetzeli*, *Rottnestia borussica*, *Spiniferites comutus*, *Cribroperidinium guiseppe*, а также еще не менее 20 родов, определенных с открытой номенклатурой. Нижняя возрастная граница данного комплекса установлена достаточно уверенно. Начиная с глубины 449 м и вниз по разрезу, выявлена нисходящая последовательная смена зон: *Charlesdowniea coleothrypta* (s. l.)–*Dracodinium simile*–*Dracodinium varielongitudum* (474 м)–*Wetzeliella meckelfeldensis* (489 м). Верхняя граница комплекса не определена. Однако необходимо отметить присутствие в заметном количестве цист *Ch. coleothrypta* и *Charlesdowniea coleothrypta* sbsp. *rotundata* в спектре пробы 419, и можно предположить

возможное замещение комплексом верхней части зоны *Ch. coleothrypta* (s. l.). Результаты, близкие только что рассмотренным, были получены И.А. Кульковой и А.И. Яковлевой при изучении диноцист, спор и пыльцы соседней скважины 4 того же Каймысовского свода Привасюганья, с той лишь разницей, что верхнелюлинворская подсвита (в интервале 310–252.9 м) почти полностью отнесена ими к зоне *Ch. coleothrypta rotundata* s. l. и появление рода *Soaniella*, весьма характерного таксона "чеганоподобных" глин, зафиксировано только в самой верхней части разреза верхнелюлинворской подсвиты в пробе с глубины 256 м.

Этот же интервал разреза (430–419 м) скв. 2 В.М. Подобиной (1998, с. 87) выбрала в качестве стратотипа выделяемой ею зоны *Labospyga honesta*, возраст которой определяется как приабонский, что позволяет ей относить верхнелюлинворскую подсвиту к верхнему эоцену. К этой же зоне ею отнесен интервал 280–270 м в скв. 4 (1998, с. 74).

Таким образом, по одним и тем же интервалам двух разрезов дается совершенно различная интерпретация возраста верхнелюлинворской подсвиты. По органикостенному фитопланктону возраст этой свиты не может быть моложе, чем лютетский. По фораминиферам – свита является позднеэоценовой. Столь большой разброс в установлении возраста одного и того же интервала разреза также требует специального обсуждения.

Тавдинская свита (горизонт)

Третий морской седиментационный цикл палеогена отражен в накоплении тавдинской свиты, представленной толщей тонкослоистых глин мощностью до 200 м, объединенных вместе с замещающими ее континентальными породами в единый тавдинский горизонт. Выдержанным по площади, особенно в южных структурно-фациальных зонах плиты, пластом глауконитовых песков тавдинская свита разделена на две подсвиты. Свита формировалась на заключительном этапе палеогенового морского осадконакопления. Она либо уже не содержит кремнистый фитопланктон, либо он встречается лишь в ее базальных слоях, причем не вполне ясно, "in situ" или в перетолженном состоянии. Существуют два различных представления о возрасте тавдинской свиты. В соответствии с первым из них – он средне-позднеэоценовый, со вторым – олигоценовый. Однако независимо от того, какой точки зрения придерживаться, при его обосновании необходимо учитывать следующие группы биоты: фораминиферы (бентосные и планктонные), диноцисты, остракоды, микрофоссилии высших растений, плоды и семена, рыбы и моллюски.

Бентосные и планктонные фораминиферы.

Представление об олигоценовом возрасте тавдинской свиты развивается В.М. Подобиной в целом ряде публикаций, включая монографию 1998 г. Главными из аргументов являются находки планктонных фораминифер в выделяемой ею зоне *Cibicides pseudoungerianus*, *Evolutononion decoratum*. В качестве лектостратотипа зоны выбран разрез скважины 4-к у с. Петухово Омской области, в интервале 115.75–37.75 м, хорошо известный по более ранним публикациям (Фораминиферы..., 1964). Комплекс фораминифер этой зоны В.М. Подобиной определяется как олигоценый. Ею отмечается (1998, с. 88), что объем выделяемой зоны эквивалентен зонам, ранее предложенным Р.Х. Липман (*Cibicides khanabadensis*), М.В. Ушаковой (*Elphidium rischtanicum*, *Cibicides khanabadensis*), а также слоям с *Cribrononion* (= *Criptononion rischtanicum*) (Фораминиферы..., 1964). Последний из таксонов описан из рихтанских слоев Средней Азии. В настоящее время он является индекс-видом верхней лоны бартонского яруса юго-востока Туркмении и Таджикистана (аналог верхней части зоны *Globigerina turcmunica*).

В.М. Подобиной при выборе в качестве лектостратотипа разреза скважины 4-к в с. Петухово (интервал 115.75–37.75 м) не были учтены сведения Н.Н. Субботиной (Фораминиферы..., 1964, с. 72–73) об обнаруженных в этой же скважине с глубины 50 м (т.е. из верхних слоев лектостратотипа В.М. Подобиной) комплекса планктонных фораминифер, близкого по составу комплексу лиролеписовых слоев Северного Кавказа (в современном понимании – кумского горизонта). Указание Н.Н. Субботиной на находку (в числе других видов) *Globigerina apertura* (сейчас *Subbotina turcmunica*) убедительно подтверждает ее вывод о возможности параллелизации западносибирского комплекса планктонных фораминифер с кумским Крымско-Кавказской области, имеющим по планктонным фораминиферам и нанопланктону среднеэоценовый возраст. Не возникало у Н.Н. Субботиной сомнений и в том, что аналогичный комплекс планктонных фораминифер был встречен и М.В. Ушаковой (1959) в разрезе у с. Озерный Кустанайской области. Н.Н. Субботина при этом полагала, что планктонные фораминиферы происходят не из тавдинской, а из верхних слоев нюрольской свиты. Однако, по-видимому, более права В.М. Подобина, отнеся этот интервал разреза скв. 4-к к тавдинской свите.

Что касается слоев с *C. rischtanicum*, то их Н.Н. Субботина и М.В. Ушакова всегда относили к тавдинской свите. Этот таксон, если он может рассматриваться как достоверный применительно к Западной Сибири, получил широкое распространение в более высоких горизонтах западносибирского морского разреза, чем слои с планк-

тонными фораминиферами. М.В. Ушаковой, как известно, в тавдинском горизонте по распространению в нем эльфиидид, выделялось три зоны, каждая с участием *C. rischtanicum*. Третьей зоной – эльфиидид – *C. differensapertio* она заканчивала разрез тавдинской свиты, отмечая, что в самых верхних слоях ее, также как и в базальных слоях, эта группа фораминифер вообще не встречается. Это представление М.В. Ушаковой и Н.Н. Субботиной о стратиграфической позиции комплекса с *C. differensapertio* поддерживается В.М. Подобиной (1998, рис. 25 и 26, с. 73 и 74).

В 1999 г. В.Н. Беньямовским в глинах нижней части тавдинской свиты Камышловского карьера были встречены планктонные фораминиферы, в том числе и *S. turcmunica*. Принадлежность раковин к этому виду подтверждена Э.М. Бугровой, просмотревшей коллекцию. Эти глины обнажаются непосредственно над базальным гравийногалечным слоем, перекрывающим с размывом ирбитскую свиту, а также над маломощным (до 2–3 м) горизонтом рыхлых песчаников, отделенным поверхностями размыва как от подстилающих ирбитских отложений, так и перекрывающих тавдинских. Возраст этого слоя остается неясным, так как кремнистые микрофоссилии здесь не были встречены, а органикостенный фитопланктон представлен акритархами и празинофитами широкого стратиграфического диапазона (*Cymatiosphaera*, *Ptanospermella*, *Tythyodiscus*, *Tetragonina*, определения Н.И. Запорожец).

Ясность в вопросе о возрасте тавдинской свиты могло бы внести исследование фораминифер из разреза скважины 001-БП у с. Ачаир на юге Омской области. В палеогеновой структуре региона она занимает ту же позицию, что и скважины в Петухово и Озерном (граница Кулундинско-Барабинской и Приказахстанской структурно-фациальных зон). Тавдинская свита имеет здесь большую мощность. Важно, в конечном счете, установить с одним или с разными по возрасту уровнями распространения планктонных фораминифер в тавдинской свите Западной Сибири мы имеем дело, а также как соотносятся заключения Н.Н. Субботиной (Фораминиферы..., 1964) с более поздними данными по этой группе. Базируясь на смене агглютинированных фораминифер известковыми, можно предположить, что планктонные фораминиферы проникли в Западно-Сибирский бассейн через Тургайский прогиб из Крымско-Кавказской области и Средней Азии. На это указывает присутствие в тавдинской свите ряда бентосных видов, идентичных (или викарирующих) со среднеазиатскими – *Cibicides khanabadensis*, *Cribrononion rischtanicum* и др. В 50–60-х годах, как известно, исфаринско-ханабадские и сумсарские слои Ферганы и Таджикской впадины относились к олигоцену. В настоящее время после находок в ханабадской свите и нижней

наиболее мористой части сумсарской свиты верхнеэоценового нанопланктона (Музылев, Салибаев, 1988; Салибаев и др., 1995) становится некорректным доказывать олигоценовый возраст тавдинской свиты, оперируя устаревшими данными о возрасте среднеазиатских биостратонов.

Все остальные группы биоты из тавдинской свиты (кроме курганских слоев, о которых пойдет речь ниже) свидетельствуют об ее позднеэоценовом возрасте. Рассмотрим их.

Остракоды. И.А. Николаева указывает в числе характерных таксонов тавдинского комплекса в разрезах скважин Тюменской, Ивлевской, Покровской буровых площадей, Тебисской скважине 3-к и Заводоуковской скважины 1-к – *Cytheridea probata* Mand., *Echinocythereis spongiosa* (Liepin), *Pterigocythereis permira* Mand., *Eoraijaenborchella trisulcata* (Mand.). Большая часть таксонов – транзитные виды. Типичные олигоценовые формы в комплексе отсутствуют. Представители рода *Eoraijaenborchella* в олигоцене Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты не встречаются. Большинство видов обычны для чеганской свиты Казахстана.

Рыбы. По данным В.И. Железко и В.А. Козлова (1999) на западе плиты остатки эласмобранхий известны из ниже- и верхнетавдинской подсвит. Нижнетавдинский комплекс с многочисленными остатками зубов акул *Striatolamia macrota* стадия *rossica* и *Jaekelotodus trigonalis* относится к зоне *Otodus poseidoni ustjurtensis* (E11). Верхнетавдинский комплекс принадлежит зоне *Otodus sokolovi sokolovi* (E15) (средняя приабонская зона Евразийской зональной шкалы палеогена по эласмобранхиям) и охарактеризован руководящими для этой зоны *Jaekelotodus trigonalis* стадия *kacharensis*, *Striatolamia sibirica* и *Araloselachus turgaensis* стадия *turgaensis*. Подобные комплексы акул известны из чеганской свиты Южного Тургай и Северного Приаралья. Первый таксон встречается в адаевской свите Мангышлака, обуховской свите Украины. На западе Туранской плиты зубы селахивейской зоны E15 обнаружены в слоях с комплексом планктонных фораминифер верхней части зоны *Globigerapsis tropicalis*, а также верхней части зоны NP19/NP20 и нижней части зоны NP21 по нанопланктону.

Моллюски. Н.К. Овечкиным и И.А. Коробковым моллюски тавдинской и чеганской свит еще в 50–60-е годы, когда большинство специалистов разделяло представление об олигоценовом (полностью или частично) возрасте этих свит, неизменно рассматривались как эоценовые. Позже эта позиция была подтверждена А.И. Коробковым (1984). О.В. Амитров, И.А. Гончарова и С.В. Попов считают комплекс моллюсков тавдинской свиты с *Turritella oksyceras* Eichw., *Sinum rotundatum* (Koenen), *Aporhais aff. cornutus* Alexeev

и др. обедненным чеганским и датируют его поздним эоценом.

Палеокарпология. По семенам и плодам В.П. Никитин (1998) выделяет в тавдинской свите два зональных комплекса: нижний (*Azollites minor* – *Pseudoisoeites tymensis*) и верхний (*Azolla oligocaenica*–*Alnus cheganica*–*Decodon sphenosus*). Их возраст определяется как бартонский и приабонский.

Споры, пыльца и диноцисты. Большинство палинологов, изучавших палинокомплексы тавдинской свиты, разделяли представление Л.А. Пановой о принадлежности ее к двум палинозонам: нижнетавдинской подсвиты к зоне *Quercus gracilis*–*Castanopsis pseudocingulum* (+*Tricoloropollenites liblarensis*) (бартон, возможно частично приабон), а верхнетавдинской – к *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis* (приабон). В верхней части свиты в обилии встречаются споры папоротника *Hydropteris indutus* – индикатора начавшегося опреснения тавдинского бассейна. Подобные интервалы опреснения, и не только в кровле свиты, легко также узнаются по находкам плавающего папоротника *Azolla vera* Krysh. Палинозоны, установленные Л.А. Пановой в Северном Казахстане, Зауралье и Западной Сибири, О.Н. Васильевой, Н.И. Запорожец, И.А. Кульковой и А.И. Яковлевой скоррелированы по одним и тем же опробованным интервалам разрезов с зонами по органическому фитопланктону. Нижняя палинозона по диноцистам сопоставляется с зонами *Rhombodinium draco* и *Kisselovia ornata*, соответствующим зонам D10 и D11 западноевропейского стандарта.

Зоной *Rhombodinium draco* начинается типовой разрез бартонского яруса Южной Англии (Powell, 1992). В группу сопутствующих таксонов входят *Rhombodinium porosum*, *Areosphaeridium diktyoplokus* и др. (Васильева, 1994). Зона *K. ornata* (Васильева, 1994; Кулькова, 1994) – достаточно надежно очерченный зональный репер в Сибири и Зауралье, хотя сам зональный вид в палеогеновых отложениях Западной Европы до сих пор не указывался. Эта зона также характеризует нижнетавдинскую подсвиту. Ее присутствие было установлено в разрезах скважин К-14 западнее Ханты-Мансийска и в скважинах ИГ-32, ВК-36, ВК-49 в районе г. Кургана, а также в других разрезах. Кроме зонального индекс-вида, на этом уровне появляются *Wetzeliella irtyshensis*, *Thalassiphora elongata*.

Верхнетавдинская подсвита по диноцистам относится к зоне *Wetzeliella clathrata* sbsp. *angulosa*. Данный таксон указывается как зональный для верхнего эоцена диноцистовых шкал Крымско-Кавказской области, Франции, Италии, стран Центральной Европы. Его положение в общей шкале контролируется распространением зональных верхнеэоценовых комплексов планктон-

ных фораминифер и нанопланктона (Андреева-Григорович, 1991; Costa, Manum, 1988; Крашенинников и др., 1989; Ахметьев, Запорожец, 1992). Что касается палинозоны *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis*, то для позднего эоцена она является единой для Крымско-Кавказской области, юга Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит, Тургайского прогиба и Западной Сибири.

Курганские слои

Терминальная часть морского палеогенового разреза выделяется в объеме “курганских слоев”. Их возрастное и пространственное положение в пределах Западно-Сибирской плиты не вполне определено. Правомочность выделения этих слоев как самостоятельного биостратона (и, по-видимому, литостратона) аргументируется следующим: 1. Особым палинокомплексом, свойственным только этим слоям, в составе которого в равных долях доминирует пыльца хвойных и буковых группы *Quercus gracilis*–*Quercus graciliformis*. Это позволяет говорить об определенной преемственности этого комплекса от позднеавстрийского, что впервые было отмечено Л.А. Пановой (1970), выделившей слои в качестве особого литостратона. 2. Присутствием комплекса моллюсков, бедного в систематическом отношении, но отличного от типичного тавдинского и более сходного с комплексом ащайрыкской свиты нижнего олигоцена Северного Устьурта. На это обратил внимание А.И. Коробков (1966), хотя песчаники с нижнеолигоценовой фауной были известны в Зауралье со времен работ А.П. Карпинского в 80-х годах XIX века. 3. Литологическом составом и цветом пород курганских слоев – коричневым, буровато-желтым, пепельно-серым, более сходными с перекрывающими куртамышской и атлымской свитами. 4. Наличием в сочетании с типичным для курганских слоев спорово-пыльцевым комплексом диноцист и празиофитов, характерных для базальных слоев нижнеолигоценовой ащайрыкской свиты Туранской плиты и одновозрастных с ней отложений Тургайского прогиба. Особенно важно участие в нем *Phthanoperidinium amoenum* – индекса-вида первой из олигоценовых зон Крымско-Кавказской области и Западной Европы (D13). В пределах Западно-Сибирской плиты этот уровень с диноцистами был установлен Н.Н. Запорожец в самых верхних слоях морской толщи в разрезах скважин 1 и 2 Каймысовского свода Привасюганья. К сожалению, попытки В.А. Крашенинникова и Н.Г. Музылева обнаружить в дубликатах проб, изученных Н.И. Запорожец, фораминиферы и нанопланктон, оказались безрезультатными. Этим палинологом и независимо от нее О.Н. Васильевой аналогичный комплекс диноцист был определен из песчаников с

олигоценовыми моллюсками в разрезах карьеров в окрестностях г. Кургана. Р. amoenum О.Н. Васильевой указывался также из песчаников, перекрывающих тавдинскую (чеганскую) свиту в разрезе карьера Качар (север Тургайского прогиба). В близко расположенных от этого карьера обнажениях севернее оз. Кушмурун А.И. Коробковым (1966) был обнаружен ащайрыкский комплекс моллюсков. По сообщению И.А. Кульковой, предположительно *Phthanoperidinium amoenum* был встречен в пробе, отобранной непосредственно с контакта тавдинской и исилюккульской свит в скважине 011-БП у Омска.

На геологическую позицию курганских слоев (s. l.) существуют две точки зрения. В соответствие с первой, курганские слои являются терминальными в составе тавдинской свиты и формировались в период опреснения моря перед его окончательным осушением. Эта позиция обычно подкреплялась переходным составом палинокомплекса от тавдинской свиты к курганским слоям. В Зауральской и Центральной структурно-фациальных зонах плиты в среднем и нижнем течении р. Оби предположительно возрастные аналоги курганских слоев выделялись также под названием аleshинской или аleshинской свит (Николаев, 1947), конолевской пачки (Захаров, 1968).

Другая точка зрения о связи курганских слоев с олигоценовым циклом седиментации впервые была высказана А.И. Коробковым (1966) и поддержана участниками экспедиционной поездки по Зауралью в 1999 г. – Г.Н. Александровой, М.А. Ахметьевым, В.Н. Беньямовским, О.Н. Васильевой и В.И. Железко, исследовавших взаимоотношения глин тавдинской свиты и курганских слоев в карьерах близ г. Кургана. Они убедились, что курганские слои (s. str.) залегают в эрозионной ложбине, врезанной в деструктивную поверхность тавдинских глин, частично затронутых процессами выветривания еще до формирования этих слоев. В таком случае, они скорее являются морской фацией куртамышской или атлымской свит и их формирование обязано ингрессионному морскому рукаву, проникшему на Западно-Сибирскую плиту через Тургайский прогиб с территории Туранской плиты. В поддержку этой точки зрения существует целый ряд аргументов, которые рассматриваются в специальной статье (Ахметьев и др., в печати). Об этом свидетельствуют также находки нижнеолигоценового фитопланктона и моллюсков из целого ряда местонахождений в юго-западной и южной частях плиты и в Тургайском прогибе. Ее опровержением могут быть только весомые доказательства более раннего появления этих олигоценовых представителей биоты в Западной Сибири по сравнению с другими регионами Внетропической Евразии.

Заканчивая рассмотрение морских толщ палеогена Западной Сибири, заметим, что уточнение их стратиграфического положения должно быть непременно учтено и при обосновании возраста континентальных отложений, которые их замещают по простирацию в краевых частях плиты.

О СВЯЗЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО МОРЯ С ОТКРЫТЫМИ АКВАТОРИЯМИ

Особенности геологического развития в палеогене Западной Сибири не могут быть до конца раскрыты без анализа палеогеографических обстановок каждого из трех основных этапов морской седиментации, сопровождавшегося установлением или потерей связей эпиконтинентального моря с соседними морскими бассейнами – Арктическим и северными окраинными морями океана Тетис.

Первый крупный этап морской седиментации в палеогене начался после кратковременного перерыва в осадконакоплении на рубеже маастрихта и дания. Раннеталицкая морская трансгрессия развивалась при активном влиянии Арктического бассейна, особенно в Зауральской структурно-фациальной зоне, имеющей уже на этом этапе по особенностям биогенного накопления черты апвеллинговой. Об этом свидетельствует последовательное сокращение мощностей марсятской свиты с севера на юг в районе Ивдельского марганцеворудного месторождения. Хотя и косвенно, но это находит подтверждение и в общем пространственном размещении в пределах плиты кремнистых фаций (опоковидных глин) нижнеталицкой подсвиты и глинистых (или глинисто-карбонатных) фаций шадринских слоев. Первые локализируются, в основном, в северных, а вторые – в южных районах плиты. Позднеталицкая трансгрессия в отличие от раннеталицкой развивалась с юга. Это находит подтверждение и в характере комплексов бентосной фауны. На смену мелких песчаных фораминифер, называемых Н.Н. Субботиной примитивными и угнетенными, пришли формы с известковой стенкой, а также агглютированные фораминиферы более крупных размеров (Фораминиферы..., 1964; Подобина, 1998). В это время прекращается накопление кремнистых толщ и на севере плиты формируются мелководные прибрежно-морские и континентальные песчано-глинистые, нередко углистые осадки верхнетибейсалинской подсвиты. На тесные связи в зеландии талицкого морского бассейна с бассейнами Северо-Западной Европы указывают состав комплексов органикостенного фитопланктона, а также бентосных фораминифер, особенно известковых. Целый ряд видов был впервые описан Ф. Бротценом из типовых разрезов зеландия Южной Швеции.

Начало второго седиментационного этапа, наиболее продолжительного по времени, приходится на первую половину танета. Он сопровождается новым, более мощным, чем в раннеталицкое время, импульсом кремненакопления. С началом танетской трансгрессии вновь расширились связи эпиконтинентального моря с Арктическим бассейном при их сохранении с северными окраинными морями Тетиса. Расширение меридиональных морских коммуникаций сопровождалось усилением тепло- и влагопереноса из низких в высокие широты и потеплением климата. Доказательством этого является не только активное бокситообразование на Сибирской платформе на рубеже палеоцена и эоцена и в раннем эоцене, но и развитие крупнолистной теплолюбивой флоры тастахского типа в приарктических районах Сибири, когда на непродолжительное время во всем северном полушарии установился безморозный климат или параметрически весьма близкий ему. В ирбитский век, с массовым накоплением в морском бассейне биогенного кремнезема, влияние на осадконакопление в Западно-Сибирском море Арктического океана, также как и Тетиса, еще более усилилось и заметно расширились биогеографические связи эпиконтинентального бассейна с другими морями Западной Евразии. Источником кремнезема в серовский и ирбитский века в протяженной квазиапвеллинговой зоне Зауралья был, вероятно, как подводный вулканизм в пределах самой плиты (Ван, 1984), так и поступление кремнезема с водами из Арктического бассейна. Это связано с тем, что на западе Палеоарктики на рубеже палеоцена и эоцена активно проявлялся подводный и наземный вулканизм (Брито-Арктическая базальтовая провинция). Смешанное участие в нижне- и среднелюлинворской подсвите на востоке плиты тонкотерригенной глинистой и кремнистой составляющей можно объяснить большим влиянием на седиментацию не несущих кремнезема вод, поступавших с юга, а также направленностью с юга на север морского течения, проходящего вдоль восточного борта плиты, в отличие от западного борта, где оно было противоположного направления (закон Кориолиса). Такой рисунок течений в Западно-Сибирском море в палеоцене и эоцене легче объясняет бокситообразование в раннем палеогене на западной окраине Сибирской платформы (Енисейский кряж, Приангарье, Чадобецкое поднятие), а также наибольшую мощность тавдинской свиты в юго-восточной части позднеэоценового бассейна. В позднелюлинворское время происходило последовательное ослабление влияния на осадконакопление Арктического морского бассейна. Связи с ним, однако, сохранялись еще длительное время, при все более усиливавшемся влиянии тетических вод на седиментационную обстановку и состав биоты. Поэтому не случайно, что именно в конце ипра – начале лютета мор-

Ярус	Зоны по планкт. форм. (Berggen et al., 1995)		Зоны по нанопланктону (Martin, 1971)		Распространение в палеогене Северной Западной Европы индексов-видов зональных комплексов диноцист (Chronostratigraphy..., 1998)		Биостратиграфия палеогена Западной Сибири по диноцистам			Зональная региональная шкала по диноцистам для юга СССР (Андреев-Григорович, 1991)		
	Зона	Планкт.	Зона	Нанопланктон	Появление	Исчезновение	Свита	Подсвита	Зоны/слои (Александрова, Васильева, Запорожец, Кулькова, Яковлева)		Распространение индексов-видов зональных комплексов диноцист	Исчезновение
Пябон	P17			NP21			Лавдинская	Верхняя	Ch. clathrata angulosa	Ch. clathrata angulosa	Ch. clathrata angulosa	
	P16			NP19-20					Ch. clathrata angulosa	W. irtyshensis E. arcuata A. diktyoplokus K. ornata		
	P15			NP18					Ch. clathrata angulosa	Ch. clathrata angulosa		
Бартон	P14			NP17	W. simplex		Нижняя		K. ornata W. irtyshensis	W. irtyshensis K. ornata	Rh. porosum	
	P13				Rh. draco				Rh. porosum, Rh. draco, L. serrata	Rh. porosum		
	P12			NP16	G. semitecta H. porosa L. serrata				S. placacantha, W. ovalis	Rh. draco	W. ovalis	
Лютет	P11						Верхняя			E. arcuata		
	P10									? S. placacantha ? W. articulata		
										Ch. coleothrypta s. l. Ch. coleothrypta rotundata	A. diktyoplokus	Ch. coleothrypta rotundata
											D. intermedium/ A. diktyoplokus	
												Rh. draco/ W. articulata
												Ch. coleothrypta rotundata

Рис. 4. Начало.

ской бассейн достиг максимальных размеров, занимая по площади более 60% площади плиты (Шацкий, 1978), оставаясь тепловодным. Прекращение связей эпиконтинентального моря с Арктическим бассейном на рубеже люлинворского и тавдинского веков сопровождалось обширной регрессией и заметным сокращением площадей морского осадконакопления, а также размывом, в том числе, по-видимому, и подводным, подстилающих осадков.

Третий седиментационный этап начался на рубеже лютета и бартона. Тепловодная трансгрессия в начале тавдинского века наступала с юга, о чем косвенно свидетельствует большая мощность одноименной свиты в Кулундинско-Барабинской и Приказахстанской структурно-фациальных зонах по сравнению с другими. Формирование свиты на юге началось, по-видимому, с некоторым опережением, что обусловило диахронность ее подошвы, а также, возможно, и более раннее прекращение в среднем эоцене кремнеосаждения на юге плиты. С раннетавдинской трансгрессией было связано проникновение в морской бассейн планктонных фораминифер, характерных для бартона Крымско-Кавказской области и Средней Азии. Связь с южными морями сохранялась на протяжении всей второй половины эоцена. Вторая трансгрессивная волна в поздне-тавдинское время приходится на приабон. Она наиболее отчетливо проявилась также на юге плиты (Мартынов, 1973). Признаки ее по изменению состава комплексов диноцист выявлены и в разрезе верхней части тавдинской свиты, вскрытой скважиной 011-БП в Омском районе (Кулькова, pers. comm.). Осушение тавдинского моря на рубеже эоцена и олигоцена вновь нарушилось кратковременной ингрессией моря с юга в курганское время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Представленный вариант региональной части стратиграфической схемы палеогена Западной Сибири отличается как от ранее принятых, так и альтернативных ему, подготовленных к стратиграфическому совещанию следующим:

а) ганькинская свита, как допалеогеновая, в схему не помещена. На ней с перерывом залегает талицкая свита, базальные слои которой имеют датский возраст;

б) талицкая свита формировалась в дании и зеландии и лишь верхние слои ее могут иметь танетский возраст. Не вполне ясными остаются взаимоотношения ниже- и верхнеталицкой под-свит;

в) по группам органикостенного и кремневого планктона достаточно надежно установлен позднепалеоценовый возраст нижнелюлинворского

горизонта и ипрско-раннелютетский (?) средне- и верхнелюлинворского подгоризонтов;

г) тавдинская свита и ее возрастные аналоги в краевых частях плиты формировались в бартоне и приабоне. Однако необходимо уточнение возраста ее базальных слоев в тех структурно-фациальных зонах, где не наблюдается отчетливого перерыва на границе люлинворского и тавдинской свит.

2. В основе предлагаемого варианта региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западной Сибири положены уточненные данные о возрасте основных био- и литостратонов с сопоставлением зональных комплексов по различным группам микропланктона. Благодаря близкому составу комплексов диноцист палеоцена и раннего эоцена с комплексами стратотипических разрезов дания, зеландия, танета и ипра Североморского бассейна, удалось выделить в основных опорных разрезах Западно-Сибирской плиты, по существу, все зоны по диноцистам Западной Европы (а также Крымско-Кавказского региона и юга Восточно-Европейской платформы) для этого интервала, напрямую сопоставив их с зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону (рис. 4). Это способствовало уточнению возраста зональных комплексов Западной Сибири и по другим группам органических остатков. Корреляция региональных зон диноцист лютета с западноевропейскими более затруднена в связи с возросшим эндемизмом биоты. Для бартона и приабона сопоставлению комплексов способствуют единые индекс-виды, однако для тавдинского времени эндемизм западносибирской биоты по отношению к западноевропейской проявлен также в большей степени, чем для раннего палеогена.

3. Трех основным этапам морской седиментации, отчетливо прослеженным на всей территории Западно-Сибирской плиты, отвечают три горизонта региональной шкалы: талицкий, люлинворский и тавдинский, которые должны рассматриваться как равноправные в иерархии региональных стратиграфических подразделений.

4. Изучение биостратиграфии морского палеогена, детализация региональной стратиграфической схемы на основе всех групп ископаемой биоты, кроме карбонатных, позволяет надеяться, что именно на базе разрезов этого региона удастся создать стандартную шкалу бореального палеогена, используя для этого уже разработанные региональные зональные шкалы. Примат при этом должен быть отдан диноцистам и группам кремневого микропланктона.

5. В биостратиграфии морского палеогена Западной Сибири остается еще много нерешенных вопросов, однако главным из них является раз-

граничение во времени и пространстве тавдинской свиты от подстилающих отложений.

6. Внутренний эпиконтинентальный морской бассейн Западной Сибири, акватория которого превышала 2 млн. км², в палеогене являлся одним из крупнейших по площади на Земном шаре. Наряду с Тургайским проливом, он длительное время выступал связующим звеном, соединявшим холодноводные и тепловодные области Северного полушария, служил регулятором климата, обеспечивая тепло- и влагоперенос из низких в высокие широты. В этой связи западносибирский бассейн является исключительно привлекательным для разработки на его примере модели, оценивающей климатообразующую роль меридиональных проливов в истории Земли. Другая уникальность этого природного объекта заключается в возможности детального исследования обширной раннепалеогеновой квазиапвеллинговой зоны, протяженностью до 1000 км, где произошло накопление грандиозных по своим масштабам объемов опал-кристобалитовых пород.

7. Реконструкция геологической истории, палеогеографических и климатических обстановок палеогена Западной Сибири может способствовать расшифровке палеогеновой истории Арктического бассейна. Залогом этого является открытие морских палеогеновых толщ с западносибирским типом осадков и биоты в Печорской впадине и акватории Карского моря. Кроме более очевидных связей в палеогене Западно-Сибирского бассейна с Америкой, не менее важно понять степень влияния на характер седиментации, биоту и климат палеогена Западной Сибири Евразийского бассейна. Несмотря на весьма неблагоприятную оценку этих возможностей из-за размыва бронирующего палеогенового чехла на большей части акватории Баренцева моря, его сохранившиеся фрагменты, могут дать необходимую информацию для интегральной расшифровки истории как Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна, так и самого Арктического.

Авторы выражают глубокую признательность докторам геолого-минералогических наук О.В. Амитрову, И.А. Гончаровой и С.В. Попову (ПИН РАН) за определение моллюсков из курганских слоев, академику РАЕН, профессору В.М. Подобиной за присланные пробы из керна скважин пробуренных на Каймысовском сводо Привасюганья, руководителям Омской геологоразведочной партии В.Д. Дергачеву и А.П. Максиму, за представленный керновый материал по скважине 011-БП. Авторы благодарят председателя СибРМСК проф. Ф.Г. Гурари, и членов секции Палеогена СибРМСК А.Е. Бабушкина, В.С. Волкову, А.В. Кривенцова, И.А. Кулькову за высказанные критические замечания по содер-

жанию региональной части стратиграфической схемы, которые авторы с благодарностью приняли и учли.

Статья выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 99-05-65174, 98-05-64944, 00-05-64917, 00-15-98490).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амон Э.О. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25–39.
- Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: КГУ, 1991. 47 с.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Пыльца, споры, растительные макрофоссилии и фитопланктон верхнего эоцена и олигоцена в стратотипах чеганской и ащайрыкской свит (Северный Устюрт, Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 96–105.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Васильева О.Н. и др. Курганские слои Западной Сибири и их роль в расшифровке палеогеографических событий раннего олигоцена этих регионов // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
- Бакиева Л.Б. Микрофитофоссилии эоцена Зауральской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской равнины // Палинологические критерии в биостратиграфии Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1994. С. 106–109.
- Палеогеновая система. Т. 19. М.: БСЭ, 1975. С. 286.
- Ван А.В. Аналоги горизонта А в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 63–66.
- Васильева О.Н. Ассоциации микропланктона из эоценовых отложений Северного Приаралья и Устюрта (Казахстан) // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя–нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 163–172.
- Васильева О.Н. Диноцисты Южного Зауралья в отложениях пограничного интервала между палеоценом и эоценом // Ежегодник–1999. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 11–15.
- Власов А.П., 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.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–31.
- Григорьева А.И. Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 102–109.

- Гурари Ф.Г. Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция – открытие века! Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 144 с.
- Даргевич В.А., Лысенко А.Г. Палеогеография эоцена в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 78–81.
- Железко В.И., Козлов В.А. Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 324 с.
- Захаров Ю.Ф. Конолевская пачка олигоцена Западной Сибири // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 161.
- Киприянова Ф.В. Некоторые песчаные фораминиферы из меловых и палеогеновых отложений Зауралья // Тр. Горно-геологического ин-та УФ АН СССР. 1960. Вып. 51. С. 73–82.
- Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.
- Козлова Г.Э. Радиолярии палеогена бореальной области России. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.
- Козлова Г.Э., Зайонц И.Л. Расчленение опорного разреза палеогена западной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 46–54.
- Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19-V 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.
- Коробков А.И. О присутствии морских рупельских отложений на севере Тургайского прогиба и юге Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 3. С. 677–678.
- Коробков А.И. Границы систем, отделов и подотделов кайнозоя и их положение в разрезах Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 15–20.
- Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена–нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–220.
- 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.
- Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: 1994. С. 98–106.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Эоцен–нижеолигоценые отложения верховий рек Чузык–Кенга (Обь-Иртышское междуречье) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 194–197.
- Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1960. Т. 28. 230 с.
- Мартынов В.А. Стратификация морских палеогеновых отложений на юге Западно-Сибирской равнины // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 45–56.
- Музылев Н.Г., Салибаев Г.Х. О возрасте некоторых палеоценовых и эоценовых горизонтов Таджикского разреза по нанопланктону // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1988. С. 91–93.
- Нагорская Е.П., Александрова Л.В., Ильенко Л.А. Палеоцен и эоцен Кетского Приобья // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 40–44.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984а. 164 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984б. № 5. С. 3–15.
- Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук (в форме науч. докл.). Новосибирск: ОАО "Новосибирскгеология", 1998. 54 с.
- Николаев В.А. Стратиграфическое положение томской флоры Лагерного сада // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 4. С. 639–640.
- Панова Л.А. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГРИ, 1970. С. 121–132.
- Папулов Г.Н. Мезозойские и палеогеновые отложения районов Туринской опорной скважины в Среднем Зауралье // Тр. ИГиГ Ур. фил. АН СССР. Вып. 68. 1964. 99 с.
- Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во ТГУ, 1975. 163 с.
- Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1998. 338 с.
- Практическая палинотратиграфия / Под ред. Пановой Л.А., Ошурковой М.В., Романовской Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с.
- Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1955. № 2. С. 3–11.
- Салибаев Г.Х., Ашуоров А.А., Макхамов А.Б. и др. Биостратиграфическая характеристика опорных разрезов палеогена Таджикского региона. Душанбе: Дошиш, 1995. 163 с.
- Семочкина Т.Г., Генералов П.П., Бакиева Л.Б. Палинокомплексы нижнего палеогена Ямала и Тазовского

- полуострова // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 110–112.
- Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 524 с.
- Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.
- Субботина Н.Н., Кисельман Э.Н. Микрофаунистическая зона *Alomalina praecuta* в Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 243–252.
- Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных схем Сибири. Секция стратиграфии мезозойских и третичных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. 46 с.
- Ушакова М.В. Находки планктонных фораминифер из палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 53–54.
- Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 354 с.
- Чирва С.А., Любомирова К.А. Корреляция морского и континентального палеогена на севере Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 69–77.
- Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.
- 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. 9–14.
- Atlas of Paleocene foraminifera / Eds. by Olsson R.K., Homleben Ch., Berggren W.A., Huber B. Washington: Smithsonian. Inst., 1999. 123 p.
- Aubry M.-P. Towards an Upper Paleocene–Lower Eocene high resolution stratigraphy // Israel Bull. Earth Sci. 1996. № 44. P. 239–253.
- Aubry M.-P., Berggren W.A., Van Couvering J.A., Steininger F. Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotypes, global stratotype section and point and tarnished golden spikes // Earth-Science Reviews. 1999. № 46. P. 99–148.
- Berggren W.A. et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology / Eds. by Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. Soc. Econom. Paleontolog. and Mineralog. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.
- Cavellier C., Pomerol C. Echelle de correlation stratigraphique du Paleogene. Stratotypes, stages, standarts, biozones, chimiozones et anomalies magnetiques // Geol. France. 1983. № 3. P. 261–262.
- Chronostratigraphy // Stratigraphy of European Basins Project / Eds. by Farley B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.R. 1998. Pl. 1.
- Costa L.J., Manum S.B. The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20). The Northwest European Tertiary Basins. Results of the International Geological Correlation Programme. Project 124 / Ed. by Vinken R. // Geol. Jb. 1988. A 100. P. 331–339.
- Heilmann-Clausen C. Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region. Meeting proceeding "Stratigraphy of the Paleocene" // GFF. 1994. P. 51–52.
- Kennett J.P., Scott L.D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and bentic extinctions at the end of the Palaeocene // Nature. 1981. № 353. P. 225–229.
- Moorkens T., Steurbaut E., Jutson D., Dupuis C. The Rnokke borehole of northwestern Belgium re-analysed: New data on the Paleocene–Eocene transitional strata in the southern North Sea Basin. Early Paleogene Warm Climates and Biosphere dynamics // GFF. 2000. V. 122. P. 111–114.
- Mudge D.C., Bujak J.P. Eocene stratigraphy of the Northern Sea Basin // Marine and Petroleum Geology. 1994. V. 11. № 2. P. 166–181.
- Mudge D.C., Bujak J.P. Palaeocene biostratigraphy and sequence stratigraphy of the UK central North Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 3. P. 295–312.
- Powell A.J. A modified dinoflagellate cyst biozonation for Latest Palaeocene and Earliest Eocene sediments from the Central North Sea // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1988. V. 56. № 3–4. P. 327–344.
- Powell A.J. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System // A Stratigraphic index of dinoflagellate cysts. London: Chapman and Hall, 1992. P. 155–252.
- Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N., Sherbinina E.A., Iakovleva A.I., Sadchikova T.A. Paleocene–Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay passage (Kazakhstan) // Bull. Soc. Geol. France. 2000.
- Stouge S., Hjortkjaer B.F., Rasmussen J.A., Roncaglia L., Sheldon E. Micro- and nanofossil biostratigraphy across the Danian/Selandian (Paleocene) Stage boundary at Gemmas Alle, Copenhagen, Denmark. Early Paleogene Warm climates and biosphere dynamics // GFF. 2000. V. 122. P. 161–162.

Рецензенты И.А. Басов, Ю.Б. Гладенков