

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА-
РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА

Часть I



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Геологический институт



МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ



Проект № 174 "Геологические события терминального эоцена"

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Geological institute

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME

The project N 174 "Geological events of the Terminal Eocene"

THE RUSSIAN FUND OF BASIC RESEARCH



**LATE EOCENE-
EARLY OLIGOCENE
GEOLOGICAL AND
BIOTICAL EVENTS
ON THE TERRITORY
OF THE FORMER SOVIET UNION**

**Part I
The regional geology
of the Upper Eocene and Lower Oligocene**

Transactions, vol. 489
Founded in 1932

Responsible Editors:
V.A.Krasheninnikov, M.A.Akhmetiev

**Publishing office GEOS
Moscow 1996**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И БИОТИЧЕСКИЕ
СОБЫТИЯ
ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА -
РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА
НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР**

Часть I

**Региональная геология
верхнего эоцена и нижнего олигоцена**

Труды, вып. 489
Основаны в 1932 году

Ответственные редакторы:
В.А.Крашенинников, М.А.Ахметьев

Издательство ГЕОС

Москва 1996

ББК 26.323
Г36

УДК 551.781(47+57)

ISBN 5-89118-005-7

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН; Вып. 489)

Изложены результаты комплексного литолого-стратиграфического и тектонического изучения верхне-эоценовых и олигоценовых отложений на территории бывшего СССР.

В I части коллективной монографии основное внимание уделено описанию опорных разрезов, анализу изменений состава морской и континентальной биот, условий седиментации, палеогеографических обстановок и климата, корреляции разнофациальных отложений, а также характеру вулканизма, тектоники и особенностям размещения полезных ископаемых осадочного генезиса.

Монография имеет большое научное и практическое значение, может быть использована при геологическом картировании. Рассчитана на геологов и палеонтологов широкого профиля.

Табл. 17. Ил. 86. Библ. 588 назв.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (Проект № 96-05-78098).

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), Ю.О. Гаврилов, В.Г. Гербова,
С.А. Куренков, М.А. Семихатов

Рецензенты:

И.А. Басов, Е.Л. Лебедев

Late Eocene – Early Oligocene geological and biotical Events on the territory of the former Soviet Union. Part I: The regional geology of the Upper Eocene and Lower Oligocene. Moscow, GEOS, 1996, 314 p.

The monograph is devoted to the lithology, stratigraphy, fauna and flora and tectonic development of the Late Eocene and Early Oligocene of the former USSR territory.

The first part of the monograph contains the description of the reference sections in the 27 regions of the USSR, analysis of changes of the marine and terrestrial biota, conditions of sedimentation, paleogeographic and paleoclimatologic patterns, correlation of different facies types, as well as the character of volcanism, tectonic processes and distribution of mineral resources.

The monograph has the theoretical and practical importance and can be used for the geological mapping.

Tabl. 17. Il. 86. Bibl. 588 titles.

The monograph has been fulfilled under financial support of the Russian Fund of Basic Research (the grant N 96-05-78098).

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), Yu.O. Gavrilov, V.G. Gerbova,
S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov

Reviewers:

I.A. Basov, E.L. Lebedev

ISBN 5-89118-005-7

© Коллектив авторов
© Геологический институт РАН
© ГЕОС

Предисловие

Общие сведения о проекте № 174 МПГК

С 1980 по 1985 г. в числе действующих проектов Международной программы геологической корреляции (совместное мероприятие Международного союза геологических наук и ЮНЕСКО) был проект № 174 "Геологические события терминального эоцена". Проект был создан для того, чтобы уточнить в глобальном масштабе всю цепочку биотических и абиотических событий, происходивших в океанах и на континентах в переходном интервале от эоцена к олигоцену. Эти события рассматривались путем изучения опорных разрезов, в которых этот интервал запечатлен с наибольшей полнотой. В перспективе предполагалось лучший из этих разрезов предложить Палеогеновой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии для утверждения в качестве стратотипа границы эоцена и олигодена.¹ Руководитель проекта – профессор Ш. Помероль (Франция). В исследованиях принимали участие представители многих стран, объединенные в Национальные группы.

Советский комитет по МПГК признал желательным участие специалистов СССР в работе проекта № 174 и на Первом организационном заседании в Москве (18-20 января 1982 г.) сформировалась Национальная группа, объединившая около 200 геологов и палеонтологов, которые представляли свыше 60 научных и производственных организаций СССР. Территория страны была разделена на регионы. Для России, Украины и Казахстана это деление производилось с учетом региональных особенностей их геологического строения и специфики осадконакопления в палеогене. Для Закавказья и Средней Азии границы регионов частично совпадали с национальными границами республик, что находилось в соответствии с территориальной компетенцией их геологических служб. Были утверждены учреждения, курирующие исследования по регионам. Руководители региональных групп вошли в Координационный центр, возглавлявший деятельность проекта. Его состав дополнялся палеонтологами-кураторами по различным группам ископаемых организмов. На первом заседании Координационного центра руководителем Национального проекта был утвержден доктор геолого-минералогических наук В.А. Краше-

нинников, его заместителем доктор геолого-минералогических наук М.А. Ахметьев, ученым секретарем – кандидат геолого-минералогических наук М.Я. Серова. Экспертами по литологии и полезным ископаемым стали доктор геолого-минералогических наук Е.А. Соколова и Ю.Г. Цеховский. Осуществлялось сотрудничество с Комитетом по Международным геологическим картам и представитель его – доктор геолого-минералогических наук Ю.Г. Леонов вошел в Координационный центр.

Территория бывшего СССР подразделялась на следующие 27 регионов: I – Украинские Карпаты и Предкарпатье; II – Запад Русской (Восточно-Европейской) платформы (Литва, Беларусь и Калининградская область России); III – Центр Русской платформы (Воронежская антеклиза и прилегающие районы); IV – Молдова; V – Юг Русской платформы (Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб); VI – Северное Причерноморье и Крым; VII – Предкавказье и низовье Дона; VIII – Нижнее Поволжье и Северо-Западный Прикаспий; IX – Грузия; X – Армения; XI – Азербайджан; XII – Туркменистан; XIII – Узбекистан; XIV – Кыргызстан; XV – Таджикистан; XVI – Прикаспийская впадина; XVII – Мангышлак; XVIII – Северо-Восточная часть Туранской плиты (Устюрт, Северное Приаралье, Тургай), т.е. территория, ограниченная Аральским морем на западе, широтой Петропавловска и Кустаная на севере, Балхашской и Чу-Илийской впадинами на востоке; XIX – Древняя Казахстанская суша; XX – Зайсанская впадина (Восточный Казахстан); XXI – Предуралье; XXII – Западная Сибирь; XXIII – Сибирская платформа и ее северное и южное обрамление; XXIV – Северо-Восток России (Якутия, Чукотка); XXV – Приморье, Приамурье; XXVI – Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье, Курильские и Командорские острова, внутренние моря Дальнего Востока; XXVII – Арктический бассейн (рис. 1).

В принятой в 1982 г. программе исследований Национальной группы предполагалось опубликовать общие итоги работ в сводном томе, которые должны были включать следующее.

1. Уточнение и детализация региональных стратиграфических схем позднего палеогена и корреляция выделенных единиц с подразделениями зональных планктонных океанических шкал.

2. Привязка к стратиграфической шкале различных геологических событий на рубеже эоцена и олигодена во всех регионах, выявление их главнейших особенностей и тенденций развития. Установление взаимосвязи и степени синхронности разного рода

¹ В конце 80-х годов в качестве типового разреза границы эоцена и олигодена был предложен и утвержден разрез Массиньяно близ Анконы, Италия [The Eocene – Oligocene..., 1988].

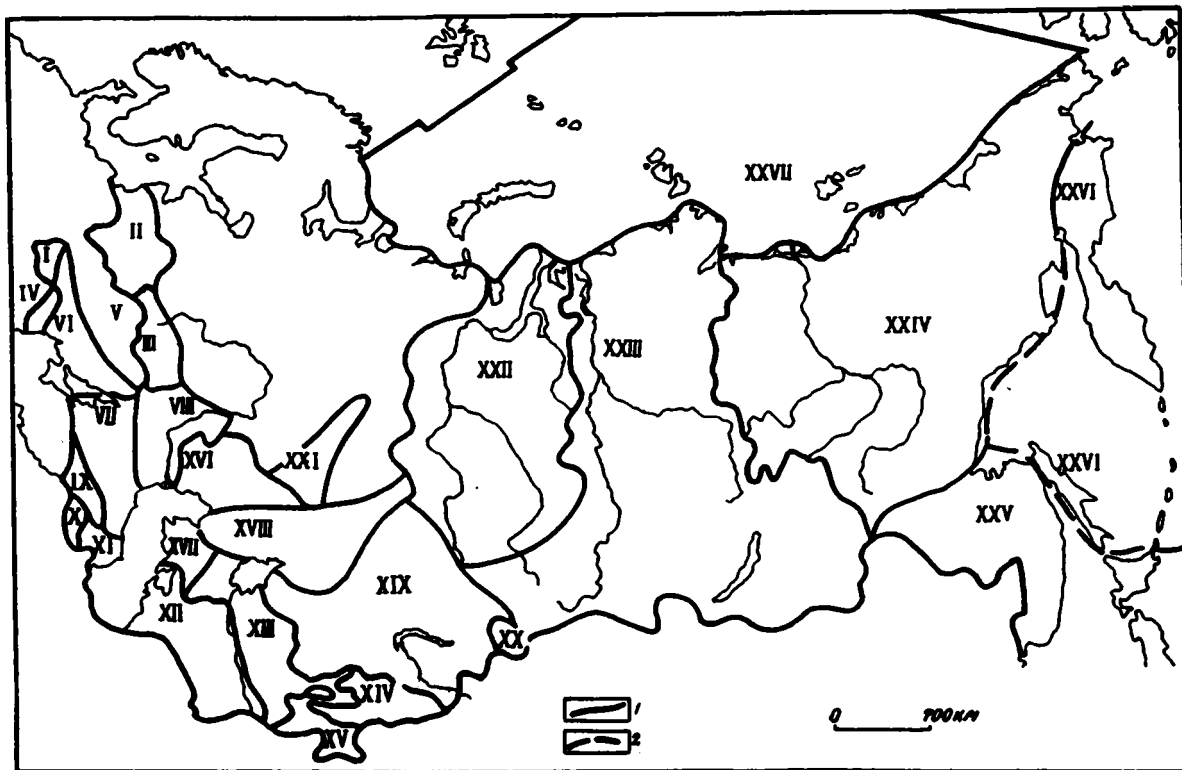


Рис. 1. Схема расположения регионов

I – Украинские Карпаты и Предкарпатье; II – Запад Русской (Восточно-Европейской) платформы (Литва, Беларусь и Калининградская область России); III – Центр Русской платформы (Воронежская антеклиза и прилегающие районы); IV – Молдова; V – Юг Русской платформы (Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб); VI – Северное Причерноморье и Крым; VII – Предкавказье и низовье Дона; VIII – Нижнее Поволжье и Северо-Западный Прикаспий; IX – Грузия; X – Армения; XI – Азербайджан; XII – Туркменистан; XIII – Узбекистан; XIV – Кыргызстан; XV – Таджикистан (Таджикская депрессия и Памир); XVI – Прикаспийская впадина; XVII – Мангышлак; XVIII – Северо-Восточная часть Туранской плиты (Устюрт, Северное Приаралье, Тургай); XIX – Древняя Казахстанская суша; XX – Зайсанская впадина (Восточный Казахстан); XXI – Предуралье; XXII – Западная Сибирь; XXIII – Сибирская платформа и ее северное и южное обрамления; XXIV – Северо-Восток России (Якутия, Чукотка); XXV – Приморье, Приамурье; XXVI – Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье, Курильские и Командорские острова, внутренние моря Дальнего Востока; XXVII – Арктический бассейн. 1, 2 – границы районов: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые

геологических, биологических и палеогеографических перестроек на этом рубеже.

3. Создание палеогеографических, палеотектонических и литофациальных карт, а также карт положения палеоклиматических зон и фитогеографического районирования для позднего эоцена и раннего олигоцена.

4. Создание карты размещения полезных ископаемых в верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложениях на территории СССР.

Осуществление программы, с одной стороны, могло явиться определенным вкладом в решение проблем геологии (установление синхронности и асинхронности важнейших геологических событий на обширных пространствах нашей планеты на рубеже эоцена и олигоцена, направление их эволюции и т.д.), а с другой – позволило бы осветить многие региональные проблемы, представляющие интерес для решения важных практических задач.

Научное обоснование и задачи исследований

По мере накопления знаний о палеогеновой истории нашей планеты все более четко вырисовываются переломные моменты, когда на обширных пространствах континентов и океанов происходили заметные изменения в составе биот, палеогеографические и тектонические перестройки, менялся климат и характер осадконакопления. Подобного рода рубежи с особой контрастностью выявились при изучении палеогеновых осадков Мирового океана в процессе глубоководного бурения и исследований континентальных толщ во внутренних районах Евразии. Один из таких рубежей совпадает с границей эоцена и олигоцена. Изучение геологических событий, их динамики на грани этих двух эпох явилось объектом специальных исследований в рамках Международной программы геологической корреляции.

Перечислим некоторые из событий на заданном рубеже.

1. Значительные изменения в составе животного и растительного мира, фиксируемые в океанах и на континентах.

2. Глобальное похолодание, связанное с возникновением Циркумантарктического течения, которое вызвало термическую изоляцию Антарктиды. Как следствие этого, крупномасштабная регрессия привела к частичному осушению эпиконтинентальных морей и исчезновению меридиональных рукавов и заливов, соединяющих средние и низкие широты с Приполярной областью (Западно-Сибирское море, Тургайский пролив, Миссисипский рукав, протягивавшийся к северу от Мексиканского залива и др.).

3. Рост термического градиента (полюс – экватор). Увеличение широтной климатической дифференциации.

4. Смена в пределах Европы и Азии карбонатного осадконакопления терригенным, преимущественно глинистым.

5. Пиренейская фаза складчатости в Альпийском поясе.

Изучение отложений верхнего палеогена важно для решения вопроса о границе между эоценом и олигоценом, что явилось предметом длительной дискуссии (отчасти в связи с положением латдорфских слоев Западной Европы). Но еще более важен вопрос о синхронности или асинхронности всех перечисленных событий на этом рубеже.

Актуальность и целесообразность постановки специальных исследований для оценки геологических событий и изменений в составе биоты при переходе от эоцена к олигоцену не нова. Она нашла отражение в трактовке общих задач дальнейшего изучения палеогеновых отложений на территории СССР, сформулированных в заключительном разделе тома “Стратиграфия СССР. Палеогеновая система” [1975, с. 480]. Отмечено, что “...не может считаться разрешенной проблема границы эоцена и олигоцена,” но наличие разрезов, где можно проследить взаимоотношение отложений этого возраста на огромной площади, “позволяет осуществить составление сводной работы, включающей описание и анализ комплексов видов всех встречающихся в пограничных горизонтах групп организмов. Создание такой работы – дело ближайшего будущего”

Изучение геологических событий на рубеже эоцена и олигоцена интересно в практическом плане. Прежде всего, для крупномасштабного геологического картирования. Анализ продолжительности перерывов в осадконакоплении, их точная привязка к стратиграфической шкале важны при оценке перспектив поисков месторождений осадочного генезиса: угля, янтаря, керамических глин и пр. Не менее существенно выяснение синхронности и асинхронности формирования марганцевых руд осадочного происхождения, крупные месторождения которых известны в нижнеолигоценых отложениях Украины, Грузии, Казахстана (Никополь, Чиатура, Мангышлак). Эоценовые и олигоценые отложения в

ряде районов участвуют в строении нефтегазоносных бассейнов, а также содержат промышленные россыпи и эксплуатационные запасы пресных и минерализованных вод.

Теоретическое значение исследований вытекает из самой возможности анализа геологических и биологических событий на обширных пространствах в дискретный отрезок времени (поздний эоцен – ранний олигоцен) с акцентом на рубеж эоцена и олигоцена. К этим событиям относятся: 1) изменение в составе различных биотических групп при переходе через выбранный рубеж; 2) характер литологических изменений на границе эоцена и олигоцена; корреляция разнофациальных отложений этого возраста в системе “континент – переходная зона – океан”; зависимость характера седиментации от широтной зональности; 3) влияние тектонической активизации в геосинклинальных областях на ход осадконакопления в соседних платформенных; 4) характер тектонических событий в платформенных и подвижных областях и в океанических бассейнах; 5) изменение палеогеографической обстановки; 6) климатические изменения (по фауне и флоре, литологии осадков, O^{18}/O^{16}); 7) изменения уровня моря и гидродинамической обстановки; 8) изменения в магнитной полярности; 9) характер вулканизма позднего эоцена – раннего олигоцена; 10) особенности размещения полезных ископаемых осадочного генезиса, относящихся к данному временному интервалу; 11) методические основы корреляции самих геологических явлений, их синхронность или асинхронность.

Таким образом, программа включала не только рассмотрение различного типа геологических процессов на обширной территории, но и их увязку во времени, что не часто удавалось осуществить в прошлом. Корреляция этих событий должна помочь объяснить причины, вызвавшие их.

По вопросу о положении границы эоцена и олигоцена не существовало единого мнения. Изучение планктонных фораминифер позволило проследить в субглобальном масштабе уровень зоны *Globigerina tapuriensis*. Именно этот уровень обычно принимался за границу эоцена и олигоцена в разрезах морских осадков на континентах и в океанах. Поэтому в процессе наших исследований по проекту № 174 он был рекомендован участникам в качестве наиболее вероятной границы эоцена и олигоцена (до официального решения Международной подкомиссии по стратиграфии палеогена). С нижней границей зоны *Globigerina tapuriensis* совпадает (или очень близка к ней) подошва зоны *Ericsonia subdiasticha* (наннопланктон), *Theocyrtis tuberosa* (радиолярии), *Phthalopleridium amoenum* (динофлагеллаты), *Nummulites intermedius* (нуммулиты). Примерно на этом же уровне происходят изменения фауны позвоночных, а также флоры. В случае развития мелководных морских и континентальных отложений было рекомендовано проводить корреляцию с подошвой зоны *Globigerina tapuriensis*, используя бентосные группы микро- и макрофауны, фауну позвоночных и наземную флору.

На Северном Кавказе граница эоцена и олигоцена (т.е. подошва зоны *Globigerina taruriensis*) совпадает с литологической границей между карбонатной белоглинской свитой и глинистой майкопской серией. За пределами Крымско-Кавказской области положение границы эоцена и олигоцена менее определено, поэтому объектами специального изучения явились более широкие возрастные интервалы, охватывающие значительную часть эоцена и олигоцена. При постановке работ было обращено особое внимание на следующие интервалы разрезов: на западе Русской платформы – на кровлю прусской свиты; в центре и на юге Русской платформы – на нижнюю часть харьковского “яруса”; в Карпатах – на кровлю шешорского горизонта; в Казахстане и Западной Сибири – на верхи чеганского и тавдинского горизонтов; на Дальнем Востоке – на пограничные слои аманинского и ковачинского горизонтов на Камчатке, такарадайской и аракайской свит на Сахалине. В континентальных отложениях Юго-Восточного Казахстана для установления границы между эоценом и олигоценом обстоятельно изучались переходные слои от турангинской свиты к тузакбабской в Зайсанской котловине, в Южном Приморье – верхние слои угловской свиты, на Северо-Востоке России – пограничные слои между умкинской и леснинской свитами.

Наряду с использованием обширных ранее накопленных сведений о верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложениях, проводились комплексные литолого-стратиграфические исследования с анализом всех групп органических остатков и корректировкой по результатам магнитостратиграфического метода. Они обеспечили дальнейшую детализацию и обоснование региональных шкал, разработку критериев межрегиональной корреляции, сопоставление подразделений региональных и зональных шкал по планктонным микроорганизмам.

При сопоставлении разнофациальных (особенно морских и континентальных) отложений широко применялось сочетание биостратиграфического (в частности, палинологического) и магнитостратиграфического методов (Русская платформа, Северный Кавказ, Закарпатье, Устюрт, Приаралье и Тургай, Дальний Восток).

Было обращено особое внимание на эоцен и олигоцен трех следующих районов.

1. Южная Армения и Северный Кавказ, отложения которых четко сопоставлялись по планктону с одновозрастными осадками Средиземноморья и океанических бассейнов. С самого начала исследований разрез Ланджар (Биралу) в Еревано-Ордубадском прогибе рассматривался как возможный стратотип границы эоцена и олигоцена для Европейской части СССР и Закаспийской области.

2. Западный Казахстан и Туркмения – промежуточный регион между Крымско-Кавказской областью с морскими отложениями и Восточным и Центральным Казахстаном, Западной Сибирью и Сред-

ней Азией, где широко развиты континентальные отложения или осадки с эндемичной морской бентосной фауной.

3. Камчатка и Сахалин, позволяющие проводить корреляцию как с морским палеогеном Японии и Северной Америки, так и с континентальным палеогеном Восточной Сибири, Чукотки и Приморья.

Деятельность Национальной группы проекта в 1982–1987 гг.

Основная деятельность Национальной группы осуществлялась в рамках региональных групп, а полученные результаты обсуждались на всесоюзных, региональных и межрегиональных совещаниях, в полевых экскурсиях на важнейшие опорные разрезы, на коллоквиумах по отдельным группам ископаемых организмов. Они состоялись в Москве, Ереване, Душанбе, Новосибирске, Звенигороде. Региональные совещания были организованы геологами Украины, центральной части Русской платформы, Нижнего Поволжья, а межрегиональные – специалистами Литвы, Белоруссии и Украины; Казахстана и Средней Азии; Казахстана и Западной Сибири; Дальнего Востока. Полевые геологические экскурсии прошли в Западном Казахстане (Устюрт, Приаралье, Тургай), Восточном Казахстане (Зайсанская впадина), Армении (Ереванский бассейн) и Таджикистане.

В 1984 г. в рамках XXVII сессии Международного геологического конгресса состоялось Международное совещание по проекту, в котором приняли участие и зарубежные специалисты, в том числе члены Международной палеогеновой подкомиссии И. Премоли-Силва (Италия) и К. Кавелье (Франция) – непосредственные помощники руководителя проекта № 174 Ш. Помероля.

Во второй половине 80-х годов работы по проекту подошли к завершению. К сожалению, не от всех групп своевременно были получены итоговые региональные очерки. Время для издания сводного тома было упущено, а затем возникли трудности с его финансированием. В сокращенном виде четыре очерка по отдельным опорным разрезам морских и континентальных отложений тех регионов, где граница оказалась биостратиграфически хорошо обоснована (Северный Кавказ, Армения, Зайсанская впадина, Сахалинско-Камчатский регион), вошли в итоговый том проекта № 174, опубликованный под редакцией Ш. Помероля и И. Премоли-Силва [Terminal Eocene events, 1986]. Материалы по отдельным регионам опубликованы в региональных тематических сборниках и статьях, подготовленных геологами Украины, Грузии, Армении, Литвы, России, а также использованы в диссертационных работах В.Ю. Зосимовичем, С.М. Григорян, Г.Х. Салибаевым, О.В. Амитровым, Л.К. Кислициной-Диденко, С.В. Поповым, В.И. Железко, В.М. Чхи-квадзе и др. Необходимо высказать глубокую при-

знательность всем участникам проекта – сотрудникам академических, учебных и производственных организаций за их энтузиазм, научный и организационный вклад в эту большую работу (нередко за пределами их прямых обязанностей и официальных планов). Сложные проблемы стратиграфии эоцена и олигоцена вызывали острые дискуссии на совещаниях и в ходе полевых экскурсий, но там всегда царил дух взаимного уважения, профессионального товарищества, сознания необходимости конструктивных подходов и разумных решений. Все эти обстоятельства позволили с единых позиций оценить геологическую историю позднего эоцена и раннего олигоцена на 1/6 части континентов (т.е. на территории бывшего СССР), усовершенствовать региональную стратиграфию, высказать мнение о границе эоцена и олигоцена (подошва зоны *Globigerina tarugiensis* и эквиваленты этого уровня), о делении верхнего палеогена на следующие подотделы и ярусы: верхний эоцен (приабонский ярус), нижний олигоцен (рюпельский ярус), верхний олигоцен (хаттский ярус). Эти подразделения палеогена, а также положение границы эоцена и олигоцена позднее были рассмотрены на XXVIII сессии Международного геологического Конгресса (Вашингтон, 1989 г.), получили там одобрение и были официально утверждены Международной стратиграфической комиссией.

Конечно, исследования по проекту не могли разрешить все проблемы стратиграфии верхнего эоцена и нижнего олигоцена на огромной территории бывшего СССР. В этих случаях задача участников проекта заключалась в том, чтобы очертить круг нерешенных вопросов, наметить направление дальнейших исследований. Вполне вероятно, что они несколько по иному заставят смотреть на стратиграфию верхнего эоцена – нижнего олигоцена отдельных регионов, чем это изложено в данной монографии.

Публикация итоговых материалов проекта в их полном объеме будет служить памятью тем его участникам, которых уже нет среди нас – академиком А.А. Али-Заде, К.А. Али-Заде, О.С. Вялову, А.А. Габриеляну, докторам наук – Х.А. Алиюлла, В.В. Данышу, В.С. Ерофееву, М.В. Качарава, В.И. Курлаеву, У.М. Расулову, С.Б. Шацкому, В.Л. Яхимович, кандидатам наук В.И. Волобуевой, А.А. Ворониной, Р.М. Давидзону, А.Е. Птухяну, В.Ю. Решетову, Я.В. Совчику. Их высокий научный потенциал и организаторские способности во многом определили успешную работу проекта.

Монография включает две основные части. В первую, большую по объему, вошли региональные очерки. Среди авторов на первом месте стоит фамилия куратора по региону. Вторая часть содержит основные выводы по развитию различных групп фауны и флоры в интервале – поздний эоцен – ранний олигоцен (с акцентом на изменения у рубежа эоцена и олигоцена), – анализ условий седиментации, палеогеографии, вулканизма, климатических изменений, полезных ископаемых и особенностей их размещения. В заключение рассматривается синхронность или асинхронность всех биотических и абиотических событий на рубеже эоцена и олигоцена для обширной территории бывшего СССР.

В связи с финансовыми трудностями сейчас публикуется первая часть монографии. Издание этой книги стало возможным благодаря помощи РФФИ (грант № 96-05-78098), за что мы выражаем глубокую признательность. Мы надеемся и на скорую публикацию второй части.

Общая редакция итоговых материалов выполнена В.А. Крашенинниковым и М.А. Ахметьевым. Большая работа по обобщению данных по литологии, палеогеографии и полезным ископаемым проведена Ю.Г. Цеховским, Е.А. Соколовой и А.С. Столяровым. Перепечатка рукописи осуществлена К.А. Печниковой.

Регион I

Украинские Карпаты и Предкарпатье

Введение

Эоцен-олигоценые отложения Украинских Карпат являются составной частью мощной (порядка 6 км) преимущественно терригенной флишевой формации, сформировавшейся на геосинклинальном этапе развития северной ветви океана Тетис в мел-палеогеновое время. На орогенном этапе (неоген) этот флиш испытал складчато-разрывные деформации, а весь регион превратился в покровно-складчатую область с весьма сложным строением. По литолого-фациальным особенностям и по характеру тектоники в ее пределах выделяется несколько структурно-фациальных зон (рис. 2). Пограничные эоцен-олигоценые отложения установлены во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, в Скибовой, Кросненской, Дуклянской и Мармарошской зонах Карпат. Верхнеэоценовые толщи обычно представлены зеленовато-серым тонкоритмичным флишем, нижнеолигоценые – темноцветными глинистыми породами.

Краткая история изучения

За более чем 100-летнюю историю геологического изучения Карпат детальная характеристика палеогеновых образований получена лишь в последние годы. Общее расчленение этих образований по Скибовой и Кросненской зонам было осуществлено до Второй мировой войны в связи с составлением “Геологического атласа Галичины”. Большой вклад в познание стратиграфии палеогена Карпатского региона был внесен исследованиями коллектива Карпатской экспедиции Московского геолого-разведочного института в конце 40-х – начале 50-х годов (Г.И. Немков, Н.И. Маслакова и др.). Стратиграфия палеогенового флиша разрабатывалась О.С. Вяловым [1951, 1961], причем тогда была выделена верхнеэоценовая быстрицкая свита с корреляционным шешорским горизонтом в кровле. Его объем вскоре был уточнен [Вялов и др., 1965].

В начале 60-х годов в результате комплексных исследований было проведено расчленение палеогеновых разрезов южной части региона. На многих площадях был прослежен шешорский горизонт и выделены возрастные аналоги быстрицкой свиты: вышковская [Даныш, 1965] в Дуклянской зоне и метовская [Дабагян и др., 1965] – в Мармарошской.

Перечисленные свиты (с региональным шешорским горизонтом в кровле) и их стратиграфические аналоги в Польских, Румынских, Чешских и Словацких Карпатах венчают карпийский палеоэоценовый комплекс [Вялов, Андрусов, 1963]. Выше лежащий олигоценый комплекс с нормальным стратиграфическим переходом от эоцена, названный теми же авторами омбронским, почти повсеместно начинается темноцветными (менилитовыми или дусинскими) отложениями с горизонтом кремней вблизи основания.

В последнее десятилетие датировка возраста палеогенового флиша региона дополнена новыми данными по фораминиферам, известковому наннопланктону и палинологии. Эти материалы вместе со сведениями по другим биотам учтены в региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат [Андреева-Григорович и др., 1985], утвержденной МСК СССР и принятой за основу при выполнении исследования по данному Проекту¹.

Главнейшие опорные разрезы

Пригодными для детального изучения пограничного эоцен-олигоценого интервала в регионе оказались около 50 разрезов. Из них опорными признаны 16 (см. рис. 2). Они дают полную характеристику рассматриваемой территории в плане литолого-фациальных изменений на границе эоцена и олигоцена и главных событий этого рубежа (включая смену биот), подчеркивая общность их проявления в межрегиональном аспекте.

Во всех опорных разрезах выделяются верхняя часть эоценовой толщи и венчающий ее шешорский горизонт. Выше непрерывно прослеживаются нижнеолигоценые стратиграфические подразделения: подкремневый горизонт, горизонт кремней и обогащенные органикой глинистые отложения – аналоги низов майкопа (хадума). Пограничный эоцен-олигоценый интервал во всех разрезах описан послойно. Приводим краткую характеристику пяти главнейших разрезов (рис. 3).

¹ Стратиграфии и геологическим событиям позднего эоцена и раннего олигоцена Украинских Карпат посвящен Палеонтологический сборник № 24 [1987], базирующийся на материалах исследований по Проекту № 174 МПГК (Примеч. Ред.)

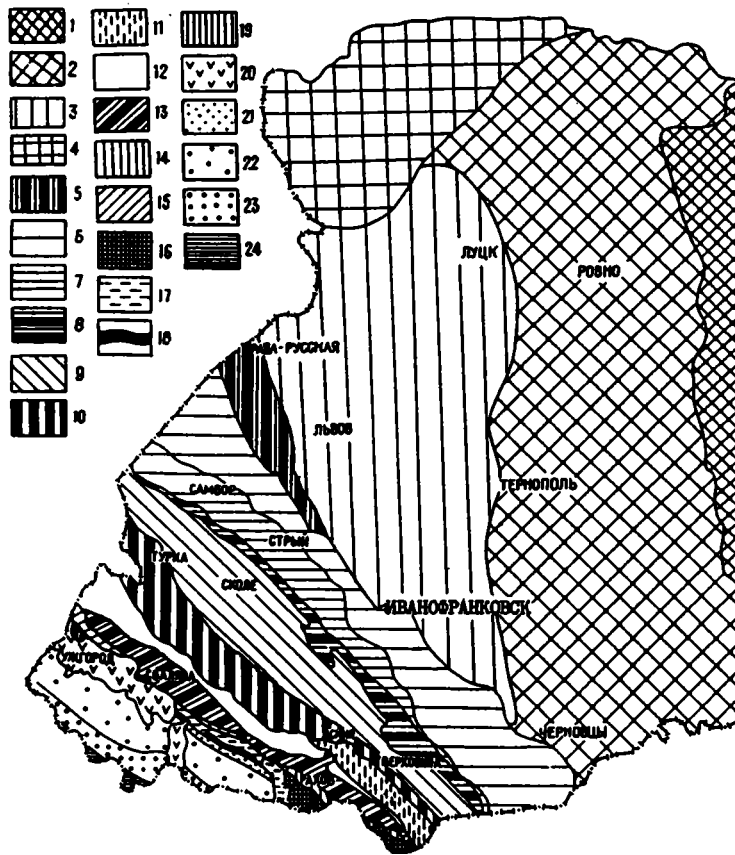


Рис. 2. Схема тектонического районирования Украинских Карпат и смежных районов (по тектонической карте Украинских Карпат, ГКЦ ЦТЭ Мингео УССР, Киев, 1986 г.)

1-4 - Вольно-Подольская окраина древней Восточно-Европейской платформы: 1 - Украинский щит, 2 - западный склон Украинского щита, 3 - Львовский прогиб, 4 - Ковельский выступ; 5 - Рава-Русская складчатая зона молодой Западно-Европейской платформы; 6-23 - Украинские Карпаты и прилегающие прогибы: 6-8 - зоны Предкарпатского прогиба (6 - Бильче-Вольнская - Внешняя, 7 - Самборская, 8 - Бориславско-Покутская); 9-18 - зоны Украинских Карпат (9 - Скибовая, 10 - Кросненская, 11 - Черногорская, 12 - Дуклянская, 13 - Поркулецкая, или Суховская + Буркутская, 14 - Раховская, 15 - Магурская, 16 - Мармарошского кристаллического массива, 17 - Мармарошских утесов, 18 - Пеннинских утесов); 19-23 - зоны Закарпатского прогиба (19 - Подгалья, 20 - Вигорлат-Гутинская, 21 - Краевая, 22 - Центральная, 23 - Припаннонская); 24 - Паннонская межгорная впадина

Шешорский разрез (с. Шешоры, р. Пыстынка, Внутренняя зона Предкарпатского прогиба)

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Верхний эоцен. Быстрицкая свита | |
| 1. Флиш тонкоритмичный (1-10 см), зеленовато-серый, известковистый, с прослоями темно-серых известковистых аргиллитов в кровле | 10,0 |
| 2. Шешорский горизонт. Аргиллиты сильноизвестковистые, мергелистые, при выветривании светлеющие | 8,0 |
| Нижний олигоцен. Менилитовая свита | |
| 3. Подкремневый горизонт. Переслаивание известковистых аргиллитов, сланцеватых мергелей (голубовато-серых при выветривании) и кварцитовидных песчаников | 5,0 |
| 4. Кремневый горизонт. Неравномерное переслаивание черных кремней, окремненных серых и темно-серых мергелей, тонколистоватых известняков и аргиллитов | 3,0 |

Пасечнянский разрез (с. Пасечная, р. Быстрица Надворнянская, Скибовая зона Береговой скибы)

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Верхний эоцен. Быстрицкая свита | |
| 1. Флиш тонкоритмичный, известковистый, зеленовато-серый, с двухсторонними биоглифами на песчаниках | 50,0 |
| 2. Шешорский горизонт. Мергели голубовато-серые, коричневатые при выветривании, с подчиненными прослоями темно-серых известковистых аргиллитов | 6,0 |

| | |
|--|-----|
| Нижний олигоцен. Менилитовая свита | |
| 3. Подкремневый горизонт. Песчаники толстослоистые, мелкозернистые, серые, с прослоями сланцеватых аргиллитов, черных, с выцветами ярозита по наслоению. В верхней части пачки - кавернозные песчаники, со следами оплывания и пластами сланцеватых аргиллитов | 7,0 |
| 4. Кремневый горизонт. Черные кремни с подчиненными прослоями сланцеватых аргиллитов | 4,0 |

Бориславский разрез (г. Борислав, р. Тисменица, Скибовая зона Береговой скибы)

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| Верхний эоцен. Попельская свита | |
| 1. Аргиллиты и алевролиты, известковистые, песчаные, темно-серые, в выветрелом состоянии пепельные, с включениями серых мергелей и песчаников разной степени окатанности. Отмечены непутичские дайки песчаного состава | 16,0 |
| 2. Быстрицкая фация. Аргиллиты известковистые, мягкие, темно-серые, с зеленоватым оттенком при выветривании | 10,0 |
| 3. Переслаивание аргиллитов с мелко- и среднезернистыми песчаниками. Встречаются непутичские дайки | 8,0 |
| 4. Шешорский горизонт. Мергели серые, при выветривании белесоватые, с линзовидными прослоями серых мелкозернистых песчаников | 5,0 |
| Нижний олигоцен. Менилитовая свита | |
| 5. Подкремневый горизонт. Аргиллиты окремненные, сланцеватые, с редкими прослоями алевролитов, серых песчаников и полосчатых известняков | 4,0 |
| 6. Кремневый горизонт. Кремни черные, маломощные, с прослойками сланцеватых аргиллитов | более 2,0 |

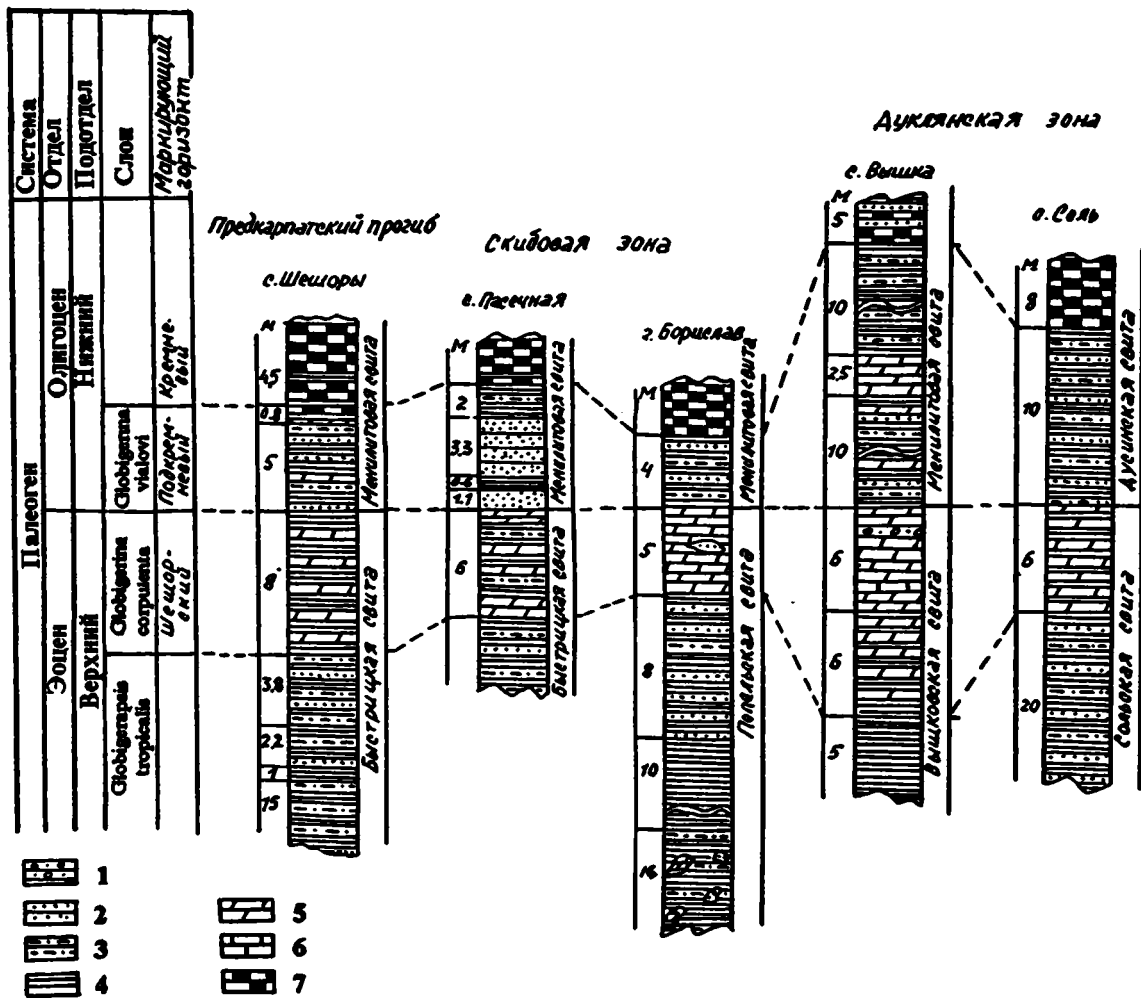


Рис. 3. Сопоставление разрезов пограничных отложений эоцена и олигоцена Украинских Карпат
 1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – мергели; 6 – известняки; 7 – кремни

Вышковский разрез (с. Вышка, р. Вышка, Ставнянская подзона Дуклянской зоны)

Мощность, м

Верхний эоцен. Верхняя часть вышковской свиты

1. Аргиллиты мергелистые, зеленовато-серые, с выцветами окислов марганца по трещинам более 5,0
2. Шешорский горизонт. Мергели фукоидные, голубовато-серые, с прослоями (30–40 см) известковистых зеленых аргиллитов 6,0
3. Мергели темно-серые, белесоватые при выветривании, в кровле с прослоями гравелитов (до 6 см) 6,0

Нижний олигоцен. Менилитовая свита

4. Подкремневый горизонт. Темно-серые аргиллиты и песчаники. В кровле пачки преобладают алевролиты и мергели 12,5
5. Аргиллиты менилитового типа, сланцеватые, с прослоями алевролитов (1–3 см) 10,0
6. Кремневый горизонт. Аналогичные аргиллиты с прослоями кремней, окремненных песчаников и алевролитов 5,0

Сольский разрез (с. Соль, р. Уж, Дусинская подзона Дуклянской зоны)

Мощность, м

Верхний эоцен. Верхняя часть сольской свиты

1. Тонкоритмичное чередование известковистых зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов 20,0
2. Шешорский горизонт. Переслаивание плитчатых пепельно-серых и коричневых мергелей и известковистых серых и темно-серых аргиллитов 6,0

Нижний олигоцен. Дусинская свита

3. Подкремневый горизонт. Аргиллиты темно-серые, сланцеватые, с прослоями окремненных алевролитов и песчаников 10,0
4. Кремневый горизонт. Частое переслаивание черных кремней (по 2–20 см) и известковистых темно-серых аргиллитов 8,0

Послойное описание изученных по Проекту № 174 разрезов послужило основанием для общей характеристики эоцен-олигоценового интервала, событийных аспектов на этом рубеже и проведения границы между эоценом и олигоценом.

Литологическая характеристика

Верхнеэоценовые отложения на значительной части региона представлены тонкоритмичным зеленовато-серым флишем (быстрицкая свита) мощностью от 150 до 300 м. Этот тип разреза характерен для Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Скибовой зоны Карпат. Во Внешней зоне прогиба он представлен кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками (2–30 м) [Кудрин, 1964]. В междуречье Днестра и Свичи большая часть быстрицкой свиты замещается попельской свитой (темно-серые мергели и мергелистые аргиллиты, до 200 м), а в приводораздельной части (Горганские Карпаты) – сильнопесчанистой довжинской свитой (до 350 м). В типичном виде (но меньшей мощности) быстрицкая свита развита в Венгловецкой и Кросненской зонах. В Дуклянской зоне ей идентична сольская свита (200–300 м); вышковская свита (150–400 м) несколько отличается своей глинистостью. Сходен с быстрицкой свитой верхнеэоценовый флиш Магурской и Черногорской зон, но он более песчанистый. Верхний эоцен на Мармарошском массиве (великобанская свита, 150–180 м) и в пределах западного его обрамления (метовская свита, до 200 м) полностью представлен мергельными породами.

Почти для всех упомянутых толщ характерны горизонты пестроцветных зеленоватых и вишнево-красных пород. Маркирующего значения они не имеют, так как развиты неравномерно и на разных стратиграфических уровнях. В отличие от них в кровле верхнеэоценовых отложений обычно прослеживаются мергели или мергелистые аргиллиты регионального шешорского горизонта (10–20 м) с крупными глобигеринами. Над ним развиты темноцветные образования нижнего олигоцена (20–500 м) – более или менее сходные толщи менилитовой, дусинской и турицкой свит. В нижней части олигоценового разреза выделяются два самостоятельных литологических горизонта (снизу вверх): подкремневый и кремневый.

Первый представлен черными и темно-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и мергелей. В отдельных разрезах этого горизонта (села Пасечная, Луги, Стрелки, г. Борислав) развиты тонкие пласты песчаников, а в погруженных складках Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (г. Борислав) он почти полностью сложен массивными бориславскими песчаниками, достигающими здесь 40-метровой мощности. Горизонт содержит комплекс мелких глобигерин, ихтиофауну, иногда моллюски. Мощность 2–10 м.

Кремневый горизонт сложен черными и коричневыми тонкослоистыми (1–10 см) кремнями с прослоями окремненных мергелей, известняков и сланцеватых аргиллитов. Содержит чешуи и скелеты рыб. Мощность 3–15 м, местами до 30 м. Эти два горизонта, как и шешорский, имеют региональное развитие и признаны коррелятивными. Кремни нередко сопровождаются туфовыми породами и тонкополосчатыми известняками. Известны участки локального замещения кремней по простиранию туфами. Известняки также связаны взаимопереходами с кремнями.

Вышележащие отложения представлены тремя типами разрезов: менилитовым (Внутренняя зона Предкарпатского прогиба и северные скибы Скибовой зоны), кросненским (южные скибы Скибовой зоны, Кросненская зона и Ставнянская подзона Дуклянской зоны) и дусинским (южная часть Дуклянской зоны и Мармарошская зона).

Первый охватывает менилитовую свиту, состоящую из трех подсвит: нижнеменилитовой – черные известковистые сланцеватые аргиллиты с пачками массивных кливских песчаников и линзами сидеритов (200–500 м), среднеменилитовой (лопянецкой) – серые известковистые аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов (200–250 м) и верхнеменилитовой – черные известковистые сланцеватые аргиллиты с горизонтом кремней в основании (300–1300 м). В составе последней по р.Чечва установлен мощный (45 м) горизонт дацитовых туфов.

Для кросненского типа разреза характерна значительно уменьшенная мощность типично менилитовых отложений (вплоть до 20 м) и развитие мощного (до 2 км) комплекса сероцветных известковистых пород кросненской свиты, состоящей из трех подсвит: нижне- (песчанистой), средне- (песчано-глинистой) и верхнекросненской (глинистой).

Дусинский тип разреза представляет дусинская свита (150–300 м) черных известковистых аргиллитов и мергелей, реже песчаников и известняков, а также вышележащая маловыженская свита (до 300 м) с преобладанием песчаников. В южной части Дуклянской зоны аналогом дусинской свиты является турицкая, в нижней части которой нет кремневого горизонта, а среди типично дусинских пород прослеживаются многочисленные пласты окремненных кварцитовидных песчаников.

Отложениям эоцена и олигоцена Карпат, кроме уже упомянутых, присущи и другие отличительные черты. Главным отличием нижнеолигоценовых образований менилитового типа является сильная обогатенность рассеянным органическим веществом (РОВ), обилие карбонатных (железисто-доломитовых и кальцитовых) конкреций (в эоцене железомарганцевые), низкое содержание рассеянных карбонатов, высокая пиритизация и кремнистость при наличии первично-седиментационных кремнистых пород типа фтанитов и диатомитов.

Диатомиты (слой мощностью 1,6–2 м) выявлены среди нижнеменилитовых отложений в окрестностях г. Добромила.

Песчаники изученных разрезов преимущественно олигомиктовые, кварцевые. Наличие глауконита отмечено в попельской свите; преобладает он в кливских песчаниках, обогащенных вулканогенным материалом и РОВ. Содержание органического вещества ($C_{орг}$) при переходе от эоцена к олигоцену резко возрастает. В аргиллитах менилитовой свиты среднее количество $C_{орг}$ 8–10% (в быстрицкой 0,97%).

Значительные различия верхнеэоценовых и олигоценых разрезов подчеркивают данные радиогеохимических исследований, дополняющие характер распределения РОВ. Для быстрицкой свиты содержание урана (по радио) составляет в среднем $2,5 \cdot 10^{-4}$ %, а коэффициент вариации урана (по радио) 69%. В нижнеменилитовой свите эти величины соответственно составляют $4,1 \cdot 10^{-4}$ % и 83%.

Признаки перерывов в осадконакоплении в изученных разрезах отсутствуют. Эоценовые разрезы характеризуются четкой двухкомпонентной ритмичностью (со следующими элементами: обычно, Ia – песчаник, Ib – алевролит, II – аргиллит) с преобладанием тонких и средних ритмов. Олигоценым (менилитовым) отложениям четкость ритмов по всему региону не присуща. Разновозрастные толщи различаются и по присущим флишу текстурным знакам. Для быстрицкой свиты и ее аналогов характерны разнотипные биоглифы. В нижнеменилитовой и разновозрастных с ней свитах биоглифы чрезвычайно редки, а если и встречаются, то в форме полной переработки осадка (биотурбации).

В рассматриваемом интервале флишевой формации Карпат четко выделяются следы интенсивных подводно-оползневых явлений – олистостромы. Среди эоценового разреза они развиты в полосе Борислав–Сколе в виде обвального-оползневых пачек попельской свиты. Следы крупных подводных оползней известны также в разрезе сольской свиты (с. Соль). Олигоценые олистостромы с мощными телами олистолитов максимально развиты в полосе Ужок–Подполозье у фронта надвига Дуклянской зоны. Несравненно большее распространение в изученных толщах имеют конседиментационные оползневые текстуры гравитационного происхождения, обычно приуроченные к первым элементам ритма.

Палеонтологическая характеристика

Верхний эоцен начинается слоями с *Globigerapsis tropicalis* и *Cyclammina rotundidorsata* (фораминиферы), установленными в верхней части быстрицкой свиты и ее аналогов.

В быстрицком флише превалирует агглютинированный бентос: *Hyperammina lineariformis* (Mjatl.), *Reophax planus* Halk., *Ammodiscus latus* Grzyb., *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Asanospira*

walteri (Grzyb.), *Cyclammina rotundidorsata* (Hantk.), *C. amplectens* (Grzyb.). В попельской свите основу комплекса составляет секрционный бентос. Здесь обильны *Asterigerina rogalai* Mjatl., *Cibicides tallahattensis* (Bandy), *C. bellus* Mjatl., *C. karpaticoensis* Mjatl., *C. praelopjanicus* Mjatl., *Bolivina pseudoaenariensis* (Mjatl.), *B. mississippiensis* (Gushm.). Планктон встречается в обеих свитах в небольшом количестве и представлен *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *G. rubriformis* (Subb.), *Globigerina inflatiformis* Mjatl., *G. danvillensis* (Howe et Wall.).

Слоям с *Globigerapsis tropicalis* и *Cyclammina rotundidorsata* соответствует зона *Discoaster barba-diensis*. Характерными видами зоны являются *Discoaster saipanensis* Braml. et Ried., *D. barba-diensis* Tan Sin Hok, *D. deflandrei* Braml. et Ried., *D. binodosus* Mart., *Chiasmolithus grandis* (Braml. et Ried.), *C. oamaruensis* (Defl.), *Cyclococcolithus formosus* Kampt., *Sphenolithus pseudoradians* Braml. et Wilc., *Isthmolithus recurvus* Defl., *Helicopontosphaera reticulata* Braml. et Wilc., *H. compacta* Braml. et Wilc., *Coccolithus eopelagicus* (Braml. et Ried.).

Выше лежащий шешорский горизонт изобилует крупными глобигеринами зоны *Globigerina corpulenta*. Кроме индекс-вида распространены *Globigerina galavisi* Berm., *G. tripartita* Koch, *G. linaperta* Finlay, *G. hagni* Gohrb., *G. eocaena* Gumb., которые преобладают в нижней части зоны. В верхней к ним присоединяются мелкие формы: многочисленные *Globigerina officinalis* Subb., *G. praebulloides* Blow, *G. pseudoampliapertura* Blow et Bann. и единичные *Globorotalia permicra* Blow et Bann., *G. gemma* Jenk. (очевидно, синоним *G. postcretacea* Mjatl.), *Chiloguembelina cubensis* (Palm.), *Turborotalia liverovskae* (N. Вык.). При отсутствии мергелей в шешорском горизонте обычно развит известковый бентос попельского типа.

Комплекс слоев с *Globigerina corpulenta* распространен по всей Карпатской дуге на одном стратиграфическом уровне, но в трактовке его возраста имеются некоторые расхождения. Это обусловлено разным подходом к проведению границы между эоценом и олигоценом: по появлению видов или же по их расцвету. В Украинских и Румынских Карпатах эта граница проводится по кровле упомянутых слоев, в Польских – внутри этих слоев (на основании первого появления олигоценых видов в их верхней части), в Словацких – по кровле выделенной там зоны *Globigerina officinalis*, содержащей комплекс планктона верхней части слоев с *Globigerina corpulenta*.

По наннопланктону слоям с *Globigerina corpulenta* соответствует зона *Coccolithus subdistichus*. К числу характерных видов относятся *Cyclococcolithus formosus* Kampt., *Isthmolithus recurvus* Defl., *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohl. et Wade), *R. umbilica* (Levin), *R. dictyoda* (Defl. et Fert.), *Coccolithus subdistichus* (Roth et Hay), *C. eopelagicus* (Braml. et Ried.), *C. fenestratus* Defl. et

Fert., *Discoaster tani nodifer* Braml. et Ried., *Transversopontis obliquipons* (Defl.). Верхняя граница этой зоны практически совпадает с кровлей зоны *Globigerina conpulta*, однако единого мнения о ее возрасте между карпатскими палеонтологами нет. Так, в Словакии по наннопланктону из глобигериновых мергелей (поуздржанский флиш Южной Моравии) границу эоцена и олигоцена проводят в средней части зоны *Soccolithus subdistichus*. Так же поступают в Венгрии (между мергелями Буды и глинам Тарда). В Украинских и Румынских Карпатах она проводится по кровле указанной зоны. В Польше в глобигериновых мергелях прослежены зоны *Chiasmolithus oamaguensis* и *Discoaster barbadiensis* по наннопланктону и зона *Rhombodinium* по динофлагеллатам.

По диноцистам верхняя часть быстрицкой свиты, включая шешорский горизонт, соответствует зоне *Charlesdownia clathrata* subsp. *angulosa* (Eis.) Lentin et Vozzhen., где кроме зонального таксона встречены *Rhombodinium draco* Gocht, *Cordosphaeridium gracilis* (Eis.), *Hystriospheraeridium pulchrum* Defl., *Leptodinium dispertitum* Cooks. et Eis. и др. Зона *Charlesdownia clathrata* subsp. *angulosa* в Западной Европе соответствует приабонскому ярусу.

По данным споро-пыльцевого анализа в верхней части быстрицкой свиты, также включая шешорский горизонт, выделяются две палинозоны: зона *Alangiopollis eocaenicus* – *Tricolporopollenites raguhnensis* с типичными видами *Tricolporopollenites raguhnensis* W.Kr., *Alangiopollis eocaenicus* W.Kr., *Spinulaepollis* sp. и зона *Tricolporopollenites raguhnensis* – *T. euphorii* с видами *Tricolporopollenites raguhnensis* W.Kr., *T. euphorii* (R.Pot.) Th. et Pfl., *T. abdiscus* Pfl., *T. sapotaceoides* Pfl.

Выше слоев с *Globigerina conpulta* (эоцен) в основании олигоцена выделяются слои с *Globigerina vialovi* (подкремневый горизонт). Для комплекса фораминифер этих слоев характерно появление *Globigerina vialovi* (Mjatl.), *G. droogeri* (Mjatl) и присутствие перешедших из подстилающих отложений *G. officinalis* Subb., *Globorotalia gemma* Jenk., *Chiloguembelina cubensis* (Palm.). Секреционный бентос обновляется за счет немногочисленных *Eponides binominatus* Subb., *Cibicides borislavensis* Subb., *Uvigerinella majcopica* Kraeva, *Bolivina subdilata* Pischw.

Слоям с *Globigerina vialovi* соответствует зона *Helicopontosphaera reticulata*, но ее граница с подстилающей зоной *Soccolithus subdistichus* не всегда совпадает с кровлей глобигериновых мергелей. Иногда верхняя часть шешорского горизонта с обилием *Globigerina officinalis* относится к зоне *Helicopontosphaera reticulata*, которая имеет обедненный комплекс. Практически нижнеолигоценовый возраст этой зоны в Карпатах не вызывает сомнения, и лишь некоторые румынские геологи относят ее к верхам эоцена.

Очень резкая граница между эоценом и олигоценом по диноцистам. Она совпадает с кровлей шешорского горизонта. Сразу над ним (в подкремневом горизонте) установлен комплекс зоны *Wetzeliella symmetrica*, где совместно с индексом видом встречаются *Deflandrea phosphoritica* Eis., *D. speciosa* Alb., *Ascostomocystis ponate* Drugg and Loeb. и многочисленные *Tasmanites globulis* (Gocht). Аналогичный комплекс содержат нижнеолигоценовые отложения Крыма, Мангышлака, Северного Устья и Приаралья.

В кровле шешорского горизонта появляются палинокомплексы с пылью листопадных древесных растений при резком сокращении пыльцы субтропических *Palmae*, *Myrica*, *Nyssa*, *Sterculiaceae*. В слоях с *Globigerina vialovi* установлена палинозона *Tricolporopollenites vilensis* – *T. cingulum*, где обычные виды *Tricolporopollenites vilensis* Th. et Pfl., *T. libarensis* Pfl., *T. obacurus* Pfl., *T. cingulum* Pfl.

Граница эоцена и олигоцена в Карпатах четко намечается по изменению нуммулитов. В верхнем эоцене выделены две зоны [Голев, 1980]: нижняя – *Nummulites fabianii fabianii* – характеризуется, помимо вида-индекса, верхнеэоценовыми *N. pulchellus* Harpe, *N. variolarius* (Lam.), *N. semicostatus* (Kaufman), переходящими из среднего эоцена *N. millescaput* Boubée, *N. chavannesi* Harpe, *N. striatus* (Brug.), *N. incrassatus* Harpe. Часто встречаются *Operculina alpina* Douv. и *Grzybowskia multifida* Bieda. Верхняя зона – *Nummulites fabianii retiatum* – выделяется по наличию упомянутых верхнеэоценовых видов, отсутствию видов, переходящих из среднего эоцена, и преобладанию переходящих в олигоцен *N. incrassatus* Harpe, *N. budensis* Hantk., *N. bouillei* Harpe. Нижнеменилитовые породы нередко содержат переотложенные виды из разных ярусов эоцена. В бассейне р. Черемош и в истоках р. Тисса в подкремневом горизонте установлен типичный для олигоцена *N. vascus* Joly et Leym., встречающийся выше совместно с *N. intermedius* d'Arch.

Орбитоиды (дискоциклины) в Карпатах преимущественно приурочены к среднему эоцену, но некоторые их виды встречаются и в верхнем эоцене, в частности, в быстрицкой, попельской и довжинской свитах. Так, в средней части быстрицкой свиты в Пасечнянском разрезе установлены *Discocyclus angusta* van der Weiden, *D. discus* (Rüt.), *D. pratti* (Mich.), *D. varians* (Kaufm.), *Asterocyclus stellata* (d'Arch.). Они же обнаружены в разрезе по р. Чечва и в довжинской свите у с. Ясиня. На р. Черемош О.И. Антонишин обнаружил *Discocyclus parugasea* (Boubée), *D. nummulitica* (Gümb.). Аналогичные формы, а также *Asterocyclus taramellii* Schl., найдены в верхнеэоценовом флише Дуклянской зоны по р. Турья. К концу эоцена дискоциклины полностью вымирают.

Местонахождения моллюсков территориально разобщены, но их стратиграфическое положение

установлено достоверно. В верхнем эоцене они найдены только в попельской свите: *Lucina saxorum* Lam., *Crassatella* cf. *woodi* Koen., *Cardita laurae* Brong., *C.* cf. *hortensis* Vin. de Regny, *Limopsis striata* Ronault, *Variamusium fallax* var. *dregeri* Korob., *Ostrea plicata* Sol.

Олигоценовый комплекс моллюсков установлен в подкремневом горизонте в Покутских Карпатах (реки Пистынка и Рыбница). Отсюда описаны *Lucina gracillis* Nyst, *Thyasira korobkovi* Max., *Astarte bosqueti* Nyst, *Cardita laurae* Brong., *C. synessi* Koen., *Cyprina ustjurtensis* Ilyina, *Isocardia* ex gr. *postera* (Koen.), *Pectunculus williamsi* Sok., *P. obovatus* Lam., *Limopsis costulata* Goldf., *L. costulata* var. *crassicosta* Sok., *L. retifera* Semper, *Architektonica plicatula* (Lam.), *Polinices* cf. *hantoniensis* (Pilk.), *P. achatensis* (Pecl.), *Cymatium multigranum* (Koen.), *Athleta suturalis* (Nyst), *Drillia* cf. *bicungulata* Sandb., *Conus* cf. *ewaldi* Koen., *C. fritschi* Koen., *Ringicula aperta* Koen., *Dentalina haeringense* Dreger, *D. acutum* Heb. Особо следует подчеркнуть находки в ряде мест в подкремневом горизонте *Planorbella*. Комплекс очень близок к фауне хадума Кавказа и Крыма. В целом, разница между комплексами моллюсков эоцена и олигоцена довольно существенная.

Большинство находок ихтиофауны связано с менилитовыми образованиями (олигоцен) северного склона Карпат. Из подкремневого горизонта в окрестностях Борислава В.В. Меннер определил *Lepidopus* sp., *Clupeonella* sp., *Centricus* (*Achicus*) ex gr. *heinrichi* Heck., *Serranus* sp. Из той же части разреза по р. Рыбница у г. Косова А.В. Максимов встретил *Pomolebus facilis* Danil., *Eomycophum koraense* Danil., *Clupea* cf. *cardinites* Heck. Из кремневого горизонта окрестностей сел. Пасечная, Делятин, Кременцы, городов Борислав и Косов в коллекциях П.Г. Данильченко и А.К. Рождественского отмечаются *Clupea longimana* (Heck.), *Ammodites antipai* Pauca, *Serranus simionescui* Pauca, *Sconiber voitestii* Pauca, *Carpos radobojanus* (Kramb.), *Lipidopus glarisianus* (Blainv.), *Centrieus longispinus* Rozhd., *Vinciqueria obscura* Danil., *Palaeogadus athanasini* (Pauca), *P. crassus* (Agassiz), *P. trosheli* Rath. Из вышележащей части менилитового разреза Л.П. Горбач определила нижнеолигоценовые *Lepidopus glarisianus* Blainv., *Palaeogadus simionescui* Danil., *P. athanasini* Pauca, *Palaeorhynchus* sp., *Amplisyle longispina* Rozhd., *Vinciqueria obscura* Danil., *Clupea longimana* Heck.

Крайне неравномерно распределена в изученных разрезах спонгиофауна. В быстрицкой свите спикулы губок не встречены, а в попельской это обычно обломки цилиндрической формы. В нижнеолигоценовых породах на смену мелким, преимущественно одноосным спикулам кремневого губок приходят массивные одно- и четырехосные спикулы кремневых губок – представителей *Tetrahonida*. Наиболее характерными из них являются стили, субтилостили большие, крупные протриены, плагиотриены, ортотриены, протриены,

и плагиодихотриены. К концу раннего олигоцена наступает расцвет четырехлучевых губок.

Скудный материал имеется по радиоляриям. В верхнем эоцене они не известны, но обнаружены в кровле кремневого горизонта. Состав их бедный, скелеты обычно замещены пиритом, преобладают представители родов *Cenosphaera* и *Cenodiscus*.

Анализ распределения фауны и флоры в эоцен-олигоценовых разрезах Карпат (рис. 4) подтверждает мнение [Вялов и др., 1965], что граница между эоценом и олигоценом проходит по контакту быстрицкой и менилитовой свит и, соответственно, их аналогов в разных структурно-фациальных зонах. Она практически проводится между верхнеэоценовым шешорским горизонтом и нижнеолигоценовым подкремневым горизонтом.

Вулканизм

Различия между эоценом и олигоценом подчеркиваются следами вулканической деятельности, результатом которой являются вулканогенные образования среди отложений быстрицкой, вышковской, дусинской и, особенно, менилитовой свит.

В быстрицкой свите установлены прослои туфов и рассеянный вулканогенный материал андезито-базальтового состава. У г. Верховина на р. Черемош в кровле свиты скважиной вскрыт прослой сильно измененного туфа с реликтовой порфиroidной структурой. Сохранившаяся структура, наличие микроиндалин и парагенезис минералов сближают этот вулканит с описанными в литературе спилитами, формировавшимися в водной среде при эксплозиях основной магмы. Поскольку пирокластический материал не перемывался и не испытывал на стадии катагенеза существенной баротермической переработки, в спилитах сохранилась порфиroidная структура. Рассеянные и остроугольные обломки андезито-базальтовых туфов выявлены в той же свите опорными скважинами Спас-1 на р. Днестр и Луги-1 на р. Чечва. Эти данные указывают на существование в Восточных Карпатах верхнеэоценовой фазы основного вулканизма с подводными и надводными эффузивными излияниями. Местами на дне бассейна имели место гидротермальные проявления, обогатившие осадки окислами железа (гематит) и определившие пятнистость осадков, а также присутствие сульфидов и окислов марганца.

Более широко развиты вулканогенные образования в нижнеолигоценовых разрезах менилитовой и дусинской свит. Формирование этих толщ сопровождалось осаждением рассеянного пеплового материала, за счет которого в них образовались тонкие слои бентонитовых глин. Последовавшая вскоре смена эксплозивного вулканизма активной эксгальационно-гидротермальной деятельностью с поступлением в бассейн осадконакопления больших количеств кремнезема вызвала пышное развитие диатомовых водорослей. В результате их по-

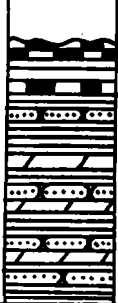
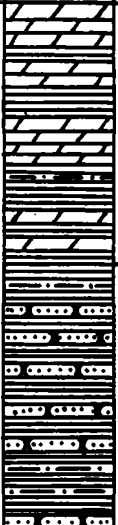
| Система | Отдел | Подотдел | Лито- логическая колонка | Палеонтологическая характеристика | | | | Палинозоны | | |
|----------|-----------|---|---|--|---|--|---|---|---|---|
| | | | | Фораминиферы | | | | | Наннопланктон | Диноцисты |
| | | | | планктонные | | бентосные | | | | |
| | | | | секреторные | | агглютиниро- ванные | | | | |
| Палеоген | Олигоцен | Нижний |  | Рогови- ковый | | | | | | |
| | | | | Подрогови- ковый | Слон с <i>Globigerina vialovi</i> , <i>Globigerina droogeri</i> , <i>G. officinalis</i> , <i>Chiloguembelina cubensis</i> | <i>Cibicides borislavensis</i> , <i>Uvigerinella majcopica</i> , <i>Bolivina subdilata</i> | | | Зона NP-22 <i>Helicopontosphaera reticulata</i> , <i>Reticulofenestra umbilica</i> , <i>R. dictyoda</i> , <i>Lanternithus minutus</i> , <i>Helicopontosphaera reticulata</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> | Зона <i>Wetzeliella symmetrica</i> , <i>W. symmetrica</i> , <i>Deflandrea phosphoritica</i> , <i>Ascostomocystis potana</i> , <i>Tasmanithes globulus</i> , <i>Deflandrea spinulosa</i> |
| | Шешорский | Зона <i>Globigerina corpulenta</i> , <i>Globigerina tinaperta</i> , <i>G. galavisi</i> , <i>G. tripartita</i> , <i>G. hagni</i> , <i>G. officinalis</i> , <i>G. praebulloides</i> | <i>Cibicides karpaticus</i> , <i>C. coniferus</i> , <i>Heterolepa pygmaea</i> , <i>Eponides paraumbonatus</i> | <i>Hyperammina lineari-formis</i> , <i>Reophax planus</i> , <i>Ammodiscus latus</i> , <i>Cyclammina amplectens</i> | Зона NP-21 <i>Coccolithus subdistichus</i> , <i>Cyclococcolithus formosus</i> , <i>Istmolithus recurvus</i> , <i>Reticulofenestra bisecta</i> , <i>R. umbilica</i> , <i>R. dictyoda</i> , <i>Coccolithus subdistichus</i> , <i>C. fenestratus</i> , <i>Discoaster taninodifer</i> | Зона <i>Kisselovia clathrata angulosa</i> , <i>Kisselovia clathrata</i> , <i>Cordosphaeridium gracile</i> , <i>Leptodinium disperticum</i> , <i>Rhombodinium rhomboideum</i> , <i>R. draco</i> , <i>Wetzeliella articulata</i> , <i>Gochtodinium spinula</i> | Зона <i>Tricolporopollenites raguhnensis</i> - <i>Tricolporopollenites euphorii</i> , <i>T. raguhnensis</i> , <i>T. euphorii</i> , <i>T. abdidus</i> , <i>T. lesquereuxinus</i> | | | |
| Эоцен | Верхний |  | | | | | | | | |
| | | | | | Слон с <i>Globigerapsis tropicalis</i> , <i>Globigerapsis rubri-formis</i> , <i>Globigerina inflatiformis</i> , <i>G. danwillensis</i> | <i>Cibicides karpaticus</i> , <i>C. praelopjanicus</i> , <i>C. tallahattensis</i> , <i>Asterigerina rogalae</i> , <i>Bolivina pseudoenariensis</i> , <i>Heterolepa pygmaea</i> | <i>Hyperammina lineari-formis</i> , <i>Reophax planus</i> , <i>Ammodiscus latus</i> , <i>Asanospira walteri</i> , <i>Cyclammina rotundidorsata</i> , <i>C. amplectens</i> | Зона NP-19/20 <i>Discoaster barbadiensis</i> , <i>Discoaster saipanensis</i> , <i>D. barbadiensis</i> , <i>D. deflandrei</i> , <i>D. binododus</i> , <i>Chiasmolithus grandis</i> , <i>Sphenolithus pseudoradians</i> | Зона <i>Rhombodinium perforatum</i> , <i>Rhombodinium perforatum</i> , <i>R. longimanum</i> , <i>Wetzeliella ovalis</i> , <i>Deflandrea oebisfeldensis</i> | Зона <i>Allangiopolis locanicus</i> - <i>Tricolporopollenites raguhnensis</i> , <i>T. raguhnensis</i> , <i>T. pseudomansfeldensis</i> , <i>Allangiopolis cocaenicus</i> , <i>Spinulaepollis sp.</i> |



Рис. 4. Фауна и флора пограничных эоцен - олигоценовых отложений Украинских Карпат
1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - мергели; 5 - кремни

| Система | Скибовая (Скольская) – Таркэу зона | | Дуклянская зона | | | | Окраина Мармарошского массива | | |
|--|--|--|--|---|---|---|-------------------------------|---|--|
| | Подотдел | | | | | | | | |
| | Польша | Украина | Румыния | Словакия | Польша | Украина | Украина | Румыния | |
| Палеоген | Олигоцен | | Олигоцен | | Олигоцен | | Олигоцен | | |
| | Нижний | | Нижний | | Нижний | | Нижний | | |
| | Кросненские слои Менилитовые Клиские песчаники Клиские сланцы | Кросненская свита Верейская свита Нижне-менилитовая подсвита | Клиские песчаники Песчаники Клива Песчаники Фусару | Черные мергели с прослоями кремней | Кросненские слои Яворника (Грибовские, подцерговские) | Церговские песчаники Маловы-женская свита Кросненская свита | Песчаники | Борша | |
| | Нижний кремневый горизонт | | | | | | | | |
| Подкремневые менилитовые сланцы, локально конгломераты Седлиск | | Черные аргиллиты, локально бориславские песчаники | Черные аргиллиты, песчаники Лукачешти и Арбелуца | Смильнянские слои Песчаники, мшанки | Черные мергели Подтрибовские Песчаники, Мшанки слои | Турецкие свиты Душинские свиты Черные аргиллиты | Лужская (Душинская) свита | Песчаники Черные мергели Слой Карелор | |
| Глобигериновые мергели | | Глобигериновые мергели | | | | | | | |
| Эоцен | Верхний | | Верхний | | Верхний | | Верхний | | |
| Иероглифовые слои Зеленые сланцы Попельские слои Попельская свита Быстрицкая свита Довжинская свита | Слон Бисерикани Слон Плогу и Поду Секу | | Папийские слои Подменилитовые слои | Верхние нероглифовые слои Зеленые сланцы | Сольская свита Вышковская свита | Великобанская свита | Мергели Васер | | |

Рис. 5. Сопоставление пограничных эоцен - олигоценных отложений Словацких, Польских, Украинских и Румынских Карпат

ступления в осадок образовались фтаниты с прослоями глинистых известняков и обогащенные РОВ глинистые осадки. Геохимическая среда в осадке, насыщенном кремнеземом с примесью СаСО₃ определялась высокими значениями рН, равными 8–9 [Габинет, 1985]. Накопление нижнеолигоценных отложений происходило при незначительном поступлении в бассейн вулканогенного материала, что отразилось на возникновении пород с тонкой пирокластикой кислого состава.

Схема корреляции

Приведенные выше сведения по литологии, геохимии, палеонтологии и вулканизму подчеркивают заметные различия между эоценовыми и олигоценными отложениями Карпат. Основой биостратиграфической характеристики и корреляции эоцен-олигоценных разрезов является смена биот на рассматриваемом рубеже. Особенно это касается фораминифер: агглютинированных – для эоцена, секреционных бентосных и планктонных –

для олигоцена. Эта смена отражена в региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат [Андреева-Григорович и др. 1985], составленной с учетом современных представлений о стратиграфии карпатского флиша. С учетом изложенных в ней данных проводится сопоставление литостратиграфических единиц верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украинских, Словацких, Польских и Румынских Карпат (рис. 5).

Палеогеографическая обстановка

Позднеэоценовое (быстрицкое) время в палеогеографическом плане характеризовалось отсутствием заметного влияния существовавших в среднем эоцене внутригеосинклинальных источников сноса терригенного материала. Море покрывало обширные пространства Волыно-Подолии, где формировались осадки мелководья. На большей части Украинских Карпат происходило накопление преимущественно тонкоритмичного зеленова-

то-серого и пестроцветного флиша. Лишь на крайнем северо-западе отлагались глинистые осадки с олистостромами (попельская свита), а в юго-восточной части современной Скибовой зоны – песчаная довшинская фация.

Эпиконтинентальный бассейн юго-западной окраины Русской (Восточно-Европейской) платформы обрамлялся с северо-востока всхолмленной равниной, возникшей еще в датском веке. Флишевое море с севера ограничивалось Свентокшиско-Добруджинской грядой, а с юга – гетерогенной сушей, охватывающей часть Закарпатского прогиба и Мармарошский кристаллический массив. В Раховской, Буркутской и Суховской зонах эоценовые отложения неизвестны, однако они, по всей видимости, отлагались здесь у подножия поднятий в условиях мелководья и были затем размывы. Сравнительно спокойная для флишевого бассейна седиментационная обстановка достигла пика в самом конце позднего эоцена. Ее хорошо подчеркивают венчающие разрез мергелистые породы шешорского горизонта.

Раннеолигоценное (менилитовое) время знаменуется перестройкой палеогеографической обстановки позднего эоцена. На смену карбонатным быстрицким отложениям пришли темноцветные, преимущественно глинистые образования с повышенным содержанием РОВ. В северной части бассейна формировались окремненные менилитовые аргиллиты, в южной – известковистые дусинские породы.

В пределах геосинклинали имела место активная вулканическая деятельность (выбросы пепла и поступление кремнезема из гидротерм). Здесь возникли благоприятные условия для расцвета диатомовых, усиленная продуктивность которых способствовала формированию горизонтов кремней в основании нижнеменилитовой и дусинской свит, а также массовому осаждению РОВ. Изменились очертания морского бассейна, в его пределах возникли частные желоба, а обширные до этого связи с океаном стали ограниченными. Условия восстановительной среды в совокупности с другими геохимическими процессами определили придонное сероводородное заражение.

Смена обстановок седиментогенеза и литофаций на рубеже эоцена и олигоцена наложила отпечаток на эволюционную смену биот. Становятся малочисленными агглютинированные фораминиферы, резко снижается численность и размеры планктонных видов, меняется и секреторный бентос. Беднее стал видовой состав нуммулитов, исчезают орбитоиды. Создавшаяся седиментационная обстановка приводила к массовой гибели ихтиофауны и моллюсков.

Источником осадочного материала для геосинклинали служили, с одной стороны, обширные пространства отдаленной суши с интенсивным химическим выветриванием, приуроченные к платформенной области и срединным массивам (Татро-Вепоридам), о чем свидетельствует зрелость

обломочного материала песчаников и однородность их состава, а с другой стороны – кордильеры, поставившие в бассейн основную массу экзотического материала.

Литологический состав и распределение литофаций обуславливались особенностями механизма флишевой седиментации, рельефом дна бассейна и характером гидродинамики. В результате перестройки рельефа дна в раннем олигоцене господствовавшие в эоцене западные и юго-западные палеотечения сменили свое направление на противоположное. Средняя скорость осадконакопления в олигоцене на порядок превысила эоценовую, причем максимальные ее значения – 40 см/1000 лет (кросненская свита) – являются предельными для всей территории Восточных Карпат.

Верхнеэоценовые отложения накапливались на разных глубинах, в редких случаях превышавших 1000 м, о чем свидетельствуют сообщества фауны, марганцевые и железомарганцевые конкреции. Седиментация менилитовых образований происходила на небольших глубинах (200–400 м).

Климатическая обстановка

В позднеэоценовое время при гумидном субтропическом климате с пышной растительностью осадочный бассейн был тепловодным и полносолевым, на что указывают ископаемые остатки животного и растительного мира. Многие роды моллюсков и рыб являются стеногалинными. Шестилучевые губки, встреченные в менилитовых отложениях, живут в морях, имеющих связь с океаном.

К концу эоцена температура воды в бассейне оставалась еще теплой, но имела тенденцию к понижению. В раннем олигоцене климат изменился в сторону умеренного и это заметно отразилось на составе биот.

Полезные ископаемые

Из полезных ископаемых региона первоочередной интерес представляют скопления нефтяных флюидов. Нефтеносность флиша известна по всему стратиграфическому разрезу, поэтому эоцен-олигоценый интервал исключений не представляет.

Особой нефтенасыщенностью характеризуется составной элемент подкремневого горизонта – бориславский песчаник, с которым связана основная добыча нефти в Бориславе. Нефтеносны верхнеэоценовые отложения в Долинском, Майданском и Битковском районах, однако большинство открытых к настоящему времени и эксплуатируемых залежей связано с менилитовой свитой. И в эоцене, и в олигоцене скопления нефти приурочены к резервуарам с гранулярными и трещинными коллекторами.

Широкое развитие в регионе имеют обогащенные органикой менилитовые “сланцы” (сланцеватые аргиллиты). Около 10–15% их состава принадлежит окислам алюминия, до 5% – окислам желе-

за, меньше содержание окислов титана, кальция, магния. Технологические исследования по комплексной переработке этого сырья доказали перспективы его использования для получения газа, керосина, смазочных масел, различных синтетических продуктов. Минеральная составляющая сланцевых аргиллитов – источник для получения асфальтобетона, строительных материалов (карпазит).

В верхнеэоценовых разрезах установлены слабые проявления меди и марганца. Олигоценовым толщам, обогащенным органикой, присуща повышенная радиоактивность. С ними же связаны локальные залежи диатомитов.

История геологического развития

Значительное сходство верхнеэоценовых литофаций (с шешорским горизонтом в кровле) на обширной территории свидетельствует о некоторой стабилизации тектонического режима, нивелировке источников сноса грубообломочного материала и выравнивании рельефа дна флишевого бассейна. Имеющиеся отклонения от типично “быстрицкого” развития литофаций связаны с влиянием мелководья соседнего эпиконтинентального бассейна (попельская свита) или же с локальными внутрибассейновыми поднятиями (довжинская свита у Куманской кордильеры).

С точки зрения определения событий этого времени представляют интерес упомянутые выше участки с крупными обвальными и подводно-оползневыми явлениями. С долей условности их можно считать предвестниками начала новой – олигоценовой – стадии жизни геосинклинали. Она обусловлена перестройкой палеогеографической обстановки флишенакпления в связи с усиливающимся сжатием со стороны Татро-Вепорид, где активизировались орогенические процессы. Это влияние нашло отражение в изменениях рельефа дна и гидродинамического режима и, по-видимо-

му, сказалось на обновлении ряда разломов глубокого заложения с поступлением по ним в морской бассейн продуктов вулканической деятельности. Эти изменения явились теми факторами, которые определили запечатленный в литофациях характер седиментогенеза на завершающей стадии истории развития геосинклинали.

В процессе дальнейшего сжатия (савская фаза тектогенеза) площадь южной суши увеличивалась, причем в общее поднятие вовлекались новые участки Карпат. Усиление поднятия сопровождалось оттеснением седиментационного бассейна к северо-востоку и образованием сбросо-сдвиговых сколов и блоковых смещений по древним и новым разломам. При дальнейшем одностороннем сжатии и формировании покровов разрывная тектоника сыграла ведущую роль в становлении покровно-сдвиговой структуры региона (вторая карпатская фаза тектогенеза). Новейшие движения ее дополнили и усложнили [Вялов и др., 1981].

Геологические события

Характеристика геологических событий на рубеже эоцена и олигоцена в Карпатах облегчается тем, что граница между этими отделами общей стратиграфической шкалы здесь весьма четкая.

Рубеж эоцена и олигоцена в регионе соответствует границе быстрицкой и менилитовой свит (и их аналогов), а точнее, совпадает с кровлей регионального шешорского горизонта. На данном рубеже произошли следующие геологические события: заметно изменились палеогеографические условия седиментации; стали иными литологическими комплексы; усилилась тектоническая активность, что нашло отражение в масштабности вертикальных движений; возросла роль биогенно-хемогенной седиментации; изменилась гидродинамика бассейна, в том числе направленность палеотечений; активизировалась вулканическая деятельность; произошло похолодание климата; существенно изменился состав биотических групп.

Регион II

Запад Русской (Восточно-Европейской) платформы (Литва, Беларусь и Калининградская область России)

Введение

Палеогеновые отложения Литовско-Белорусского бассейна приурочены к северо-восточной окраинной части Датско-Польского палеогенового морского бассейна. Они распространены в Калининградской области России, Литве и Беларуси. В тектоническом отношении этот район входит в состав Русской (Восточно-Европейской) платформы и охватывает с севера Балтийскую синеклизу, Брестскую впадину, Полесскую седловину, Мазурско-Белорусскую антеклизу, а на юге граничит с Лукувско-Ратновским горстом. По составу пород и особенностям органического мира в палеогеновом Литовско-Белорусском бассейне выделяются Самбийско-Южно-Литовская и Западно-Белорусская фациальные зоны (табл. 1).

Распространение палеогеновых трансгрессий в рассматриваемом районе происходило в условиях замедленных эпейрогенических движений земной коры. Превышение областей сноса над погруженными участками было небольшим. Тектонический режим и поднятия локальных структур обусловили формирование рельефа дна палеоморей. Максимальная глубина палеобассейнов, вероятно, не превышала 200–300 м. Основная масса обломочного материала поступала в них при морской абразии берегов в трансгрессивные циклы и приносилась реками – в регрессивные. Главную роль в распределении обломочного и растворенного материала играли морские течения. Палеогеновый бассейн являлся частью обширного эпиконтинентального моря и находился в гумидной зоне со слабыми колебаниями теплого климата. Соленость морских вод была нормальной, некоторое опреснение наблюдалось вблизи устьев рек и в регрессивные этапы развития. Температура воды не опускалась ниже 15°C, свидетельствуя о субтропическом климате. Похолодание, начавшееся в олигоцене, заметно усилилось в его второй половине. Ниже приводится описание отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена с использованием материалов А.А. Григялиса, А.Ф. Бурлак, В.К. Катинаса, Л.И. Матрунчика, А.П. Башарковича, М.П. Жаркова, Ю.В. Казанова и др. Палеонтологическое обоснование возраста осадков в пределах интервала эоцен–олигоцен получено при изучении фораминифер А.А. Григялисом и Е.Я. Краевой,

губок – М.М. Иваником, палинокомплексов – А.Ф. Бурлак, наннофлоры – С.А. Люльевой, динофлагеллат – А.Б. Стотландом. В этом интервале палеогеновые отложения представлены фациями открытого моря, мелководного шельфа, литорали и дельтовыми. Сложены они глауконитово-кварцевыми, иногда фосфатносными песками и алевролитами и относятся к алевроито-песчаной глауконитово-фосфоритовой формации, входящей в группу терригенных формаций.

Краткая история изучения

Данные по стратиграфии, литологии и палеогеографии палеогена описываемого региона получены благодаря исследованиям А.Ф. Бурлак, А.В. Веножинскене, А.А. Григялиса, В.К. Катинаса, С.С. Маныкина, А.В. и К.Б. Фурсенко, Л.И. Матрунчика, В.И. Балтакиса, Э.А. Левкова и др. До начала работ по проекту № 174 МПГК (1982 г.) в регионе использовались стратиграфические схемы палеогеновых отложений, утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР для Прибалтики в 1977 г., для Беларуси – в 1982 г. В результате работ по проекту № 174 в указанные схемы внесены изменения: уточнена и дополнена палеонтологическая характеристика, изменена корреляция свит, выяснено соотношение местных подразделений с зональными шкалами палеогена (см. табл. 1).

Литолого-стратиграфическая характеристика и опорные разрезы

Разрезы палеогеновых отложений в Литве, Беларуси и Калининградской области неполные, стратиграфические подразделения разделены перерывами. Относительно полные разрезы известны лишь на Самбийском (Калининградском) полуострове, где породы палеогена обнажаются в береговых обрывах Балтийского моря. Они обычно залегают на меловых образованиях и перекрываются неогеновыми и четвертичными осадками. На дочетвертичной поверхности выходы палеогена занимают значительные площади и хорошо выделяются на геологических картах. Наибольшая мощность палеогена в Прибалтике 62–93 м, в Беларуси – до 50 м.

Для характеристики переходного интервала от эоцена к олигоцену были выбраны несколько опорных разрезов: карьер Пальменикенский и скважина Янтарный 1А (Самбия) и скважина Русиновичи-5 (район г. Щучина, Беларусь). Эти разрезы стратиграфически наиболее полные, и все литологические типы пород в них хорошо изучены.

Карьер Пальменикенский и скважина Янтарный 1А (пос. Янтарный, Зеленоградский район, Калининградская область, Россия)

В скважине Янтарный 1А¹ на глубине 29,2–38,7 м на серовато-зеленых глинах алкской свиты среднего эоцена мощностью 3,7 м залегают (снизу вверх) следующие отложения (рис. 6).

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| <u>Верхний эоцен. Прусская свита</u> | |
| 1. Песок серовато-зеленый, тонко- или мелкозернистый, глауконитово-кварцевый, глинистый, с включениями отдельных зерен фосфоритов по всей толще ("дикая земля") | 0,6 |
| 2. Алеврит серовато- или голубовато-зеленый, глауконитово-кварцевый, песчанистый, с редкими мелкими гнездами буровато-серой и зеленой глины, с включениями янтаря ("голубая земля") | 5,0 |
| 3. Песок зеленовато-серый, разнозернистый, глауконитово-кварцевый ("пльвун") | 1,2 |
| 4. Алеврит зеленовато-серый, слюдистый, в нижней части с прослойками (до 1 см) серовато-зеленой глины ("белая стена") | 2,6 |
| <u>Нижний олигоцен. Пальвесская свита</u> | |
| 5. Песок зеленый, мелкозернистый, глинистый, верхний контакт неровный ("зеленая стена") | 0,1 |

Выше залегают коричневатые-серые ("шоколадные") пластичные глины с присыпками алеврита по напластованию. Мощность 2 м. Этот слой, видимо, верхнего олигоцена, перекрывается песками и алевритами миоценового возраста.

Идентичная последовательность напластования наблюдается и в карьерах Пальменикенского и Приморского месторождений янтаря, где находятся стратотипы прусской [Григалис и др., 1971] и пальвесской [Каплан и др., 1977] свит.

Скважина Русиновичи-5 (д. Русиновичи, Щукинский район, Гродненская область, Беларусь)

На глубине 151,8 м на песчаных алевритах с конкрециями фосфоритового песчаника в основании, мергелях и глинах киевской свиты среднего эоцена залегают (снизу вверх) (см. рис. 6) следующие осадки.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| <u>Верхний эоцен. Харьковская серия</u> | |
| 1. Песок серовато-светло-зеленый, мелко- и тонкозернистый, алевритистый, кварцево-глауко- | |

¹ Скважина Янтарный 1А была пробурена в 1982 г. в южной стенке старого карьера Пальменикенского месторождения янтаря специально для целей проекта № 174.

| | |
|---|-----|
| нитовый, известковистый | 9,4 |
| 2. Песок светло-серый с зеленоватым оттенком, разнозернистый, преимущественно мелко- и среднезернистый, с крупными зернами кварца и единичными зернами глауконита | 1,2 |
| <u>Нижний олигоцен. Харьковская серия</u> | |
| 3. Песок светло-серый с зеленоватым оттенком, разнозернистый, преимущественно мелкозернистый, с весьма большим количеством средних и крупных зерен хорошо окатанного кварца, с редкими зернами глауконита | 5,3 |
| 4. Песок серый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, кварцевый, с редкими зернами глауконита и блестящими слюды, с весьма редкими крупными, хорошо окатанными зернами кварца | 2,9 |

Выше лежат миоценовые пески – серые, темно-серые, мелко- и тонкозернистые, кварцевые, с примесью сильно разложившейся органики и большим содержанием угольной пыли.

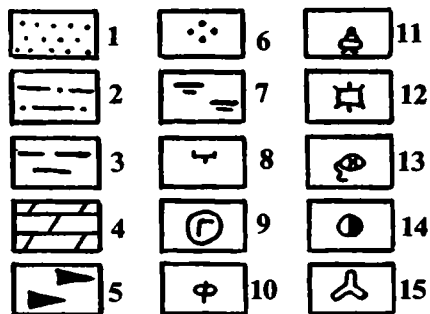
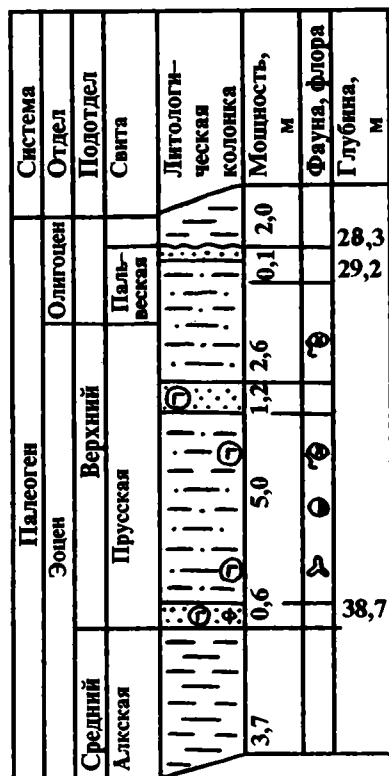
Отложения прусской свиты распространены в основном на западе Калининградской области и лишь в одном разрезе – на юге Литвы (скважина Рудамина-8). На Самбийском полуострове свита наиболее мощная (до 40 м). Типичное ее строение хорошо наблюдается в разрезе скважины Янтарный 1А. Отметим, что слой разнозернистых глауконитово-кварцевых песков ("пльвун") на севере Самбии переходит в сцементированный гидрокислами железа песчаник ("кранц"). К юго-западу мощность этого слоя убывает, и в районе г. Ладушкина прусская свита уже не имеет четкого ритмического переслаивания песков и алевритов, как в Самбии, а представлена мелко- и среднезернистыми глауконитово-кварцевыми глинистыми песками с редкими желваками фосфоритов в основании. Мощность свиты здесь 32 м.

На юге Литвы прусская свита в скважине Рудамина-8 (интервал 168,9–180,4 м) сложена серыми или зеленовато-серыми слюдистыми алевритами (9,4 м), и выше – светло-серыми с зеленоватым оттенком мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песками (2,1 м).

Прусская свита трансгрессивно залегает на алкской или более древних свитах палеогена. На западе Самбийского полуострова она перекрывается пальвесской свитой нижнего олигоцена, а в остальных районах – миоценовыми и четвертичными осадками.

Пальвесская свита обнажается в г. Светлогорске и в карьерах пос. Янтарного на западе Самбии. В карьере Приморского месторождения (стратотип свиты) наблюдается следующий ее разрез (снизу вверх) [Каплан и др. 1977].

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Базальный горизонт, состоящий из неплотно расположенных конкреций фосфоритов. Присутствуют окатанные серые фосфориты, пиритизированные обломки и гальки мергеля, куски древесины, желваки янтаря. Неровности в кровле подстилающих отложений "белой стены" заполнены гравийным песком | 0,1 |
| 2. Буровато-зеленые до ярко-зеленых глинистые глауконитово-кварцевые пески ("зеленая стена"). Вверх по разрезу глинистость и алевритистость песков увеличиваются, содержание кварцевого гравия, обломков древесины и янтаря уменьшается | 1,1 |



Пальвская свита на площади своего распространения трансгрессивно (с седиментационным перерывом) залегает на разных слоях прусской свиты. Мощность пальвской свиты 0,1–3,6 м. Она перекрывается миоценовыми осадками.

Отложения нижней части харьковской серии (верхний эоцен) на Полесской седловине, Подляско-Брестской впадине и на Белорусской антеклизе представлены серовато-зелеными, реже зеленовато-серыми, мелкозернистыми, часто в разной степени алевритистыми, иногда слабоглинистыми, глауконитово-кварцевыми слюдистыми известковистыми песками. На юге Полесской седловины и Подляско-Брестской впадины эти породы залегают на мёлу. Здесь в подошве разрезов отмечается скопление гальки и желваков темно-серого, очень крепкого фосфоритового песчаника.

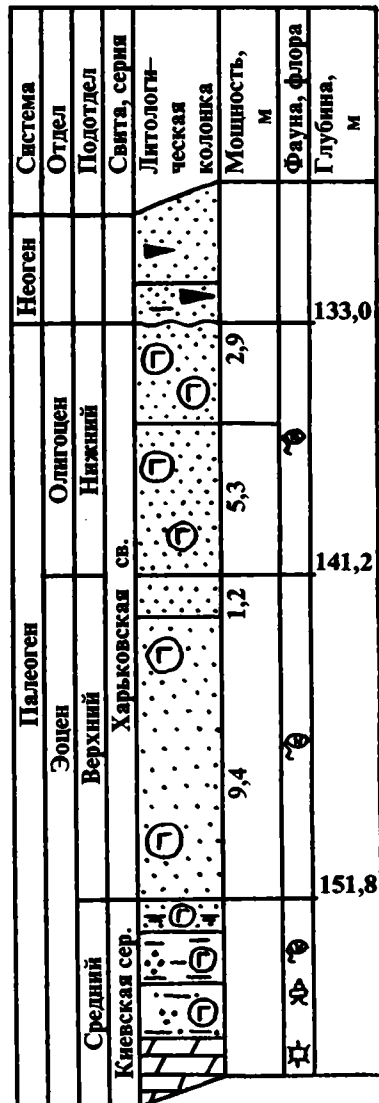


Рис. 6. Опорные разрезы верхнеэоценовых и нижнеолигоценных отложений Самбийско - Южно-Литовской (скв. Янтарный 1А) и Западно-Белорусской (скв. Русиновичи - 5) фациальных зон (по А.А. Григалис и А.Ф. Бурлак, 1986)

1 - пески; 2 - алевриты; 3 - аргиллиты; 4 - мергели; 5 - углистость; 6 - песчанность; 7 - глинистость; 8 - известковистость; 9 - глауконит; 10 - фосфорит; 11 - фораминиферы; 12 - наннопланктон; 13 - споры и пыльца; 14 - органический фитопланктон; 15 - губки

В строении типичных разрезов смена пород отражает трансгрессивный и регрессивный циклы седиментации: в нижней их части залегают мелкозернистые, с крупными темно-зелеными зернами глауконита пески; в средней части увеличивается содержание алевритистой фракции, цвет глауконитовых зерен более светлый, увеличивается слюдистость пород; в верхней части мелкозернистые пески с крупными темно-зелеными зернами глауконита переходят в светло-серые разнозернистые кварцевые пески с единичными зернами глауконита. По С.С. Манькину [1973], последние, очевидно, сформировались в конце позднего эоцена, в момент обмеления позднеэоценового моря, и соответствуют "наглинку" Днепровско-Донецкой впадины. По этому слою в кровле нижней части харьковской серии на западе Беларуси проводится граница

между верхним эоценом и нижним олигоценом, представленным близкими по литологии глауконитово-кварцевыми песками. Горизонт светло-серых разнозернистых кварцевых песков свидетельствует о том, что перерыва в осадконакоплении в конце позднего эоцена – начале раннего олигоцена на указанной территории не было. Мощности верхнеэоценовых отложений в Подляско-Брестской впадине 10–12 м, на Полесской седловине 5–7 м, на территории Белорусской антеклизы – от 0 до 30 м.

Отложения верхней части харьковской серии (нижний олигоцен) на юге Полесской седловины и в Подляско-Брестской впадине представлены однообразной толщей серовато-зеленых, изредка зеленовато-серых, мелкозернистых, хорошо отсортированных глауконитово-кварцевых, часто слюдистых песков с редкими крупными и средними хорошо окатанными зернами кварца. Мощность отложений верхней части харьковской серии значительно меняется по простиранию, составляя в среднем 6–15 м. На большей части Подляско-Брестской впадины харьковская серия перекрывается континентальными отложениями неогена, на всей остальной площади – четвертичными образованиями.

Все исследователи отмечают ритмичное строение палеогена Прибалтики. Породы алкской и прусской свит представляют собой нижний и верхний ритмы янтареносного осадочного комплекса [Катинас, 1971]. Прусская свита сложена таким ритмом: песок–алевроит–песок–алевроит. Пески разнозернистые, в основном крупнозернистые до мелкого гравия. Породообразующие кварц и глауконит составляют от 17 до 85%, слюда и фельдшпаты – до 6–9%. Базальный горизонт содержит желваки фосфоритов. В составе минералов тяжелой фракции преобладают эпидот, черные рудные, гранат; в фашии “кранга”, кроме них, отмечаются дистен, ставролит, турмалин. Среди аутигенных доминируют пирит и сидерит. Алевроиты или алевроитистые пески микрослоистой и пятнистой текстуры, алевроитовой и псаммоалевроитовой структуры, хорошей сортировки. Цемент глинистый, сидеритизированный, порового и базального типа. Отмечается примесь (до 10%) слюды, линзочки и прослойки глинистых частиц. Алевроиты обогащены фосфоритами и янтарем.

Пески пальвесской свиты разнозернистые, с примесью гравийных и глинистых частиц, и в нижней части с крупными (до 15 см) желваками фосфоритов. Сортировка материала очень плохая. Цемент глинистый, базального и порового типа. В составе породы преобладают кварц (до 39%) и глауконит (до 52%), отмечаются полевые шпаты, слюда, выделения чистого фосфата и его псевдоморфозы. Тяжелую фракцию составляет пирит (до 62%), черные рудные, эпидот, гранат.

Среди пород харьковской серии резко преобладают пески мелко- и разнозернистые (с доминированием мелкой песчаной, реже – тонкой или сред-

ней фракций). Изредка отмечаются среднезернистые пески. Алевроитовые разности и собственно алевроиты играют подчиненную роль и чаще приурочены к нижней части серии. В минералогическом составе этих пород доминируют кварц и глауконит, подчиненное место занимают слюда (мусковит), полевые шпаты, фосфаты, обломки изверженных и метаморфических пород. Минералы тяжелой фракции содержатся в незначительном количестве. Для них характерна ассоциация метаморфических пород. Главную роль во всех фашиях играют зерна непрозрачных минералов, среди которых преобладают магнетит, ильменит, лейкоксен; в небольшом количестве содержатся гранат, циркон, эпидот, цоизит, турмалин, рутил, силлиманит, дистен, в виде единичных зерен наблюдаются ставролит, сфен, брукит.

Распределение микроэлементов в отложениях харьковской серии зависит от соотношения породообразующих минералов (кварца, глауконита), причем основная их часть находится в тонкодисперсной фракции. Валовое содержание в породе кластогенных остаточных элементов (титана, циркония, бериллия и др.) обусловлено распространением ильменита, рутила, циркона, кварца, полевых шпатов и глинистых минералов. Содержание хрома, свинца, ванадия, никеля, меди, фосфора, марганца в основном контролируется количеством глауконита и глинистых минералов. С последними частично связаны концентрации титана, циркония и стронция.

Палеонтологическая характеристика

Палеонтологические данные о расчленении палеогена в процессе работ по проекту № 174 дополнены новыми результатами изучения динофлагеллат, фораминифер, спикул губок, наннопланктона, спор и пыльцы.

В отложениях алкской свиты среднего эоцена на западе Калининградской области был известен богатый комплекс бентосных фораминифер вместе с планктонным видом *Acarinina rotundimarginata* Subb. [Григалис и др., 1971]. Позднее этот же комплекс обнаружен в разрезах палеогена на юге Литвы (скважины Валентай, Швендубре, Снайгупеле) и в карьере Грандичи у г. Гродно. Кроме богатого бентоса, в отложениях найдены планктонные *Globigerina turkmenica* Chalilov, *G. azerbaijanica* Chalilov, *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. rugosoculeata* Subb. В карьере Грандичи встречен известковый наннопланктон с ключевыми таксонами *Discoaster martinii* Str., *D. binodosus hirundinus* Mart., *D. tani nodifer* Braml. et Ried., *Blackites gladius* (Locker), *Chiphragmalithus alatus* (Mart.), *Chiasmolithus solitus* (Braml. et Sull.).

Указанные данные позволяют отнести алкскую свиту юга Прибалтики и киевскую свиту запада Беларуси к фораминиферовым зонам *Acarinina rotundimarginata* (= зоне *Globorotalia lehneri*) и *Globigerina turkmenica* (= зоне *Truncorotaloides*

gohri) и наннопланктонным зонам *Chiphragmalithus alatus* и *Discoaster tani nodifer*. Таким образом, алкская и киевская свиты занимают тождественное стратиграфическое положение и относятся к верхней половине лютетского и к бартонскому ярусам, соответствуя бодракскому горизонту Крыма (см. табл. 1).

На основании изучения новых разрезов карбонатных пород и изломок планктонных фораминифер изменена корреляция палеогеновых отложений юга Литвы (выделяется не прусская, а алкская свита, за исключением верхов разреза скважины Рудамина). Впервые изучен наннопланктон киевских мергелей запада Беларуси.

Фауна прусской свиты представлена в разрезе Самбии (фацция "кранц") двустворками, морскими ежами, зубами акул и др. [Григалис и др., 1971]. Небogatый комплекс бентосных фораминифер вместе с планктонной *Globigerina corpulenta* Subb. известен в толще песчано-алевритовых отложений в скважине Рудамина на юге Литвы (интервал 168,9–180,4 м). Из отложений прусской свиты карьера Приморского месторождения в пос. Янтарный были изучены цисты динофлагеллат, остатки зеленых водорослей и акритархи. В комплексе представлены *Thalassiphora pelagica* (Eis.) Eis. et Gocht, *Charlesdowniea clathrata* (Eis.) Lentin et Vozzhen., *Deflandrea phosphoritica* Eis., *Microdinium singulare* Vozzhen., *Horologinella spinosa* Cooks., *H. incurvata* Cooks. et Eis. и др.

Наличие зонального вида *Globigerina corpulenta* указывает на возраст прусской свиты юга Литвы в интервале зон *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia sergoazulensis* верхнего эоцена. Присутствие же в комплексе фитопланктона прусской свиты Самбии вида *Charlesdowniea clathrata* (Eis.) Lentin et Vozzhen. также не противоречит ее отношению к зоне *Charlesdowniea clathrata angulosa* по динофлагеллатам, соответствующей приабонскому ярусу верхнего эоцена (см. табл. 1).

Пруская свита получила подробную палеоботаническую характеристику. Палинокомплекс свиты изучен из песчаных и глинистых алевритов ("голубая земля") и мелко- и среднезернистых кварцевых с примесью глауконита песков ("пывун") двух обнажений в карьере Приморского месторождения и скв. 1А (Пальменикенское месторождение) в пос. Янтарный Калининградской области. В общем составе микрофитофоссилий пыльца покрытосеменных преобладает (до 60%) над пыльцой голосеменных (до 37%) и спорами (до 3%).

Среди покрытосеменных доминирует пыльца трехборздного и трехборздно-порового строения (10–40%), относящаяся к семействам *Fagaceae*, *Anacardiaceae* и др.: *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Nyssa* sp., *Quercoidites microhenrici* (R.Pot.) R.Pot., Th. et Theig., *Cupuliferoidapollenites quisqualis* (R.Pot.) R.Pot., *C. fallax* R.Pot., *Tricolpopollenites retiformis* Th. et Pfl., *Rhoipites pseudocingulum* (R.Pot.) R.Pot., *Tricolporopollenites fusus* (R.Pot.) Th. et Pfl., *Cupuli-*

feroipollenites pusillus (R.Pot.) R.Pot., *C. oviformis* (R.Pot.) R.Pot., *Cyrrillaceapollenites megaexactus* (R.Pot.) R.Pot., *C. exactus* (R.Pot.) R.Pot., *Nyssapollenites analepticus* (R.Pot.) R.Pot. и др.

В несколько меньших количествах (до 10%) присутствует пыльца экваториально-трехпорового строения, относящаяся к семействам *Myricaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Tiliaceae* и др.: *Plicapollis pseudoexcelsus* (W.Kr.) W.Kr., *Triatriopollenites rurensis* Th. et Pfl., *Engelhardtioipollenites punctatus* (R.Pot.) R.Pot., *Plicatopollis plicatus* (R.Pot.) W.Kr., *Triporopollenites coryloides* Pfl., Th. et Pfl., *Alnipollenites verus* (R.Pot.) R.Pot., *Subtriporopollenites simplex* (R.Pot. et Ven.) subsp. *circulus* Pfl., Th. et Pfl., *S. firmus* Pfl., Th. et Pfl., *Intratriporopollenites instructus* (R.Pot. et Ven.) Th. et Pfl. и др.

Единично встречаются пыльцевые зерна, определенные по естественной системе: *Palmae*, *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Engelhardtia* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Liquidambar* sp., *Ilex* sp., *Ericaceae*.

Пыльцы голосеменных немного, доминирует пыльца *Pinus* sp.: *Pinus* s/g *Haploxylon* и *Pinus* s/g *Diploxylon* (до 30%), в меньшем количестве или единично отмечены *Podocarpus* sp. (до 9%), *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*.

Среди спор в небольшом количестве отмечены *Polypodiaceae* (до 1,5%), единично – *Lygodium* sp., *Osmunda* sp., *Lycopodium* sp., *Corrugatisporites solidus* (R.Pot.) subsp. *multivallatus* Pfl., Th. et Pfl., *Retitriletes robustoides* W.Kr. Вышеописанные комплексы пыльцы и спор характерны для верхнего эоцена Западной Европы, Европейской части и других районов СНГ.

По фауне пальвеской свиты Самбии новых данных нет. Свита относится к нижнему олигоцену [Каплан и др. 1977]. Микрофитофоссилии из отложений этой свиты изучались в одном разрезе карьера Приморского месторождения. Здесь в серовато-зеленых глауконитово-кварцевых песках найдены единичные зерна пыльцы плохой сохранности: пыльца голосеменных – *Podocarpus* sp., *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Taxodiaceae*, *Sciadopitys* sp., *Cupressaceae*; пыльца покрытосеменных – *Engelhardtioipollenites punctatus* (R. Pot.) R. Pot., *Subtriporopollenites firmus* Pfl., Th. et Pfl., обычные для позднеэоценовых–раннеолигоценых отложений.

Харьковская серия Беларуси на основе изучения микрофитофоссилий (пыльца, споры, динофлагеллаты и акритархи) подразделяется на нижнюю – верхнеэоценовую и верхнюю – нижнеолигоценую части.

Палинокомплекс нижней части харьковской серии (верхний эоцен) изучен из песчаных алевритов скв. 7 (район г. Волковыска) и из песков, залегающих на мергелях киевской свиты, скв. 5 (д. Русиничи). По таксономическому составу он близок киевскому (среднеэоценовому), но имеет и свои особенности. Доминирует, как и в киевском комплексе, пыльца покрытосеменных растений, глав-

ным образом трехбороздно-порового строения, близкая современным родам *Castanea* sp., *Rhus* sp., *Nyssa*., *Cyrilla* sp. (до 30%): *Cupuliferoipollenites pusillus* (R.Pot.) R.Pot., *C. oviformis* (R.Pot.) R.Pot., *Cyrollaceoipollenites exactus* (R.Pot.) R.Pot., *Nyssa-pollenites analepticus* (R.Pot.) Th. et Pfl., *Rhoipites pseudocingulum* (R.Pot.) R.Pot., *Tricolporopollenites fusus* (R.Pot.) Th. et Pfl.

Несколько увеличивается количество пыльцы трехбороздного строения, родственной *Quercus* sp. (до 10%) – *Quercoidites murohenrici* (R. Pot.) Th. et Thiery., *Cupuliferoideaepollenites quisqualis* (R.Pot.) R.Pot., *C. fallax* R.Pot. Значительную роль играет экваториально-трехпоровая пыльца, среди которой чаще встречаются такие виды, как *Betula-ceaepollenites bituitus* (R.Pot.) R.Pot., *Engelhardtioipollenites punctatus* (R.Pot.) R.Pot., *Trivestibulopollenites betuloides* Pfl. et Th. и др. Единична пыльца раннепалеогеновых покрытосеменных: *Plicapollis pseudoexcelsus* (W.Kr.) W.Kr., *Plicatopollis plicatus* (R.Pot.) W.Kr.

Голосеменные немногочисленны, в основном это *Pinus* sp., единичные *Podocarpus* sp., *Picea* sp., *Taxodiaceae*. Среди спор в небольшом количестве отмечены *Polypodiaceae* и очень редкие *Gleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Concavisporites* sp., *Stereisporites* sp.

Диноцисты, прازیнофиты и акритархи встречаются в большом количестве, среди них преобладают представители рода *Deflandrea*, главным образом *Deflandrea phosphoritica* Eis. – *D. phosphoritica* subsp. *phosphoritica* var. *phosphoritica* Eis., *D. phosphoritica* subsp. *phosphoritica* var. *attenuata* (Vozzhen) Lentin et Williams, *D. phosphoritica* subsp. *australis* Cooks. et Eis. В состав комплекса перидиниевых водорослей входят *Microdinium* sp., *Ceratiopsis speciosa* (Alb.) Lentin et Williams, *C. dissoluta* Vozzhen., *Wetzeliella symmetrica* Weiler, *W. ovalis* Eis., *W. articulata* (O.Wetzel) Eis., *Charlestownia clathrata* (Eis.) Lentin et Vozzhen., *Gonyaulax* cf. *tenuitabulata* Gerlach, *Cordosphaeridium* sp., *Talassiphora pelagica* (Eis.) Eis. et Gocht, *Spiniferites ramosus* (Ehrenb.) Loebel. et Loebel. Среди акритарх и прازیнофитов определены *Pterospermella* sp., *Tythodiscus* cf. *californiensis* Horem., *Tasmanites* sp.

Анализ состава спор, пыльцы и микрофитопланктона из нижней части харьковской серии Беларуси позволяет сопоставить их с аналогичными комплексами обуховской свиты Киевского Приднепровья, с палинокомплексом белоглинского горизонта (альминский региоюр, верхний эоцен) Бахчисарайского разреза Крыма и Кубанского разреза Северного Кавказа.

Палинокомплекс из глауконитово-кварцевых песков верхней части харьковской серии (нижний олигоцен), по данным С.С. Манькина [1973], близок к верхнеэоценовому. В составе преобладает пыльца покрытосеменных, среди которой доминирует пыльца трехбороздно-порового строения (10–

40%) – *Tricolporopollenites fusus* (R. Pot.) Th et Pfl., *Cupuliferoipollenites pussillus* (R.Pot.) R.Pot., *C. oviformis* (R.Pot.) R.Pot. (cf. *Castanea* sp.). В количестве 5–20% отмечена пыльца рода *Myrica* (*Myrica* cf. *gale* L., *Myrica* cf. *carolinensis* Mill., *Myrica* cf. *faya* Ait.). Несколько реже (до 3–7%) встречаются *Engelhardtia* sp., *Platycarya* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Quercoidites murohenrici* (R.Pot.) R.Pot., Th. et Thiery. (cf. *Quercus* sp.), *Tricolporopollenites pacatus* (Pfl.) Th. et Pfl. (*Ailanthus* sp.), *Rhoipites pseudocingulum* (R.Pot.) R. Pot. (cf. *Rhus* sp.), *Cyrollaceaeipollenites megaexactus* (R.Pot.) R.Pot., *C. exartus* (R.Pot.) R.Pot., *Araliaceoipollenites edmundi* (R.Pot.) R.Pot., *A. euphorii* (R.Pot.) R.Pot., *Carpifoliipites microreticulatus* (Th. et Pfl.) R. Pot. (cf. *Sambucus* sp.), *Hexapollenites iliacus* (R.Pot.) R.Pot., *I. margaritatus* (R.Pot.) R.Pot., *Tetracolporopollenites obscurus* Th. et Pfl. (cf. *Sapotaceae*), *Plicatopollis plicatus* (R.Pot.) W.Kr. (cf. *Myricaceae*), *Ericipites callidus* (R.Pot.) R.Pot. (cf. *Ericaceae*), *E. ericius* (R.Pot.) R.Pot. (cf. *Ericaceae*).

В еще меньшем количестве (до 1–3%) встречаются *Tripoporopollenites robustus* Pfl., Th. et Pfl. (cf. *Betulaceae*), *Polypoporopollenites carpinoideus* Pfl., Th. et Pfl. (cf. *Carpinus* sp.), *Quercoidites henrici* (R.Pot.) R.Pot., Th. et Thiery. (cf. *Quercus* sp.), *Tricolporopollenites parmularius* (R. Pot.) Th. et Pfl. Единичны или спорадически присутствуют *Liquidambar* sp., *Tilia* sp., *Fraxinus* sp., *Syringa* sp., *Chenopodiaceae*, *Sabalpollenites areolatus* (R.Pot.) R.Pot., *Plicapollis pseudoexcelsus* (W.Kr.) W.Kr. (cf. *Myricaceae*), *Engelhardtioipollenites punctatus* (R.Pot.) R.Pot. и др.

Среди пыльцы голосеменных преобладают представители рода *Pinus* (5–35 %), чаще всего *Pinus* cf. *strobilus* L., *Pinus* cf. *cembra* Spach., *Pinus* cf. *silvestris* L. Пыльца *Podocarpus* sp., *Cedrus* sp., *Abies* sp., *Sciadopitys* sp., *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp. встречается единично или спорадически.

Споры также очень редки и спорадичны, чаще всего это *Laevigatosporites* sp. (cf. *Polypodiaceae*) и *Streisporites* sp. (типа *Sphagnum* sp.).

С.С. Манькин [1973] отмечает, что вышеописанный комплекс преимущественно по составу пыльцы покрыто- и голосеменных растений имеет сходство с ассоциациями раннеолигоценового-позднеэоценового возраста В. Крутша и с боркнерскими комплексами П. Томсона и Г. Пфлюга Германии.

Палинокомплекс верхней части харьковской серии Беларуси по составу пыльцы голо- и покрытосеменных близок спорово-пыльцевым комплексам межгорской свиты Киевского Приднепровья, Северо-Восточной Украины, северо-западных окраин Донбасса, которые сопоставляются с одно-возрастными ассоциациями из рубановских и никопольских слоев Причерноморья, менилитовой свиты Карпат, отложений стампийского яруса и его аналогов в Северной Европе и датируются нижним (= нижним + средним) олигоценом.

Отличие палинокомплекса Беларуси состоит в преобладании в общем составе микрофитофоссилий пыльцы покрытосеменных, что указывает на его близость к верхнеэоценовому комплексу нижней части харьковской серии.

Таким образом, граница эоцена и олигоцена проходит между прусской и пальвеской свитами в Прибалтике и внутри харьковской серии в Беларуси.

Корреляционная схема для верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений региона приведена в табл. 1.

Изотопные датировки палеогеновых отложений

Геохронологические данные по региону относятся к Прибалтике [Каплан и др., 1977]. Получены следующие абсолютные датировки по глаукониту: средний эоцен (алкская свита) – $41 \pm 3,5$ млн лет, верхний эоцен (прусская свита) – $37,7 \pm 3$ млн лет, нижний олигоцен (пальвеская свита) – 34,6 млн лет. Эти цифры близки к датировкам из последних сводок по геохронологии палеогена.

Палеогеографическая обстановка

Проведенные исследования позволяют поновому оценить палеогеографическую обстановку осадконакопления в палеогеновое время на территории Беларуси, Литвы и Калининградской области России. Находки планктонных фораминифер в алкской и прусской свитах указывают на отсутствие стратиграфического перерыва между ними (т.е. перерыва больше, чем хрон). Вероятно, не было стратиграфического перерыва и между прусской и пальвеской свитами, между киевской свитой и харьковской серией. В то же время на границах свит и внутри рассматриваемых толщ отмечаются седиментационные перерывы (наличие базальных горизонтов, фосфоритообразование, увеличение зернистости псаммитов), что может рассматриваться как изменение интенсивности приноса материала, проявление морских течений и т.п.

В позднем эоцене в бассейне Прибалтики отлагались зеленовато-серые глауконитово-кварцевые глинистые пески и алевриты с конкрециями и галькой фосфоритов в основании разрезов. На западе Калининградской области отложения наиболее мелководные, песчано-алевритовые, причем алевритистость и глинистость их увеличивается к юго-западу. Мощность осадков не превышала 30–40 м. На западе в бассейн впадала р. Балтийская, в Самбии сформировавшая дельту, осадки которой обогащены вторично перетолженным янтарем. Восточнее простиралось мелководное море с глубинами до 300 м.

В юго-западной части Литвы песчано-алевритовые осадки (мощность 10–12 м) содержат уже нормально морскую фауну – фораминиферы. В позднеэоценовое время снос терригенного материала в бассейн происходил с севера и северо-

востока. С севера бассейн обрамлялся низменной равниной южного склона Балтийского щита. На территории Скандинавии суша была значительно более приподнятой и образовавшиеся здесь первичные залежи янтаря интенсивно размывались реками. На юго-западе был расположен Люблинско-Ковельский полуостров, представлявший западные отроги Украинского щита. Перенос янтаря позволяет реконструировать систему палеотечений в позднеэоценовом бассейне.

В раннем олигоцене размеры бассейна, вероятно, несколько сократились, но тип осадконакопления не изменился – отлагались глауконитово-кварцевые пески и алевриты. Мощности осадков (первичные) не превышали 15 м. В Самбии в раннем олигоцене р. Балтийская перестала существовать. В целом, в бассейне господствовали условия мелководного шельфа. Принос материала в бассейн происходил с севера и востока. Прилегающая суша была равнинного характера. На северо-востоке Люблинско-Ковельского полуострова существовала р. Ковельская, образовавшая подводную дельту. Система палеотечений, по-видимому, сохранилась с позднего эоцена.

В конце раннего олигоцена произошли резкие изменения в палеогеографической обстановке Прибалтики: морской бассейн окончательно прекратил свое существование, установился континентальный режим со слабо выраженными процессами денудации. Осадконакопление в позднем олигоцене на юге Прибалтики достоверно не установлено.

В позднеэоценовом бассейне на западе Беларуси накапливались мелкозернистые алевритистые глауконитово-кварцевые пески, в подошве которых постоянно встречается галька фосфоритов. Бассейн был неглубоким, а омываемая им суша незначительно приподнята. Основным источником сноса обломочного материала были острова Украинского кристаллического массива у южной границы Беларуси. Частично обломочный материал поступал с севера Беларуси, где размывались породы верхнего мела и девонские терригенные осадки. В конце эоцена море сильно обмелело, и в это время на юге Полесской седловине и в Подляско-Брестской впадине отлагались светло-серые разнотернистые кварцевые пески с примесью глауконита. Перерыва в осадконакоплении между отложениями нижней и верхней частей харьковской серии не было. В начале раннего олигоцена море на юге Беларуси расширилось, повсюду отлагались мелкозернистые глауконитово-кварцевые пески. В раннем олигоцене морской бассейн был значительно мелководнее позднеэоценового, но связь вод Днепровско-Донецкой впадины с водами морей Западной Европы через Полесскую седловину и Подляско-Брестскую впадину не нарушалась. Суша, окружавшая харьковское море, представляла собой низменную равнину, обломочный материал поступал в море в ограниченном количестве. В конце харьковского времени море начало постепенно отступать с территории юга Беларуси. В начале позднего олигоцена прибрежно-морские

условия сохранились на территории Подляско-Брестской впадины (в районе Кобрина, Антополя), где известна толща разнозернистых глауконитово-кварцевых песков с выветрелым глауконитом и углистым материалом, являющаяся, по-видимому, аналогом страдубской свиты юго-восточной части Беларуси. В конце позднего олигоцена море окончательно покинуло территорию Беларуси и установился континентальный режим.

Климатическая обстановка

В изученном регионе в позднеэоценовом–раннеолигоценовом интервале климат был теплым, умеренно-влажным, с сухими и влажными сезонами года.

В лесном покрове преобладали разнообразные хвойные и покрытосеменные растения, в том числе и широколиственные листопадные породы.

В олигоценовое время климат отличался более низкой среднегодовой температурой. Олигоценовая флора сначала имела состав, близкий к позднеэоценовой. В связи с похолоданием постепенно увеличилось количество теплоумеренных элементов, сохранилось участие вечнозеленых форм. Покрытосеменные были представлены главным образом умеренно теплолюбивыми формами (*Juglans*, *Betula*, *Corylus*). Состав субтропических растений на протяжении всего олигоцена не претерпел существенных изменений.

Полезные ископаемые

Пограничные слои эоцена и олигоцена перспективны на некоторые виды минерального сырья. Это, прежде всего, промышленно янтареносные отложения на Самбийском полуострове и прилегающей акватории Балтийского моря. Кроме янтаря, перспективными являются россыпи тяжелых минералов, глауконит, фосфориты.

Янтарь. Крупнейшие в мире промышленные залежи янтаря эксплуатируются в районе пос. Янтарный.

Поступление янтаря в позднеэоценовый бассейн из первичных залежей, образовавшихся в среднем–позднем эоцене на территории Фенноскандии, осуществлялось речной сетью, а его концентрация и образование месторождения – в устье р. Балтийской, в фации авандельты (Самбийский полуостров). Месторождение приурочено к авандельтовой, подводнодельтовой и лагунной фациям прусской свиты верхнего эоцена, представленным соответственно глауконитово-кварцевыми глинистыми песками, гравелитистыми косослоистыми кварцевыми песками и слюдястыми алевритами [Катинас, 1971]. К югу эти отложения замещаются прибрежно-морскими глауконитово-кварцевыми песками с фосфоритами.

На территории Беларуси и Украины возрастные аналоги этих отложений представлены глауконитово-кварцевыми песками, алевритами и глини-

стыми алевритами, в наиболее глубоководных участках с признаками карбонатизации. Янтарь приурочен к склонам палеоподнятий и отложениям внутренней части палеошельфа на границе с относительно застойными участками. Интерес представляют местонахождения янтаря на участке Дрогичин, на Слуцком участке в пределах западной части Полесской янтареносной области, широкой полосой окаймляющей с севера Луковско-Ратновское палеоподнятие и северо-западные склоны Украинского щита [Башаркевич и др., 1983].

Распространение янтаря в палеогеновом бассейне осуществлялось морскими течениями с запада на юго-восток вдоль южного побережья бассейна в несколько этапов. В непосредственной близости к главному источнику янтаря – дельтовому отложению Самбии – все его местонахождения связаны с верхнеэоценовыми отложениями (Польша, запад Беларуси). Далее на восток они приурочены ко все более высоким стратиграфическим горизонтам – от отложений нижнего олигоцена в Ровенской области Украины до миоцена в Харьковской области Украины. При этом отчетливо наблюдается более высокая окатанность и более сильная окисленность янтаря, указывающие на возрастание удаления от основных залежей.

Месторождения янтаря (разведанные и прогнозные) приурочены к верхнеэоценовым (Приморское месторождение Калининградской области), нижнеолигоценовым (Клесовское месторождение Ровенской области) и четвертичным (литориновый бассейн в Куршском заливе Литвы) отложениям. Местонахождения янтаря в Беларуси и на Украине промышленного значения не имеют, так как концентрация полезного компонента в них не превышает 50 г/м³. Распределение на площади таких проявлений позволяет выделить наиболее перспективные участки для поисков янтаря.

Россыпи тяжелых минералов. Формирование обогащенных титаном и цирконием пород харьковской серии происходило на площадях, примыкающих к Украинскому и Белорусскому кристаллическим массивам и Полесской седловине. Наиболее перспективны для поисков участки в юго-западной части Беларуси в пределах Брестской впадины и на северо-западных склонах Украинского кристаллического массива [Лукашев и др., 1974]. Поиски россыпей тяжелых минералов в Беларуси следует проводить в отмельно-волноприбойных отложениях трансгрессивных частей разреза верхнего эоцена и регрессивных – олигоцена на склонах конседиментационных поднятий (Луковско-Ратновский и Микашевичско-Житковичский горсты, Украинский щит).

Глауконит. Использование глауконита в качестве минерального сырья может быть экономически рентабельно только при комплексной разработке кварцево-глауконитовых палеогеновых песков. Доступные по условиям залегания породы, содержащие глауконит, приурочены к морским отложениям прусской свиты в Самбии и харьков-

ской серии на западе Беларуси. В сельском хозяйстве глауконит может быть использован как комплексное удобрение. Глауконитсодержащие пески, добываемые с целью извлечения янтаря в Приморском карьере у пос. Янтарного, в объеме только годовой добычи содержат около 3,75 млн т чистого глауконита [Радзевичюс, 1986]. Однако это сырье пока не используется.

Фосфориты. Наиболее обогащены фосфатом участки, где породы харьковской серии залегают непосредственно на породах верхнемелового возраста: на юге Полесской седловины, в Подляско-Брестской впадине, на южных склонах Белорусской антеклизы. В южных зонах Подляско-Брестской впадины и в Полесской седловине такие породы расположены ближе всего к поверхности. Более высокое содержание фосфатного материала здесь предопределено широким развитием прибрежных и мелководных фаций. Сравнительно неглубокое положение продуктивной части разре-

за вызвано значительными восходящими движениями этой территории на неотектоническом этапе. Добыча фосфоритов может оказаться рентабельной при комплексной разработке полезных ископаемых, приуроченных к палеогеновой или смежной с ней толщам.

Геологические и биотические события

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что на рубеже эоцена и олигоцена на территории Беларуси, Литвы и Калининградской области России заметных изменений в составе биоты не происходило, резких палеогеографических и тектонических перестроек не отмечалось, изменение климата в сторону похолодания происходило постепенно. Регионального перерыва в осадконакоплении в конце позднего эоцена и начале олигоцена на территории региона не было.

Регион III

Центр Русской платформы

(Воронежская антеклиз и прилегающие районы)

Введение

Морские эоценовые и олигоценовые отложения центральной части Русской (Восточно-Европейской) платформы сформировались в северной окраинной части эпиконтинентального моря, занимавшего в палеогене всю южную половину территории Европейской части СССР. Почти непрерывным чехлом, прорезанным только в долинах неоген-четвертичных рек, они покрывают юго-западный склон и частично свод Воронежской антеклизы, к югу смыкаясь с одновозрастными отложениями Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба.

История изучения

Поскольку номенклатура литостратиграфических подразделений палеогена Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкой впадины не отличается единообразием, а о их возрасте существовали различные мнения, необходимо изложить историю изучения эоцена и олигоцена данного региона с некоторыми подробностями.

Первая стратиграфическая схема палеогена юго-западного склона Воронежской антеклизы и примыкающей к нему Днепровско-Донецкой впадины была разработана Н.А. Соколовым [1893], который расчленил нижнетретичные отложения Украины на четыре "яруса": бучакский, киевский, харьковский и полтавский. В 20-х годах нашего столетия на территории Воронежской антеклизы повсеместно проводится 10-верстная съемка. Б.К. Лихарев при съемке 61-го листа карты подразделил харьковский ярус на три горизонта – нижний, сложенный зелеными опоковидными глинами; средний, образованный глауконитовыми песчаниками, и верхний, состоящий из глинистых песков.

Большое развитие в это время получили поисковые и разведочные работы, а также бурение на воду. Работу геологических учреждений Центральной Черноземной области возглавил А.А. Дубянский, по инициативе которого было разведано месторождение бурых углей у ст. Пасеково, найденное харьковским испытателем природы Ф.М. Женжуристом еще в 1895 г. Разведочные работы, сопровождавшиеся значительным объемом бурения (более 100 скважин), выполнялись В.Ф. Прей-

сом и И.Э. Вальц и были закончены в 1941 г. Эти ученые установили, что буроугольная толща заполняет узкую эрозионную долину глубиной до 30 м, прорезавшую харьковские отложения, которые сложены опоковидными глинами, и верхнюю часть киевских глин. По палинологическим данным С.Н. Наумова отнесла буроугольную толщу к верхнему олигоцену и рассматривала ее в качестве базальной пачки полтавского "яруса".

А.А. Дубянский [1949], вслед за Б.К. Лихаревым, подразделил харьковский "ярус" на три горизонта. В эталонном разрезе у ст. Кантемировка в бассейне р. Богучарка к нижнему горизонту он отнес бескарбонатную часть киевской свиты, к среднему – глауконитовые песчаники, представляющие собой базальный слой харьковской серии в современном понимании, а к верхнему – зеленовато-серые глины со спикулами губок (дерезовская свита современной схемы). Более молодую алевроитопесчаную часть харьковской серии (кантемировская свита), как и подстилающую ее буроугольную толщу с. Пасеково, А.А. Дубянский включил в состав полтавской серии.

В пасековских углях были обнаружены отпечатки листьев, изученные Я.М. Ковалем [1957], который отнес флороносные слои к верхнему олигоцену. Данные Я.М. Ковалева долгое время рассматривались как основополагающие при оценке возраста "полтавской" серии.

Большой фактический материал по палеогену Воронежской антеклизы дали съемки, проводившиеся Геологическим управлением Центральных районов (ГУЦР) в 50–60-х годах. Основой схемы, принятой в ГУЦР в 1957 г., послужили исследования М.Н. Ключникова [1953] смежной части Украины. Вслед за этим ученым в составе харьковской свиты ("яруса") стали выделять нижний опоково-глинистый и верхний песчаный горизонты, сопоставлявшиеся соответственно с нижним и средним олигоценом. Поэтому почти на всей территории Воронежской антеклизы эти отложения (харьковская серия в современном понимании) были закартированы совместно как единое геологическое тело.

При съемках западной части Центральной зоны в 50-х годах А.А. Алексеев, И.И. Щипилов и другие авторы установили, что верхний горизонт харьковского "яруса", а в сводовой части и весь

“ярус”, полностью срезается трансгрессивно залегающими полтавскими отложениями, переходящими с харьковских на киевские, бучакские и даже меловые породы.

В 60-х годах изучением палеогена Воронежской антеклизы занимался В.П. Семенов. В монографии 1965 г. он предложил схему, аналогичную таковой М.Н. Ключникова, однако для большинства стратонів Воронежской антеклизы В.П. Семенов дал новые названия по местным стратотипам. Аналоги нижнего горизонта харьковской свиты М.Н. Ключникова получили в схеме В.П. Семенова название “касьяновская свита” по с. Касьяновка в бассейне р. Богучарка, а аналоги верхнего горизонта харьковской свиты – название “кантемировская свита” по разрезу у г. Кантемировка. Касьяновская свита по В.П. Семенову состоит из двух подсвит, нижняя из которых включает опоковидные глины с глауконитовым песчаником в основании, а верхняя – пасековскую толщу бурых углей, по простиранию замещающуюся алевритами, которые тесно связаны с глинами нижней подсвиты в разрезе с. Касьяновка.

Касьяновскую свиту В.П. Семенов датировал верхним эоценом на основании изучения пеллеципод (определение автора) и диатомей (А.П. Жузе), а также пыльцы пасековских углей, комплекс которой, по данным Л.В. Пановой, близок комплексам киевской и чеганской свит Украины и Приаралья. Кантемировская свита по остаткам пеллеципод и пыльцевому комплексу из с. Козинцово (окрестности г. Россошь) отнесена В.П. Семеновым к олигоцену. В.П. Семенов объединил касьяновскую свиту с тишкинской и сергеевской свитами в северодонецкую серию, а кантемировскую свиту включил в полтавскую серию в качестве нижнего члена.

Схема В.П. Семенова, хотя и широко известная, при геологическом картировании не была использована из-за не всегда оправданного переименования свит и существенных ошибок в стратификации многих стратотипических и опорных разрезов.

В 70-х годах украинские геологи установили, что нижний горизонт харьковского “яруса”, выделенный М.Н. Ключниковым, имеет не олигоценный, а позднеэоценовый возраст. Он был выведен из состава харьковских отложений и включен в киевскую свиту в качестве ее верхней подсвиты. Верхний же горизонт этого “яруса”, относящийся к олигоцену, в схемах Украинского Регионального МСК 1963-1964 гг. составил весь объем харьковских отложений.

По такому же принципу построена и схема расчленения палеогена, принятая ГУЦР в 1976 г. Опоково-глинистый горизонт М.Н. Ключникова рассматривается в ней как верхняя подсвита киевской свиты, а в состав харьковской свиты включен только горизонт глауконитовых песков. Определение радиолярий (Р.Х. Липман и С.В. Точилина) и диатомей (З.И. Глезер и С.Г. Королева) из окрестностей городов Павловска, Калача, Суджи и дру-

гих подтвердили верхнеэоценовый возраст опоково-глинистого горизонта.

С.А. Калуцкая в 1974 и 1977 гг. занималась поисками бентонитового сырья в эоценовых толщах Воронежской, Белгородской и Курской областей. В 1974 г. она предложила новую стратиграфическую схему верхнего эоцена – олигоцена Воронежской антеклизы. В отличие от В.П. Семенова, исходя из условий залегания пасековской угленосной толщи, С.А. Калуцкая, вслед за В.Ф. Прейсом, отделила ее от опоково-глинистого горизонта и обособила в качестве пасековских и лебедевских слоев нижнего олигоцена (к первым отнесены бурые угли, заполняющие переуглубленную часть пасековской долины, ко второй – светлые алевриты, с размывом залегающие на углях). Глауконитовые пески в разрезе Пасеково, располагающиеся между лебедевскими слоями и горизонтом глин (змиевская подсвита современной схемы) и отвечающие кантемировской свите В.П. Семенова, С.А. Калуцкая выделила под названием “митрофановских слоев” олигоцена. Весь комплекс отложений, от опоково-глинистого горизонта до змиевских глин включительно, она рассматривала как “харьковскую свиту” верхнего эоцена – среднего олигоцена.

С.В. Викулин [1987] монографически обработал флору пасековских углей и также сделал вывод о нижнеолигоценном возрасте этого комплекса.

В монографии “Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная)” [1987] харьковскому “ярусу” возвращен объем, установленный Н.А. Соколовым, а две его разновозрастные части выделены в самостоятельные стратонів в ранге свит: верхнеэоценовой обуховской и нижнеолигоценовой межигорской.

Таким образом, к настоящему времени накоплен очень большой материал по стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Воронежской антеклизы. К сожалению, отсутствие данных по зональному распределению кремневого (радиолярии, диатомей) и органикостенного (диноцисты) планктона, слабое использование магнитостратиграфических исследований, недостаточно четкое понимание объемов отделов и подразделов палеогена в новой шкале палеогена препятствуют точному установлению положения границы эоцена и олигоцена, равно как и определению отложений, относящихся к верхнему эоцену и нижнему олигоцену.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена, как и всего палеогена Воронежской антеклизы, приурочены к трем структурно-фациальным зонам – Восточной, Центральной и Западной.

Восточная зона охватывает часть юго-восточного крыла антеклизы от восточной границы региона до Валуйско-Семилукского глубинного разлома и отличается сравнительно широким

развитием отложений всех отделов палеогеновой системы, а также довольно полным и выдержанным строением разрезом.

Центральная зона включает фрагмент юго-западного крыла Воронежской антеклизы, располагающийся между Валуйско-Семилукским и Льговско-Рыльским глубинными разломами и характеризуется почти полным отсутствием палеоцена. Нижний и средний эоцен развит только в пределах крутой части склона антеклизы, южнее линии г. Белополье – пос. Борисовка – г. Купянск. Верхний эоцен и олигоцен отмечены большим разнообразием фаций и мощностей осадков.

В Западной зоне, отвечающей юго-западной периклинали Воронежской антеклизы, развиты в основном нижний эоцен и нижняя половина среднего эоцена. Только в наиболее погруженной ее части (Сновский прогиб) появляются отложения палеоцена, верхней части среднего эоцена и верхнего эоцена. Нижний олигоцен на территории зоны пока не выявлен.

Верхний эоцен и нижний олигоцен Воронежской антеклизы образованы исключительно терригенно-кремнистыми и терригенными отложениями.

Верхний эоцен Восточной зоны представлен кремнисто-глинистыми отложениями – чередованием зеленовато-серых трепеловидных алевритистых глин с примесью глауконита и остатками кремневых организмов (радиолярии, диатомовые, спикулы губок), трепелов, алевритистых глинистых сидеритизированных диатомитов, а также глауконитово-кварцевых алевролитов. Состав отложений варьирует по простиранию, наиболее глинистые фации распространены в Осерединском и Вейделевском прогибах. В ядре Татаринского структурного носа кремнисто-глинистые отложения замещаются глауконитовыми алевритистыми песками.

В основании толщи глин и трепелов залегает маломощный прослой алевритистой или алевропесчаной трепеловидной глины с большой примесью крупного темного глауконита и подчиненным количеством обломочного материала – трещиноватых зерен кварца и полевых шпатов (г. Кантемировка, пос. Балтиновский и др.). Мощность кремнисто-глинистых отложений составляет 5–6, реже до 12 м.

В юго-восточной части Центральной зоны в Манцевском, Нежегольском и Северо-Донецком прогибах также преобладают кремнисто-глинистые отложения – зеленовато-серые, иногда темно-серые алевритистые или трепеловидные глины с остатками радиолярий, динофлагеллат и губок, с линзами диатомитов. В их основании – маломощный прослой песка или алевропесчаной глины (скв. 6503 у пос. Чернянка, скв. 7 у пос. Никаноровка). В ядре Валуйского структурного носа глины замещаются зеленовато-серыми песками с прослоями алеврита. В ядрах Корочинского и Конаваловского структурных носов верхний эоцен срезан полтавской серией.

Западнее, на территории Удайского, Ворсклинского, Боромлинского, Глыбнинского прогибов и прилегающей к ним части склона Воронежской антеклизы, развиты зеленовато-серые слюдистые глауконитово-кварцевые, часто песчаные алевриты, алевролиты или алевропесчаники с глинистым цементом. Они содержат радиолярии, динофлагеллаты, спикулы губок. В низах разреза обычно залегают зеленоватые алевритистые глины с линзами спонголитов; в базальной части слоя встречаются крупные зерна глауконита и гравий кварца (села Черкасское, Стрелецкое, Вислое, Могрица, скв. 804 у с. Угроеды, скв. 4 у с. Журавлевка).

В северном сегменте Центральной зоны, отвечающей сводовой части и верхней части пологого склона антеклизы и располагавшейся у береговой линии бассейна, рассматриваемые отложения представлены светлыми глауконитово-кварцевыми песками с прослоями алевритов и алевритистых глин. В Кшенском прогибе они замещаются серыми алевритистыми трепеловидными глинами с прослоями черных жирных глин, пропластками сингенетической глинистой брекчии и глауконитово-кварцевого алеврита с растительным детритом, панцирями динофлагеллат, спикулами губок и пылью. Глины переслаиваются с охристыми глауконитово-кварцевым песком; в основании они содержат пласт глауконитово-кварцевого алевропесчаника или алевролита с опалово-глинистым цементом. Количество обломочного материала (главным образом, кварц, полевые шпаты, мусковит) достигает 55%, глауконита 10–20% (с. Мантурово, скв. 6).

В северной части Кшенского прогиба, находившейся непосредственно в береговой зоне, трепеловидные глины перекрываются 3-метровой регрессивной пачкой разнозернистых песков, целиком перекопанных норами илоедов (с. Тим). Мощность верхнего эоцена Центральной зоны составляет 10–31 м, увеличиваясь по падению склона Воронежской антеклизы.

В Западной зоне верхний эоцен представлен серыми тонкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками с прослоями глинистых алевритов мощностью до 4 м (с. Чуровичи, скв. 314).

Нижний олигоцен Восточной зоны в наиболее полных разрезах, приуроченных к Пасековской погребенной долине (села Пасеково, Калиновка), начинается бурыми углями, плотными или землистыми, с тонкими прослоями песка и включениями мало измененной древесины. К основанию и к бортам эрозионной долины угли часто замещаются мелкозернистыми песками и косослоистыми алевритами с прослоями из окатышей киевских глин, на нижнем контакте с тонким пропластком гравийного песчаника. Верхнюю часть толщи образует белый спонголитовый алеврит с миллиметровыми прослойками угля, с пологоволнистой слоистостью. Мощность толщи углей и алевритов достигает 15–20 м. Выше залегает пачка светлых алевритов с торфяными прослоями и с галькой

угля в основании. Она отличается горизонтальной или тончайшей серповидной, а в нижней части – косою слоистостью (ст. Пасеково, г. Кантемировка, с. Дерезовка). Мощность пачки до 5 м.

Выше располагается толща зеленоватых, мелких и алевритистых глауконитовых песков, распространенная как в Восточной, так и в Центральной зоне. В основании они содержат прослой с крупными зернами глауконита, гравием кварца, кремня, кварцитов. У ст. Пасеково и с. Голое этот прослой сцементирован и представляет собой глауконитово-кварцевый песчаник на опалово-глинистом цементе; мощность 0,2–2 м. Пески в нижней части характеризуются крупной косоволнистой серповидной слоистостью; в средней части – параллельной волнистой (подчеркнутой прослойками глин) или горизонтальной слоистостью; в верхней части обычна горизонтальная или тонкая серповидная слоистость. Наблюдаются редкие ходы илоедов (Пасеково, Кантемировка, Дерезовка). В ядрах Валуйского, Коноваловского, Новооскольского, Корочинского, Казачье-Лопанского, Краснопольского структурных носов нижний олигоцен уничтожен предполтавским размывом. Вдоль береговой линии эти отложения сменяются желто-зелеными разнозернистыми глауконитовыми песками, ишпечренными ходами илоедов; мощность 2–10 м (села Черкасское, Угрим, Могрица).

Опорные разрезы

Отложения этого возраста хорошо обнажены в целом ряде разрезов на поверхности, а также вскрыты серией скважин. Ниже приводится описание некоторых из них, послуживших типовыми для местной схемы стратиграфического расчленения палеогена.

Единственным разрезом, где палеонтологически охарактеризованы как верхний эоцен, так и нижний олигоцен, является разрез у ст. Пасеково на водоразделе рек Богучарка и Черная Калитва. Здесь в заброшенном карьере и в скважинах, пробуренных в его днище, прослежена толща отложенных верхнего эоцена и олигоцена, подстилаемая глинами киевской свиты (средний эоцен) и перекрываемая новопетровскими песками (неоген) и четвертичными осадками (Восточная структурно-фациальная зона).

Наиболее древние слои разреза вскрыты скв. 3 и 7, заложенными у затопленной шахты на площадке складирования угля из Пасековского карьера. Последовательность отложений здесь такова (снизу вверх).

| | |
|---|-------------|
| | Мощность, м |
| <u>Средний эоцен. Киевская свита</u> | |
| 1. Глина зеленая, жирная | 1,0 |
| <u>Размыв и перерыв</u> | |
| <u>Нижний олигоцен. Нижнепасковская подсвита</u> | |
| 2. Уголь бурый, с прослоями черной глины, в основании – с тонкими пропластками гравийного материала на глинисто-углистом цементе. Палинокомплекс этого слоя указывает на его нижнеолигоценный возраст | 4,0 |

3. Алеврит черный, углистый, с кусками обугленной древесины. В основании – алеврит серо-зеленый, глинистый, сильноплодистый, с примесью кварцевых зерен. Спикулы губок, палинокомплекс нижнего олигоцена

4. Уголь землистый, с песком, иногда с линзами кварцевого гравия и брекчиевидными включениями глины киевской свиты. На плоскостях наслоения – растительный детрит. Встречаются обломки древесины, шишки и побеги хвойных, спикулы губок. Пыльца олигоцена

Выше разрез надстраивается обнажением.

5. Алеврит пудристый, белый, со спикулами губок. Тонкие прослой углей. Встречаются ходы илоедов. Пыльца олигоценного возраста

Нижний олигоцен. Верхнепасковская подсвита
6. Алеврит коричневый, глинистый, слабоуглистый, переслаивается с алевритом светло-серым, сыпучим, со спикулами губок и зернами глауконита. В кровле слоя – ходы илоедов. Нижний контакт со следами размыва

7. Алеврит светло-зеленый, с обильными зернами глауконита и мелкой слюдой, с прослоями коричневой глины. В нижней части слоя – чередование углистых, коричневых, глинистых алевритов и песчаных глин. Многочисленные остатки растений. Наблюдаются редкие линзы мелко- и среднезернистого песка. Нижняя граница слоя неровная, размытая, с внедрением норк илоедов на 2–3 см в подстилающие породы

Нижний олигоцен. Кантемировская свита
8. Песок серо-зеленый, с чередованием глинистых слоев, сильно глауконитовый, мелкоплодистый, ярозитовый, с редкими ходами червей. Близ подошвы – погрубение материала, масса крупного почковидного глауконита, зерна кварца. Иногда базальный горизонт бывает превращен в глауконитово-кварцевый песчаник на опаловом цементе. На подстилающих породах лежит со слабым размывом

9. Глина охристо-желтая, алевритистая, с зернами глауконита и слюдой, с включениями ярозита

10. Песок серо-зеленый, мелкий, глинистый, с ярко-зеленым глауконитом и слюдой, с ходами илоедов, в средней части – с включениями ярозита

11. Песок светло-зеленый, мелкий, с ярко-зеленым глауконитом, слюдой и включениями ярозита, с тонкими прослоями серых и зеленых глин. В основании – примесь зерен кварца и глауконита. Нижняя поверхность размытая, волнистая

Верхний олигоцен. Змиевская свита
12. Глины темно-серые и зеленоватые, тонкослоистые, в основании – с линзами разнозернистого песка и гравием кварца. Нижняя граница волнистая с карманами и западинами

Выше лежат верхнеолигоценные и нижнемиоценовые пески (9 м), вскрываемые под четвертичными отложениями.

В тальвеге погребенной долины мощность нижнего олигоцена 26 м, в бортовых частях сокращается до 9 м.

Вне пределов погребенной долины в скв. 17-р, 1 и 5, пробуренных у здания водоканчки и у озера, ближнего к железной дороге, а также в обнажении у плотины в средней части Пасековской балки под песчаниками кантемировской свиты залегают отложения киевской и дерезовской свит (снизу вверх).

| | |
|---|-------------|
| | Мощность, м |
| <u>Средний эоцен. Киевская свита</u> | |
| 1. Глина зеленовато-серая, часто опоквидная, кнзну слабокарбонатная | более 1,0 |
| <u>Верхний эоцен. Дерезовская свита</u> | |
| 2. Песчаник темно-зеленый, глауконитово-кварцевый, на глинисто-кремнистом цементе | 0,5 |

| | |
|---|------|
| 3. Глина зеленоватая, трепеловидная, алевритистая, с зернами зеленого глауконита по слоистости, со спикулами губок | 1,5 |
| 4. Алеврит зеленовато-серый, глинистый, трепеловидный, толстоплитчатый | 3,0 |
| 5. Песчаник глауконитовый, тонкозернистый, слабо сцементированный. Пронизан ходами червей, заполненными зернами глауконита, придающего породе пятнистый вид | 0,2 |
| 6. Глина желтовато-зеленая, трепеловидная, с рассеянными глауконитом и остатками диатомовых, обычных для низов обуховской свиты Днепровско-Донецкой впадины – комплекс <i>Coscinodiscus obscurus var. concavus</i> и диноцисты зоны <i>Wetzeliella clathrata</i> (скв. 2) | 12,4 |

Наиболее полный разрез пограничных слоев эоцена и олигоцена находится у г. Кантемировка, на его северо-западной окраине, над нефтебазой, в овраге, рассекающем склон двух крупных карьеров по добыче полтавских песков (снизу вверх).

Мощность, м

Средний эоцен. Киевская свита

| | |
|---|-----------|
| 1. Глина зеленоватая, опоконидная, с радиоляриями зоны <i>Ethmosphaera polysiphonia</i> | более 1,0 |
|---|-----------|

Верхний эоцен. Дерезовская свита

| | |
|--|-----|
| 2. Алевролит темно-зеленый, глауконитовый, с опоконидно-глинистым цементом. Содержатся радиолярии зоны <i>Theocyrtis andriaschevi</i> . Нижний контакт неровный, резкий, с норками илюсидов | 0,5 |
| 3. Алеврит глинистый, трепеловидный, зеленовато-серый, с глауконитом и слодой. Ниже переходит в глину серо-зеленую, трепеловидную, со спикулами губок верхнего эоцена и радиоляриями зоны <i>Theocyrtis andriaschevi</i> | 5,0 |

| | |
|---|-----|
| 4. Алеврит глауконитовый, на глинистом цементе, пятнистый, с ходами илюсидов, заполненных глауконитом. Осадки содержат радиолярии зоны <i>Theocyrtis andriaschevi</i> . Нижняя граница неровная, карманообразная, с ходами червей | 1,5 |
|---|-----|

| | |
|--|-----|
| 5. Глина желтовато-зеленая, алевритистая, трепеловидная, с глауконитом и слодой, со спикулами губок верхнего эоцена. Богатый комплекс радиолярий зоны <i>Theocyrtis andriaschevi</i> | 1,5 |
|--|-----|

Нижний олигоцен. Верхнепесковская подсвита

| | |
|--|-----|
| 6. Алеврит снежно-белый, хорошо сортированный, с прослоями алеврита светло-зеленого, глауконитового. Нижний контакт размытый | 2,5 |
|--|-----|

Нижний олигоцен. Кантемировская свита

| | |
|--|-----|
| 7. Песок травяно-зеленый, алевритистый, глинистый, мелкоплодистый, с зернами бобовидного глауконита, внизу – с окатышами алеврита из подстилающего слоя. Нижняя граница неровная, с карманами и затеками | 2,5 |
| 8. Глина сиреневатая и коричневая, с прослоями глауконитового алеврита | 0,4 |
| 9. Песок серо-зеленый, мелкий, однородный, глауконитовый | 5,0 |

Верхний олигоцен. Змиевская свита

| | |
|---|-----|
| 10. Глина серо-зеленая и темно-серая, мелкоплитчатая, в основании – линзы разнозернистого песка | 3,0 |
|---|-----|

Выше с размывом залегают сивашские пески (неоген).

Еще один разрез переходных слоев изучен в 4 км западнее с. Дерезовка Верхнемамонского района Воронежской области в обрывах высоты с отметкой 192 м.

Здесь над глинами верхнекиевской подсвиты с радиоляриями зоны *Ethmosphaera polysiphonia* (средний эоцен) залегают дерезовская свита (снизу вверх).

Верхний эоцен. Дерезовская свита

| | |
|--|-----|
| 1. Алевролит темно-зеленый, глауконитовый, с пятнами неравномерно распределенного глинисто-кремнистого цемента, со спикулами губок, диатомеями и радиоляриями верхнего эоцена. От контакта в подстилающий слой проходят норки илюсидов, заполненные темным глауконитом | 1,0 |
|--|-----|

| | |
|---|-----|
| 2. Глинисто-алевоитовая трепеловидная порода, сверху серовато-лиловая с охристыми пятнами, ниже – бледно-зеленая, иногда с глауконитом и слодой, с губками, радиоляриями и диатомеями верхнего эоцена | 1,2 |
|---|-----|

| | |
|--|-----|
| 3. Глина зеленовато-серая, лиловая, алевритистая, кремнистая, с глауконитом и с многочисленными спикулами губок верхнего эоцена, радиоляриями зоны <i>Theocyrtis andriaschevi</i> и диатомеями комплекса <i>Coscinodiscus obscurus</i> | 1,1 |
|--|-----|

Нижний олигоцен. Верхнепесковская подсвита (?)

| | |
|--|-----|
| 4. Переслаивание алеврита серо-зеленого, мелкозернистого, с массой зерен мелкого глауконита и спикулами губок и алеврита снежно-белого, менее глауконитового, слодистого, также с губками. Много спикул губок. Нижний контакт почти горизонтальный, с карманами до 10 см, выстланными железистым алевритом | 1,5 |
|--|-----|

Выше лежат алевриты и пески кантемировской свиты (5,5 м), перекрытые полтавскими песками (верхний олигоцен).

Фациальные изменения верхнего эоцена и средине нижнего олигоцена в ядрах структурных носов установлены в скв.93 у с.Ладомировка Белгородской области, пробуренной на Татаринском структурном носу. Здесь под полтавскими песками и неогеновыми и плейстоценовыми отложениями вскрыты (снизу вверх) следующие породы.

Мощность, м

Средний эоцен. Киевская свита

| | |
|--|--|
| 1. Глины, в нижней части известковистые, с фораминиферами <i>Clavulinoides szaboi</i> (Hantk.) и др. | |
|--|--|

Верхний эоцен. Дерезовская свита

| | |
|---|-----|
| 2. Песок зеленовато-серый, тонкий, с большим количеством глауконита | 1,4 |
| 3. Глина зеленовато-серая, глауконитовая, с диатомеями <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grun., <i>Melosira sulcata sibirica</i> Grun. | 0,5 |
| 4. Песок зеленовато-серый, тонкий, глауконитовый | 3,0 |
| 5. Глина зеленовато-серая, тонкослоистая, с диатомеями комплекса <i>Coscinodiscus obscurus</i> A.S., <i>C. arqus</i> Ehr. | 0,5 |

В центральной структурно-фациальной зоне сохранились как отложения окраинной части позднеэоценового и раннеолигоценового бассейнов, так и фации внутреннего шельфа, формировавшиеся на малых и средних глубинах.

Область развития кремнисто-глинистых отложений верхнего эоцена в юго-восточной части этой зоны иллюстрируется разрезом скв. 8 у с. Яблоново Белгородской области, пробуренной в бортовой части Нижегольского прогиба. Здесь над глинами киевской свиты с радиоляриями зоны *Ahorgunum schabacovi* залегают 3-метровый прослой тонкоплитчатых глин, насыщенный кварцем и глауконитом в основании. Мощность до 3 м. Встречены радиолярии зоны *Heterosestrum schabalkini* и динофлагеллаты зоны *Wetzeliella ovalis* (дерезовская свита верхнего эоцена).

Выше с размывом залегают глины с прослоями песков и палинокомплексами, типичными для берекской свиты верхнего олигоцена Днепровско-Донецкой впадины.

В ядре Валуйского структурного носа опоковидные глины замещаются песками с прослоями глин и алевритов, аналогично вскрытым в Татаринской структуре. Своеобразные прибрежные фации верхнего эоцена в пределах Кшенского прогиба иллюстрирует разрез скв. 6 у пос. Мантурово Курской области. Здесь над серыми глауконитово-кварцевыми алевритами киевской свиты были вскрыты (снизу вверх) следующие отложения.

Мощность, м

Верхний эоцен. Обуховская свита

1. Алевропесчаник светло-серый, глауконитово-кварцевый, с опаловым цементом базального типа, со следами илоедов и спикулами губок 6,1
2. Песок охристо-желтый, мелкий, глауконитово-кварцевый, со спикулами губок 4,4
3. Глина серо-зеленая, ниже пепельно-серая, трепеловидная, с глауконитом, слюдой, остатками наземных растений. В нижней части – прослой сингенетичных брекчий и тонкого песка. Содержит комплекс динофлагеллат зоны *Wetzeliella clathrata* и комплекс пыльцы *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis*, характеризующий верхнеэоценовые отложения (определения А.Б. Стотланда), а также спикулы мелководных верхнеэоценовых губок (определения М.М. Иваника) 6,8

Выше залегают верхнеолигоценовые пески змиевской свиты.

Строение мелководных фаций в полосе шельфа верхнего эоцена и нижнего олигоцена в западной части Центральной зоны иллюстрирует цепь обнажений у с. Черкасское Белгородской области на междуречьи Ворсклы и Псела.

Киевская свита, находящаяся в основании разреза, сложена зеленовато-серыми алевритистыми непластичными глинами. Выше обнажаются две пачки обуховской свиты (верхний эоцен). Нижняя представлена белесыми кварцево-глауконитовыми алевролитами с опалово-глинистым цементом (5 м). Верхняя пачка, обнажающаяся южнее у с. Бутово, состоит из зеленовато-серых кварцево-глауконитовых глинистых алевритов мощностью до 1 м.

Кантемировская свита (нижний олигоцен) в этом же разрезе залегает на обуховской с размывом и представлена охристо-желтыми, мелко-среднезернистыми глауконитовыми песками, переконанными ходами илоедов (2,5 м). Выше следует пачка листоватых глин змиевской свиты (верхний олигоцен). Очень сходные с описанными выше алевриты верхнего эоцена мощностью 13,2 м вскрыты скв. 804 у с. Угроеды, где в них встречен комплекс динофлагеллат зоны *Wetzeliella clathrata*.

Строение прибрежных фаций верхнего эоцена, сохранившихся от размыва в северо-западной части Центральной зоны, наблюдается в разрезе скв. 333 у с.Тахово Курской области. Разрез на-

чинается опоками киевской свиты. Выше залегают дерезовские серовато-зеленые пески, ближе к основанию переходящие в охристые, глауконитовые. В базальной части слоя – стяжения бурого железняка до 1,5 м в поперечнике. Мощность 15,5 м. Дерезовская свита перекрывается здесь тонкослоистыми глинами змиевской свиты верхнего олигоцена, мощность 0,5 м.

В Западной структурно-фациальной зоне верхний эоцен вскрыт скв. 314, пробуренной у с. Чуровичи Брянской области в бассейне р. Снов. Выше серых глауконитовых глинистых алевритов киевской свиты (средний эоцен) здесь располагаются пески обуховской свиты – желтовато-зеленоватые, глауконитово-кварцевые, слюdistые, тонкозернистые, слабо глинистые. В подошве – примесь грубого кварцевого песка. Мощность 3,1 м. Отложения верхнего эоцена срезаются сивашскими песками (неоген).

Для прослоев алевритистых глин и алевролитов в глинисто-кремнистых отложениях верхнего эоцена, помимо слагающего основную массу кварца, характерно обилие полевых шпатов (до 20 % легкой фракции). Тяжелые минералы составляют не более 1% породы. Среди прозрачных аллотигенных минералов преобладают дистен, силлиманит, рутил, турмалин (с. Дерезовка, скв. 6503 у пос. Чернянка). В алевритах и алевролитах в скв. 2 у с. Яковлево, в скв. 3 у с. Грузское и в обнажении у с. Стрелецкое, помимо кварца и полевых шпатов (10–25%), в количестве 0,5–1% присутствуют аллотигенные устойчивые минералы: силлиманит, турмалин, дистен, рутил и довольно обильные неустойчивые – гранат и, в меньшем количестве, эпидот.

Пасековские бурые угли характеризуются весьма низкой степенью углефикации. Состоят они из скоплений гелифицированных стеблевых элементов, сохранившихся главным образом в виде витрена, реже ксилена [Дорохов, 1949]. Вышележащая пачка светлых алевритов содержит обильные зерна полевых шпатов (10–23%), а среди аксессуариев (1–2%) преобладают силлиманит, гранат, дистен, циркон.

Зеленоватые пески нижнего олигоцена по минеральному комплексу сходны с верхнеэоценовыми. Они состоят из кварца со значительной примесью полевого шпата (15–25% легкой фракции). Среди аллотигенных тяжелых минералов преобладают устойчивые – циркон, рутил, силлиманит, дистен (ст. Пасеково, г. Кантемировка, с. Дерезовка).

Среди аутигенных минералов верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений обилеи глауконит – округлые микроагрегированные скопления, в базальных слоях часто фосфатизированные (зачаточные оолиты). Обычны ильменит, магнетит, пирит, вторичные титаносодержащие минералы и ярозит. В верхнеэоценовых глинах присутствует сидерит.

Таким образом, верхний эоцен Воронежской антеклизы представлен одной толщей, а нижний олигоцен – двумя, нижняя из которых в свою очередь образована двумя самостоятельными пачками. Пачки и толщи отделены друг от друга перерывами. Лишь в окрестностях г. Белгорода в разрезах Стрелецкое, Вислое и некоторых других верхний эоцен состоит из двух самостоятельных ритмично построенных пачек, разделенных поверхностями размыва.

Перерыв между средним и верхним эоценом в пределах Воронежской антеклизы был довольно кратковременным, поскольку во всех изученных разрезах сохранилась верхняя, положительно намагниченная часть среднего эоцена с радиоляриями зоны *Ethmosphaera polysiphonia*, а в обнажении у с. Воробьевка и в скв. 4 у с. Журавлевка – слои с фауной радиолярий, переходной от среднего к верхнему эоцену. Перерыв же между эоценом и олигоценом был достаточно длительным, так как слои с *Liosphaeridae* – терминальная часть верхнего эоцена – повсеместно уничтожены предолигоценным размывом.

Перерыв между нижней и верхней толщами нижнего олигоцена был, вероятно, невелик, так как, судя по фрагментарной палеомагнитной характеристике, можно сделать вывод, что пограничные пласты обеих толщ не выходят за пределы хрона 13 (разрез у с. Дерезовка). Терминальная часть нижнего олигоцена была сильно размыта в предполтавское время.

Палеонтологическая характеристика

Верхний эоцен Воронежской антеклизы содержит довольно богатые комплексы органических остатков – микрофитопланктон (диноцисты, зеленые водоросли, акритархи), радиолярии, диатомеи, агглютинированные фораминиферы, отолиты рыб, спикулы губок, раковины моллюсков.

Микрофитопланктон изучен А.Б. Стотландом из разрезов Мантурово (скв. 6), Пасеково (скв. 2), Яблоново (скв. 8), Видновка (скв. 803), Угроеды (скв. 804) и довольно сходен во всех разрезах. Наиболее важным для определения возраста является присутствие вида-индекса верхнеэоценовой динофлагеллатовой зоны *Wetzelia clathrata* Eis.¹, а также *W. ovalis* Eis., *W. symmetrica* Weiler, *W. articulata* Eis., представителей родов *Microdinium* (*M. singulare* Voz.), *Spiniferites*, *Impagidium dispertitum* (Cook. et Eis.) St., *Deflandrea phosphoritica* Eis., *D. oebispheldensis* Alb., *Hystrihokolpoma granulata* Eaton, а также зеленых водорослей *Cumatiosphaera*, *Pterospermella*, *Crassosphaera*. Комплекс сходен с микрофитопланктоном из обуховской свиты Днепровско-

Донецкой впадины, особенно из ее нижней части (скв. 6), и белоглинской свиты Предкавказья, что и позволяет устанавливать его возраст.

Радиолярии изучались В.С. Горбуновым (обнажения у сел Воробьевка, Стрелецкое, Угрим, скв. 4 у с. Журавлевка, скв. 8 у с. Яблоново), который отнес их к зоне *Heterosestrum schabalkini* (Lip.) = *Heliodiscus lentis* Lip. (последняя форма не встречается в разрезах Днепровско-Донецкой впадины и Воронежской антеклизы). К характерным формам принадлежат *Heterosestrum schabalkini*, *H. tumefacta* Gorb., *H. tschuenkoi* (Lip.), *H. formosum* Totsch., *Thecosphaera compressa* Totsch., *Stylospongia communis* (Cl. et Campb.), *Porodiscus delicatulus* Lip., *Calocycles asperum* (Ehr.), *Lithomelissa haeckeli* Buts., *Ceratocyrtis* sp., *Clathrocycles elegans* (Lip.), *Theocyrtis andriaschevi* Petr., *Phacodiscus duplus* Kozl. var. *ukrainicus* Gorb., *Botryometra kaptarenkoae* (Gorb.) и др. В скв. 4 у с. Журавлевка на глубине 64–66 м В.С. Горбунов отмечает наличие среди форм, типичных для комплекса *Heterosestrum schabalkini*, также *Drupptractus birostratus birostratus* (Lip.), *Drupptractus* sp., которые в пределах Днепровско-Донецкой впадины обычны для межгорской свиты (нижний олигоцен).

В обнажении у с. Воробьевка и в скв. 4 у с. Журавлевка из пластов в кровле киевской свиты (мощность 0,5–3 м) В.С. Горбунов выделил своеобразный комплекс радиолярий, включающий весь набор форм киевской свиты, в том числе *Achroprunum chabacovi* (Lip.), *Heterosestrum formosum* (Totsch.) и др. совместно с типичными для верхнего эоцена *Heterosestrum schabalkini* (Lip.), *Theocyrtis andriaschevi* Petr., *Botryometra kaptarenkoae* (Gorb.) и др. В.С. Горбунов считает рассматриваемую пачку переходной между средним и верхним эоценом.

Г.Э.Козлова изучила радиолярии верхнего эоцена из обнажений у сел Воробьевка, Дерезовка, Никольское и г. Кантемировка. Во всех разрезах она отнесла рассматриваемые отложения к зоне *Theocyrtis andriaschevi*.

Трепеловидные глины и алевроиты верхнего эоцена обычно содержат большое количество разнообразных спикул губок (стеррастры уплощенные, метастры, микростронгили уплощенные, стронгили с загнутыми концами, акантостронгили гофрированные, мелкие акатоксы и акантостили). По данным М.М. Иваника, они характерны для обуховской свиты Днепровско-Донецкой впадины (разрезы Дерезовка, Кантемировка, Никольское, Стрелецкое, скв. 5 у г. Тим, скв. 4 у с. Журавлевка, скв. 804 у с. Угроеды, скв. 6505 у пос. Чернянка). Сходный комплекс он выделил из верхней части среднего эоцена (киевской свиты) тех же разрезов.

Диатомеи верхнего эоцена довольно близки таковым из осадков бескарбонатной части киевской свиты (средний эоцен). По данным З.И. Глезер и Н.И.Стрельниковой, они принадлежат зоне *Paralia oamaguensis* и характеризуются большим разнообразием и высокой численностью видов. Доминирующими формами являются *Coscinodiscus obscu-*

¹ Точнее зональным таксоном является ее подвид *W. clathrata* subsp. *angulosa* Eis. Поэтому подобный комплекс может иметь еще среднеэоценовый возраст (Примеч. Ред.).

rus var. concavus Gles., *Hemiaulus polymorphus* Grun. var., *Paralia sulcata* var. *sulcata* Ehr. et var. *crenulata* Grun., *P. oamaruensis* Grun. et St., *Pseudopodosira westii* (W.Sm.) Sheshuc. et Gles., *Pyxidicula cruciata* Ehr., *Stephanopyxis charkovianus* Jouse, *S. weissflogii* A.S. (разрезы Балтиновский, Воробьевка, Дерезовка, Кантемировка, Пасеково, Никольское, Стрелецкое).

Комплекс пыльцы и спор изучен А.Б. Стотландом из верхнего эоцена разрезов скв. 6 у с. Мантурово, скв. 2 и 7 у с. Пасеково и др. Преобладает пыльца покрытосеменных *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Quercus* sp. (до 43% спектра), *Castanopsis pseudocingulum* Boitz. (до 15%), сем. *Araliaceae* (в сумме до 8%) – *Aralia* cf. *varius* Pan., *Araliaceipollenites euphorii* R.Pot., сем. *Anacardiaceae* (в сумме до 5%) – *Rhus regularis* Pan., *R. coriariiformis* Boitz., *Myrica* sp., *Engelhardtia* sp. Голосеменные в основном представлены видами *Pinus* s/g *Diploxylon* (в сумме 20–21%) и *P. s/g* *Haploxylon* (1–8%). Присутствуют также *Podocarpus* sp., *Taxodium* sp., *Sequoia* sp. Комплекс очень сходен с ассоциацией пыльцы и спор из белоглинского горизонта верхнего эоцена Предкавказья.¹

Моллюски из базального песчаника дерезовской свиты были изучены В.П. Семеновым [1965] из обнажений у ст. Кантемировка (*Spondylus buchi* Phill., *Ostrea prona* Wood, *Panope heberti* Desh., *P. gostaldi* Much. и др.).

Нижний олигоцен Воронежской антеклизы очень беден палеонтологическими остатками. Исключение составляет только буроугольная толща ст. Пасеково, откуда выделены пыльца, семена, отпечатки листьев, спикулы морских губок. Пыльцевой комплекс из скв. 2, 6, 7 (50 образцов) характеризуется преобладанием голосеменных растений (до 62%) над покрытосеменными (до 38%) и спорами. Среди голосеменных доминирует сем. *Pinaceae* – *Pinus* s/g *Diploxylon* (12–21%) и *P. s/g* *Haploxylon* (5–15%), *Tsuga* (0–3%), *Picea* sp. (0–3%) в сочетании с *Taxodiaceae* gen. indet. (0–13%), *Taxodium* (0–15%), *Sequoia* (0–15%), *Metasequoia* (0–4%), *Cunninghamia* (0–2%), *Glyptostrobus* (всего до 36%). Среди покрытосеменных широко распространены *Castanopsis* sp. (0–7%), *C. pseudocingulum* Boitz. (0–6%), *Aralia* sp. (1–7%), *A. cf. varius* Pan., *Araliaceipollenites euphorii* R. Pot. (0–6%), *Rhus* sp. (0–10%), *R. regularis* Pan. (0–8%), *R. coriariiformis* Boitz. (0–4%). Содержание пыльцы *Betulaceae* (до 7%) – *Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Ostrya* sp.; *Juglandaceae* (до 9%) – *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Engelhardtia* sp., *Juglans* sp.; *Myrica* sp. (0–4%), *Castanea* (0–4%). Количество пыльцы рода *Quercus* (*Q. gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz.) не превышает 8%. А.Б. Стотланд сопоставляет приведенный комплекс с таковыми межигорской свиты Дне-

провско-Донецкой впадины и кызылджарского горизонта Крыма (нижний олигоцен).

Базальный слой буроугольной толщи (скв. 2, глубина 11,0 м), включающий окатыши трепеловидных глин из постилающих слоев, по характеру пыльцевого спектра довольно близок к верхнеэоценовому (*Quercus gracilis* + *Q. graciliformis* – 43%, *Araliaceae* – 7%, *Pinus* s/g *Diploxylon* – 18%, *Taxodiaceae* – 34%), а также спектру, изученному Л.А. Пановой [Семенов, 1965], чьи материалы были положены в основу представлений о верхнеэоценовом возрасте пасековских углей.

Бурые угли по скв. 6 и 7 включают семена *Taxodium palaeomucronatum* Dor., *T. cf. heeri* Dor., *T. cf. mucronatum* Ten., *Taxodium* sp., *Sequoia* sp., *Protosequoia* sp., *Metasequoia* sp., а также представителей экзотических родов *Egicaceae* и *Moraceae*. По мнению К.П. Проскурина, флора имеет нижнеолигоценный возраст.

Отпечатки листьев из буроугольной толщи по новым сборам, изученные С.В. Викулиным [1987], содержат ряд компонентов, типичных для нижнего олигоцена Европейской части СССР: *Arocynophyllum firma* (Heer) Sveshn. et Budants. (близкий найденному в светлогорских нижнеолигоценных песках района Калининграда), *A. helveticum* Heer (аналогичный змиевскому), а также ряд видов, известных в нижнем миоцене Казахстана. С.В. Викулин отнес пасековскую флору к нижнему олигоцену.

Вышележащая пачка светлых алевритов содержит большое количество пыльцы плохой сохранности. По данным А.Ф. Бурлак, в составе спектров резко преобладают голосеменные 95,7–96,7%, пыльца покрытосеменных составляет 3,3–4,3%, спор нет. Среди голосеменных определены *Podocarpus* sp. 3,9–6,8%, *Ginkgoaceae* (?) 0,7%, *Cedrus* 0–1,1%, *Tsuga* 0–0,3%, *Pinus* s/g *Haploxylon* 28,1–40,6%, *Pinus* s/g *Diploxylon* 48,3–59,1%, *P. minutus* Zakl. 0,3–2,8%, *P. cf. sibirica* (Rupr.) Mayr. 0–0,3%; среди покрытосеменных – *Ulmus* sp. 0–0,6%, *Magnoliaceae* 0–3,3%, *Engelhardtia* sp. 0–0,3%, *Alnus* sp. 0–0,3%, *Ilex* cf. *aquifolium* L. 0–0,6%, *Nyssa* sp. 0–0,5%, *Rosaceae* 0–0,3%, *Leguminosae* 0–0,5%.

Толща зеленоватых песков, залегающих на пачке светлых алевритов у с. Кодинцово, содержит спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно присутствие примерно равного количества голосеменных из родов *Cedrus*, *Pinus*, *Podocarpus* и покрытосеменных, где преобладающее значение имеют роды *Quercus*, а также *Aster*, *Scutellaria*, *Compositosma*.² Комплекс близок таковым из межигорской свиты Днепровско-Донецкой впадины и нижнего майкопа Волгоградского Поволжья [Семенов, 1965]. По В.Ю. Зосимовичу и другим авторам, в разрезах у ст. Пасеково и г. Кантемировка рассматриваемые отложения содержат микрофитопланктон с широким развитием динофлагеллат рода *Wetzeliella*, сходный с комплексом

¹ Может быть, спорово-пыльцевому комплексу из самой нижней части белоглинского горизонта (Примеч. Ред.).

² Возможно, заносный материал (Примеч. Ред.).

межигорской свиты Днепровско-Донецкой впадины [Стратиграфическая . . . , 1987].

Магнитостратиграфическая характеристика

Магнитостратиграфическое изучение отложенных верхнего эоцена проведено В.П. Семеновым в обнажениях Дерезовка, Кантемировка, Воробьевка. Во всех разрезах палеомагнитная характеристика идентична. Нижняя и верхняя части толщи верхнего эоцена имеют прямую полярность, а средняя – обратную полярность. Учитывая кратковременность перерыва между средним и верхним эоценом, можно полагать, что нижняя зона прямой полярности отвечает верхней части хрона 18 шкалы А. Кокса [Сох, 1969], а следующие за ней зоны обратной и прямой полярности – низам хрона 17. Верхняя часть эоцена (хрон 13 – верхи хрона 17) в приведенных разрезах размыва в предолигоценовое время.

Палеомагнитные измерения нижнего олигоцена В.В. Семенов выполнил в обнажениях Пасеково и Дерезовка. Пачка светлых алевритов имеет прямую полярность, вышележащая толща зеленых песков в разрезе Дерезовка также имеет прямую полярность, а верхняя часть ее в разрезе Пасеково намагничена отрицательно. Исходя из возраста палеонтологических остатков в этих разрезах и их соотношения с буроугольной толщей ст. Пасеково, можно предположить, что пачка светлых алевритов и низы толщи зеленых песков сопоставляются с хроном 13, большая же часть толщи песков соответствует хрому 12.

Таким образом, граница эоцена и олигоцена на территории Воронежской антеклизы проходит между буроугольной толщей ст. Пасеково и толщей трепеловидных глин и глинистых алевритов, в интервале между хронами 13 и 17 шкалы А. Кокса.¹

Схема корреляции местных стратиграфических единиц

В местной схеме палеогена Воронежской антеклизы, разработанной В.П. Семеновым [1965], к верхнему эоцену (в современном понимании объема) отнесена “касыяновская свита”, в стратотипическом и других разрезах состоящая из двух подсвит – “нижней” (трепеловидные глины с радиоляриями верхнего эоцена) и “верхней” (глауконитовые алевриты, по простиранию замещающиеся

пачкой пасековских углей). Приведенные материалы показывают, что в действительности “верхнекасыяновская свита” лежит на “нижнекасыяновской” со значительным перерывом, стратиграфическим и угловым несогласием, вследствие чего объединение их в единую свиту неправомерно [Стратиграфический кодекс, 1977, статьи V-10 и IX-12].

Образование трепеловидных глин и бурых углей с покрывающей пачкой светлых алевритов происходило в течение двух самостоятельных, резко очерченных этапов геологического развития Воронежской антеклизы. Первый из них – этап существования нормально-соленого морского бассейна позднего эоцена, второй – этап выполнения погребенных долин, образовавшихся после отступления моря (ранний олигоцен). Отложения каждого из этапов по своему таксономическому рангу отвечают свите.

В наиболее полных разрезах южной окраины Центральной зоны, где от предолигоценового размыва сохранилась большая часть верхнего эоцена, эти отложения правильнее относить к обуховской свите, используя термин, принятый для палеогена прилегающей части Днепровско-Донецкой впадины. В восточной, западной и северной части Центральной зоны от размыва сохранилась только самая нижняя часть верхнего эоцена, стратиграфический объем которой не превышает четверти объема обуховской свиты. Эти отложения целесообразно обособлять в качестве дерезовской свиты (стратотип – обнажение у с. Дерезовка Воронежской области).

Ввиду большой известности разреза у ст. Пасеково толщу углей и алевритов, которая заполняет эрозионные долины, погребенные под вышележащими осадками морского олигоцена, следует называть пасековской свитой (стратотип – карьер и скв. 7 и 96 у ст. Пасеково). Пасековская свита в стратотипе и других разрезах образована двумя подсвитами – нижней (бурые угли, заполняющие тальвег эрозионной долины) и верхней (светлые алевриты, с размывом залегающие на углях и по бортам долины на значительном пространстве переходящие на верхний эоцен). Отвечает она базальной части нижнего олигоцена.

Вышележащая часть нижнего олигоцена отнесена В.П. Семеновым [1965] к кантемировской свите (стратотип – разрез у ст. Кантемировка Воронежской области).

Пасековская и кантемировская свиты совместно отвечают межигорской свите Днепровско-Донецкой впадины, которая в основании содержит углистые прослои, сформированные, как и пасековские, в раннеолигоценовых эрозионных долинах.

Стратиграфическую полноту разрезов и сопоставление свит позднего палеогена Воронежской антеклизы иллюстрирует табл. 2.

¹ Магнитостратиграфические исследования палеогеновых отложений Воронежской антеклизы заслуживают большей детализации (Примеч. Ред.).

Таблица 2. Сопоставление местных стратиграфических единиц палеогеновых отложений из Западной, Центральной и Восточной зон Воронежской антеклизы

| Система | Отдел | Под-отдел | Восточная зона | Центральная зона | Западная зона |
|----------|----------|-----------|---|--|--|
| Палеоген | Олигоцен | Верхний | Змиевская свита Глины темно-серые и зеленоватые, тонкослоистые, в основании с линзами разнозернистого песка и с гравийным материалом Мощность до 3 м | Змиевская свита Глины зеленовато-серые, листоватые, местами переслаивающиеся с тонкими глауконитово-кварцевыми песками; в основании - с линзами разнозернистых песков. Палинокомплекс с преобладанием голосеменных <i>Pinus, Taxodium, Sequoia</i> при небольшом количестве <i>Myrica, Betula</i> Мощность до 9 м | Змиевская свита Глины светлые, зеленоватые, каолиновые, алевролитистые, тонкослоистые, с прослоями зеленых глауконитовых алевролитов и линзами гравия и разнозернистого песка. В основании - линзы косослоистого разнозернистого песка с примесью гравия, кварца и кремня Мощность до 2 м |
| | | Нижний | Кантемировская свита Пески серо-зеленые, мелкозернистые, сильно глауконитовые, с тонкими прослоями серых и зеленых глин. В основании - глауконитово-кварцевый песчаник на опаловом цементе Мощность до 10 м | Кантемировская свита Пески желто-зеленые, мелкозернистые, местами разнозернистые. С ходами илоедов Мощность до 9 м | |
| | | | Верхнепасковская подсвита Алевролиты коричневые и светло-зеленые, с обильными зернами глауконита, линзами мелко- и среднезернистых песков и тонкими прослоями углистых и песчаных глин. Многочисленные остатки растений и спикулы губок Мощность 4,5 м | | |
| | | | Нижнепасковская подсвита Бурые угли (пачки до 4 и 7 м), переслаивающиеся с черными углистыми глинами и алевролитами. Встречаются обломки древесины, шишки и побеги хвойных, спикулы губок Мощность 19 м | | |
| | Эоцен | Верхний | Дерезовская свита Чередование глин, трепелов, диатомитов, глауконитово-кварцевых алевролитов Мощность 0-12 м | Дерезовская свита Глины зеленовато-серые, алевролитистые, опоковидные, с динофлагеллатами. В основании - кварцево-глауконитовые пески и песчаники. На юго-западе зоны глины содержат комплекс радиолярий и диатомей Мощность 25-33 м | Дерезовская свита Пески зеленовато-желтые, мелко- и разнозернистые, глауконитово-кварцевые, слабоглинистые Мощность 4 м |
| | | | Киевская свита Глины зеленые, зеленовато-серые, жирные, нередко опоковидные, иногда слабокарбонатные, с бентосными фораминиферами и радиоляриями | Киевская свита Глины зеленовато-серые, алевролитистые, с прослоями бентонитов и опок. В основании - глинистые пески. Содержат бентосные фораминиферы, радиолярии и наннопланктон нижней подзоны зоны <i>Reticulofenestra umbilica</i> Мощность 30 - 45 м | Киевская свита Алевролиты зеленовато-серые, глауконитово-кварцевые, иногда глинистые или известковистые, с наннопланктоном нижней подзоны зоны <i>Reticulofenestra umbilica</i> |

Палеогеографическая обстановка

Поздний эоцен и ранний олигоцен на территории Воронежской антеклизы отвечают крупному регрессивному этапу, разделяющему среднеэоценовую киевскую и позднеолигоценую полтавскую трансгрессии. Постепенное сокращение площади моря в течение позднего эоцена и раннего олигодена хорошо видно при сопоставлении контуров береговой линии киевского, обуховско-дерезовского, кантемировского и змиевского бассейнов.

На границе среднего и позднего эоцена произошло заметное обмеление морского бассейна, выразившееся в площадном образовании глауконитовых алевритов и алевропесчаников. В позднем эоцене море покрывало юго-западный склон Воронежской антеклизы, а в Центральной и Восточной зонах – и южную часть ее свода. Береговая линия бассейна располагалась примерно по линии Рыльск – Задонск – Борисоглебск. Участки Рыльск – Суджа – Шигры и Кшенский – Новый Оскол – Георгиу-Деж, непосредственно прилегающие к береговой линии, где накапливались песчаные осадки, видимо, имели глубину меньше 20 м, так как уменьшение размерности частиц в сторону моря указывает на воздействие волнений.

В пределах прогибов, осложнявших склон и сводовую часть Воронежской антеклизы, шло формирование преимущественно глинистых осадков. Состав спикул губок из скв. 4 у г. Тим (Кшенский прогиб) указывает на мелководность бассейна, активный гидродинамический режим, плотное дно. Разрез эоцена у г. Тим (вблизи береговой линии) завершается грубопесчанистыми регрессивными отложениями.

Резкое увеличение мощностей в пределах Ворсклинского, Северо-Донецкого, Глыбинского прогибов позволяет предположить, что здесь располагались наиболее опущенные блоки морского дна. Ядра Татаринского и Валуйского структурных носов, где среди поля глинистых илов откладывались песчаные осадки, представляли собой подводные поднятия. Судя по составу спикул губок из скв. 804 у с. Угроды, аналогичным было и ядро Краснопольского структурного носа.

Близость состава бентосной фауны из глинистых фаций эоцена Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкой впадины указывает на одинаковые глубины моря и сходство гидродинамического режима. Состав планктона свидетельствует о нормальной солености бассейна и наличии холодных течений (радиолярии, по В.С. Горбунову, наиболее сходны с эоценовыми комплексами радиолярий Норвежского моря).

Склон палео-Среднерусской возвышенности, обращенный к эоценовому бассейну, характеризовался по крайней мере двумя разными ландшафтами. Южная часть его, заливавшаяся водами среднеэоценового моря, представляла собой низменную аккумулятивную равнину, а северная, никогда

не покрывавшаяся палеогеновыми морями – холмистую равнину или возвышенное плато.

Регрессия, начавшаяся в конце позднего эоцена, привела к почти полному осушению территории Воронежской антеклизы и сильному размыву отложений в пределах наиболее поднятой Восточной зоны, где формировалась Пасековская эрозионная долина. Море, возможно, сохранялось только на юго-западе Центральной зоны по границе с Днепровско-Донецкой впадиной.

В начале олигодена море снова начинает наступать на Воронежскую антеклизу: На месте Пасековской долины образуется лиман, заполнившийся бурными углями, а по мере расширения ингрессии – алевритами со спикулами губок и растительными остатками. В середине раннего олигодена кантемировский морской бассейн покрывает восточную и южную части Центральной зоны. Береговая линия его, однако, располагается намного южнее, чем берег позднеэоценового бассейна – по линии Суджа – Белгород – Шаталовка. В наиболее поднятых частях Восточной зоны подошва осадков раннеолигоденового моря маркирована линзой алевропесчаников (Кантемировский структурный нос). Кантемировское море было очень мелководным – почти повсеместно в нем шло накопление мелких глауконитовых песков со слоистостью, характерной для зоны волнений и слабых течений. Ядра Валуйского, Коноваловского, Новооскольского, Корочинского, Казачье-Лопанского и Краснопольского структурных носов представляли собой приподнятые участки морского дна или даже острова; на их территории нижний олигоцен уничтожен в предполтавское время (конец раннего олигодена). Вдоль береговой линии на западе Центральной зоны протягивалась полоса сублиторали, где отлагались разнородные слабоглауконитовые пески, пронизанные многочисленными норами животных.

Южная часть склона палео-Среднерусской возвышенности, обращенная к раннеолигоденовому морю, выглядела низменной аккумулятивной равниной; севернее располагались холмистые и возвышенные равнины.

Климатическая обстановка

Судя по составу палинокомплексов, поздний эоцен Воронежской антеклизы характеризовался теплым климатом, близким к субтропическому средиземноморскому. Наземная растительность сочетала в себе элементы современной субтропической зоны (вечнозеленые дубы, *Rhus*, *Nyssa*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Aralia*, *Castanopsis*, *Podocarpus*, *Juglans*, *Myrica*).

Климат раннего олигодена был теплоумеренным. Во флоре доминировали *Pinus s/g* *Harpoxylon*, *Pinus s/g* *Diploxylon*, *Taxodium*, *Sequoia*. Появились элементы умеренно теплолюбивых летнезеленых лесов – *Alnus*, *Carpinus*, *Betula*, *Ulmus*. Среди голосеменных отмечаются виды, близкие к современному (*Pinus cf. sibirica*).

Полезные ископаемые

Верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые отложения Воронежской антеклизы содержат небогатый комплекс нерудных полезных ископаемых. Базальные песчаники дерезовской и обуховской свит используются как бутовый камень (Демино-Александровское месторождение в районе г.Валуйки, Сергиевское месторождение в районе г.Старый Оскол, окрестности г. Шаталовска). Мощность полезной толщи 1–2 м. Предел прочности песчаников в сухом состоянии составляет 957–997 кг/см², в насыщенном водой – 100–150 кг/см². Коэффициент размягчения и морозостойкости 0,52. Песчаники могут быть использованы как стеновой камень и как бутовый камень для сооружений, не подвергающихся насыщению водой и замораживанию.

Линзы диатомитов разведаны на Великобурлукском (район г. Большетроицка) и Демино-Александровском месторождениях. Мощность их 5–7 м. Диатомиты отличаются высокой активностью, значительно превосходящей требования ГОСТ (средневзвешенные значения 170–180 мг, до 260 мг). Могут использоваться как активные минеральные добавки к портланд-цементу в количестве 10–15%, что позволяет получить цемент марок 300–400. На Великобурлукском месторождении запасы диатомитов по категории А₂–В–С составляют 11,8 млн т, из них балансовых 7,4 млн т. Из великобурлукских диатомитов можно получить керамзит, отвечающий техническим условиям.

Верхняя часть дерезовских глин в районах Старого Оскола и Россоши (Берестовское и Березнягское проявления) может быть использована для получения минеральной краски. Глины имеют охристый цвет, прослой алевритов в них вишнево-красные, карминовые и т.д. Укрывистость краски составляет 80–209 г/м². Эта краска может быть использована в строительной технике на ответственных работах.

Бурые угли пасековской свиты разведаны на двух месторождениях – Пасеково и Калиновка. Мощность их достигает 20 м. Угли характеризуются высокой зольностью – от 16–35% до полного перехода в углистые пески и глины. Наиболее чистой является средняя часть пласта. Содержание летучих веществ на органическую массу достигает 55–60%, серы 0,1–3,18%. Теплотворная способность угля на органическую массу составляет 6000 кал. Содержание углерода – 65%, водорода – 5–6%, сумма кислорода и азота – 20–25%. Степень углекислотности очень низкая. Содержание битумов не превышает 7–8%, что делает уголь малоценным для применения в химической промышленности. Полукокс из-за огромной зольности нельзя рассматривать как полноценное топливо.

Запасы угля на Пасековском месторождении составляют 500–600 тыс. т. Ввиду низкого качества угля и сложных гидрогеологических условий раз-

работка его прекращена в 1947 г. Угли Калиновского месторождения после обработки аммиаком могут быть использованы в сельском хозяйстве как удобрение. Общие ориентировочные запасы углей здесь составляют 40 млн т.

Пески кантемировской свиты в районе г. Шаталовка (мощность 10–12 м) пригодны как формовочные. Песчаная фракция составляет 85% породы, глинистость 15%, прочность песка при сжатии 0,48 кг/см². Пригодны они и как отошающие добавки при производстве кирпича.

История геологического развития

В структурном плане позднего эоцена уже намечаются основные черты современной структуры Воронежской антеклизы. Как и ныне, сводовая часть антеклизы состояла из двух поднятий – Курского и Касторненского. Разделяющий их Кшенский прогиб был существенно смещен на запад относительно современного положения. Повидимому, Касторненский свод простирался гораздо дальше к югу, чем в настоящее время.

Юго-западный склон Воронежской антеклизы, особенно в наиболее погруженной части, осложнялся рядом поперечных структур – структурных носов и разделяющих их прогибов. Казачье-Лопанский структурный нос описан при съемочных работах 1960 г. Валуйский (Голофеевский) и Корочинский структурные носы, Гнилушанский и Вейделевский прогибы выделены В.П. Семеновым [1965], Татаринский, Коноваловский и Краснопольский структурные носы установлены при работах по проекту № 174.

На воздымание Татаринского и Валуйского структурных носов в позднем эоцене указывает описанное выше распределение фаций, а Корочинского и Коноваловского – уничтожение верхнего эоцена в их ядрах в конце раннего олигоцена (предполтавское время). К прогибам Восточной зоны и восточной части Центральной зоны (Гнилушанскому, Вейделевскому, Манцевскому, Нежегольскому, Северо-Донецкому, Кшенскому) приурочены относительно более глубоководные фации и наибольшие мощности отложений. Прогибы западной части Центральной зоны (Удайский, Ворсклинский, Боромлинский, Глыбинский) выявляются только по резкому увеличению мощностей выполняющих их пород. Повидимому, в позднем эоцене первые представляли собой некомпенсированные, а вторые – компенсированные опускания.

Валуйско-Семилукский (южная часть) и Льговско-Рыльский глубинные разломы относятся к конседиментационным позднеэоценовым структурам – первый совпадает с ограничением Валуйского структурного носа и Вейделевского прогиба, второй ограничивает поле развития верхнего эоцена с северо-запада.

В позднем олигоцене в связи с регрессией палеогенового бассейна резко увеличиваются размеры сводовой части Воронежской антеклизы. Значительные мощности песков накапливались только в самых глубоких частях Ворсклинского, Удайского, Северо-Донецкого, Нижегольского прогибов. Продолжалось воздымание Валуйского, Коноваловского, Корочинского, Казачье-Лопанского и Краснопольского структурных носов, в ядрах которых нижний олигоцен уничтожен в предполтавское время. Начинается воздымание Кантемировского структурного носа, обусловившее накопление довольно мощных базальных песчаников и заложение Пасековской эрозионной долины.

Конседиментационные движения фиксируются по Рыльско-Обоянскому и Обоянско-Белгородскому разломам, определившим положение берего-

вой линии на западе Центральной зоны.

На рубеже эоцена и олигоцене на территории Воронежской антеклизы отмечено отчетливое изменение характера наземной растительности, фиксирующее значительное ухудшение климата.

Резкая регрессия бассейна обусловила существенное изменение хода седиментации и фациальных обстановок и размыв терминальной части верхнего эоцена. Регрессия эта совпадает с эвстатическим колебанием уровня моря на рубеже эоцена–олигоцене [Харленд и др., 1985].

Принципиальные изменения палеогеографической обстановки на границе эоцена и олигоцене обусловлены краевым положением Воронежской антеклизы по отношению к палеогеновому морскому бассейну на юге Русской платформы.¹

¹ Авторы настоящего раздела дают подробную литолого-стратиграфическую характеристику местных подразделений – свит и фациальных изменений верхнепалеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Однако возраст свит заслуживает пересмотра в соответствии с Международной стратиграфической шкалой палеогена, заменившей шкалу палеогена МСК СССР, и на основании более углубленного изучения различных групп фауны и флоры.

Подобная попытка была сделана группой специалистов, изучивших наннопланктон (Н.Г. Музылев), фораминиферы (В.Н. Беньямовский), радиолярии (И.Е. Хохлова), диатомы и силикофлагеллаты (Э.П. Радионова, Т.В. Орешкина) из отложений киевской и дерезовской свит северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины [Радионова и др., 1994]. Обе свиты помещены в средний эоцен, причем киевская свита отнесена к верхнему лютету, а дерезовская свита – к бартонскому ярусу.

Приводимые авторами палеонтологические данные не всегда являются убедительными, а в некоторых случаях противоречат их выводам. Так, в основании киевской свиты района Белгорода (скв. 230) встречен наннопланктон подзоны *Discoaster bifax*. Последняя в разрезах палеогена Предкавказья соответствует фораминиферовой зоне *Hantkenina alabamensis* (керестинский горизонт, нижняя часть бартонского яруса, средний эоцен) [Музылев, 1980]. Несколько выше в киевской свите встречаются планктонные фораминиферы (*Globigerina turkmenica* и *Pseudohastigerina micra*), обычные для кумского горизонта Предкавказья и Закаспия, и комплекс радиолярий, среди которых определены "*Rhodospaera lipmanae*, *Stylosphaera irinia*, *Ellipsoxiphus chabakovi*, *Spongoasteriscus gorskii*, *Gromyodruppa ovata* – типичные виды кумского горизонта среднего эоцена юга России, Приаралья, Туранской плиты" [Радионова и др., 1994, с. 92]. Направивается вывод о соответствии киевской свиты района Белгорода керестинскому и кумскому горизонтам Предкавказья (бартонский ярус), но эта свита отнесена Э.П. Радионовой с соавторами к верхнему лютету (Там же, с. 86, табл. 1) или же захватывает и часть нижнего лютета (Там же, с. 88, рисунок).

В отложениях дерезовской свиты присутствует комплекс *Heterosestrum shabalkini*, который "не имеет строгой возрастной привязки" (Там же, с. 93). Здесь же развит комплекс силикофлагеллат зоны *Dictyocha hexacantha*, охватывающий широкий стратиграфический интервал (верхняя часть лютетского яруса – низы приабонского яруса). Поэтому перенос дерезовской свиты из верхнего эоцена в средний эоцен не выглядит надежно обоснованным.

Очевидно, необходимо продолжить изучение стратиграфии палеогеновых отложений Воронежской антеклизы (Примеч. Ред.).

Регион IV Молдова

На территории Молдовы палеогеновые отложения имеют ограниченное распространение и приурочены только к южным районам региона. В связи с этим целесообразно дать общую характеристику всего разреза палеогеновых отложений, отходя от принятого в монографии плана изложения.

Разрез палеогена начинается кварц-глауконитовыми песчаниками с нуммулитами и нуммулитовыми песчанистыми известняками с *Nummulites gallensis* Heim, *N. burdigalensis* de la Harpe, *Operculina granulosa* Leym. var. *kischinevica* Zern., *Discocyclusina archiaci* (Schlumb.). Мощность 15 м. Они относятся к самой нижней части среднего эоцена (рис. 7).

Выше располагаются осадки бодракского региояруса (средний эоцен), которые по фораминиферам подразделяются на следующие три зоны.

Зона *Acarinina rotundimarginata*, которая начинается песками. В средней части развиты пелитоморфные известняки, а в кровле – алевролиты. Мощность 45 м. Комплекс фораминифер включает *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Spiroplectammina carinatiformis* Moroz., *Marginulina fragaria* (Gümb.), *Baggina iphigenia* Sam., *Asterigerina stelligera* Krajeva, *A. rotula* Kaufm., *Anomalina postvulgaris* Nikit., *A. acuta* Plumm. var. *taurica* Sam.

Зона *Globigerapsis subconglobatus*, сложенная в основании алевролитами, а выше – пелитоморфными известняками и окремненными мергелями. Мощность 40 м. Фораминиферы представлены *Globigerapsis subconglobatus* Khalil., *Turborotalia centralis* (Cushm. et Berm.), *Textularia pishvanovae* (A.Furs. et K.Furs.), *Verneuilina mexicana* Nutt., *Alabamina almaensis* Sam., *Cibicides eoceanus* (Gümb.).

Зона *Globigerina turkmenica*, в нижней части которой развиты алевролиты, замещающиеся вверх по разрезу глинисто-кремнистыми породами. Мощность 15 м. Среди фораминифер определены *Globigerina turkmenica* Khalil., *G. eoecena* Gümb., *G. praebulloides* Blow, *Spiroplectammina tenera* Nikit., *Robulus granulatus* (Hantk.), *Lenticulina parvula* Balakhm., *Alabamina perlata* Andr.

Верхний эоцен (альминский региоярус, зона *Globigerapsis tropicalis*) в основании разреза сложен глинистыми известняками и мергелями, а вы-

ше следуют карбонатные глины. Мощность от 35 до 100 м. Планктонные фораминиферы немногочисленны – *Globigerapsis tropicalis* Blow and Banner, *Globigerina corpulenta* Subb. Бентосные фораминиферы разнообразны – *Haplophragmoides glomeratum* Brady, *Spiroplectammina praecarinata* Nikit., *Nodosaria bacillum* DeFr., *N. annulifera* (Cushm. et Berm.), *Frondicularia budensis* (Hantk.), *Lenticulina laticostata* Tutk., *Marginulina infracompresa* (Thalm.), *Cibicides perlucidus* Nutt., *Bulimina sculptilis* Cushm., *B. aksuatika* Moroz., *Candella labrum* (Subb.), *Uvigerina hispida* Schw., *U. aubergiana* d'Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *B. aenariensis* Costa.

Олигоценые отложения на всей территории Молдовы отсутствуют.

Геологическую историю и палеогеографическую обстановку на территории Молдовы в эоценовое и олигоценое время можно представить следующим образом [Бобринский и др., 1965].

Палеоценовое и раннеэоценовое время характеризуется региональным поднятием и стратиграфическим перерывом. Средний и поздний эоцен отмечены непрерывным осадконакоплением в области устойчивого погружения суши на юге Молдовы и смежных районов Измаильской области (Украина) в междуречья Днестра и Прута. В полосе вдоль северной границы бассейна (южнее широты Унгены – Калараш – Оргеев – Дубоссары) происходило накопление прибрежных осадков мощностью 10-40 м. Южнее, на остальной территории Южной Молдовы осадки более глубоководны, а их мощность достигает 100-150 м. Для сравнения отметим, что мощность осадков эоцена за пределами Молдовы, в юго-восточной части Днестровско-Прутского междуречья (Измаильская область Украины), превышает 300 м. В позднем эоцене развита фация карбонатных осадков – глинистых известняков, мергелей, известковистых глин (рис. 8). Песчано-глинистая фация (пески, алевролиты, глины) занимает незначительные площади на северо-востоке бассейна седиментации (район Дубоссар и Григориополя) и в его юго-западной части (район Чадыр-Лунга, Комрата и Кагула). В первом случае снос терригенного материала шел со стороны Русской платформы, во втором – со стороны Добруджи.

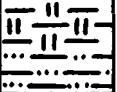
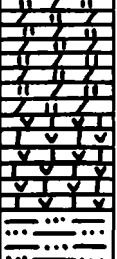
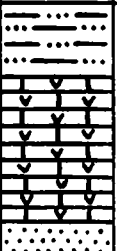

| Система | Общая шкала | | Региональная шкала | | Лито-логическая колонка | Мощность, м | Лито-логическая характеристика | Органические остатки | Характер движений |
|----------|-------------|------------|---|---|--|--|--|--|---|
| | Отдел | Подотдел | Регно-ярус | Зона | | | | | |
| Палеоген | Олигоцен | Ниж-ний | | | | | | | Региональное поднятие, несколько более интенсивное в Центральном и Припрутском районах Южной Молдавии. Остаточный морской бассейн на юго-востоке Днестровско-Прутского междуречья. Заключительный этап формирования Причерноморской впадины |
| | | | | | | | | | |
| | Эоцен | Бодракский | Globigerina turkmenica |  | 15 | Алевролиты, глинисто-кремнистые породы | Globigerina turkmenica, G. eocaena, G. frontosa, Spiroplectamina tenera, Robulus granulatus, Lenticulina parvula, Alabamina perlata, B. aksuatica | Непрерывный седиментогенез в пределах области однородного погружения суши после длительного перерыва. Накопление прибрежных фаций мощностью 10-40 м в полосе вдоль северной границы бассейна и относительно глубоководных на остальной территории, мощностью до 100-150 м. Мощность осадков эоцена за пределами Молдавии, в юго-восточной части Днестровско-Прутского междуречья превышает 300 м | |
| | | | Globigerapsis subconglobatus |  | 40 | Алевролиты, пелитоморфные известняки и кремнеземистые мергели | Textularia pishvanovae, Vermeuilina mexicana, Alabamina almaensis, Cibicides eocaenus, Turborotalia centralis, Globigerapsis subconglobatus | | |
| | | | Acarinina rotundimarginata |  | 45 | Пески, пелитоморфные известняки. алевролиты | Acarinina rotundimarginata, Spiroplectamina carinatiformis, Marginulina fragaria, Baggina iphigenia, Asterigerina stelligera, A. rotula, Anomalina postvulgaris, A. acuta var. tavrica | | |
| | | |  | 15 | Кварц-глауконитовые и нуммулитовые песчаники, нуммулитовые песчаные известняки | Nummulites gallensis, N. burdigalensis, Operculina granulosa var. kischinevica, Discoyclina archiaci | | | |

Рис. 7. Стратиграфическая схема эоценовых и нижнеолигоценых отложений Молдовы

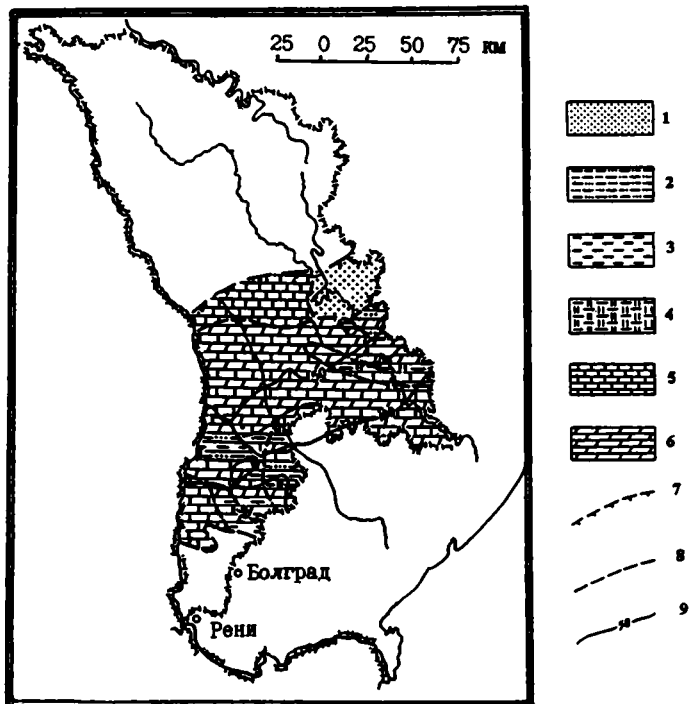


Рис. 8. Литолого-фациальная карта верхнеэоценовых отложений Молдовы
(Составили Г.М. Билинкис, П.Д. Букатчук, В.Л. Дубиновский, Г.А. Яновская)

1 – пески; 2 – алевролиты; 3 – глины; 4 – глинисто-кремнистые породы; 5 – известняки; 6 – мергели; 7,8 – границы: 7 – современного распространения осадков верхнего эоцена, 8 – между литолого-фациальными типами пород; 9 – изопахиты, м

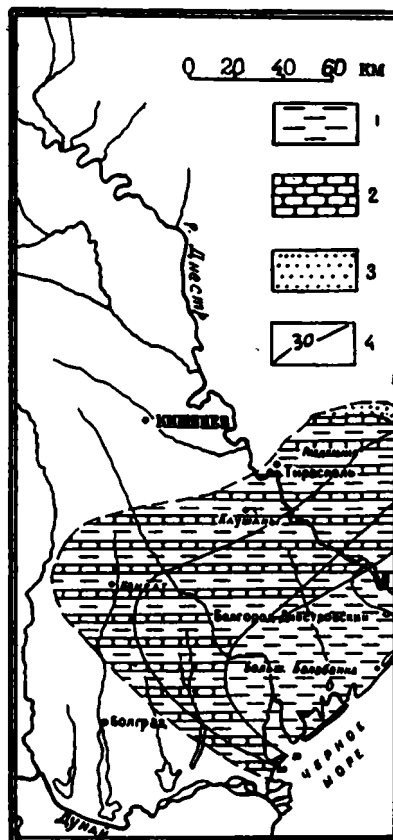


Рис. 9. Литолого-фациальная карта нижнеолигоценовых отложений Молдовы и Измаильской области Украины
(По В.М. Бобринскому и др. [1965])

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – пески грубозернистые с примесью гальки; 4 – изопахиты, м

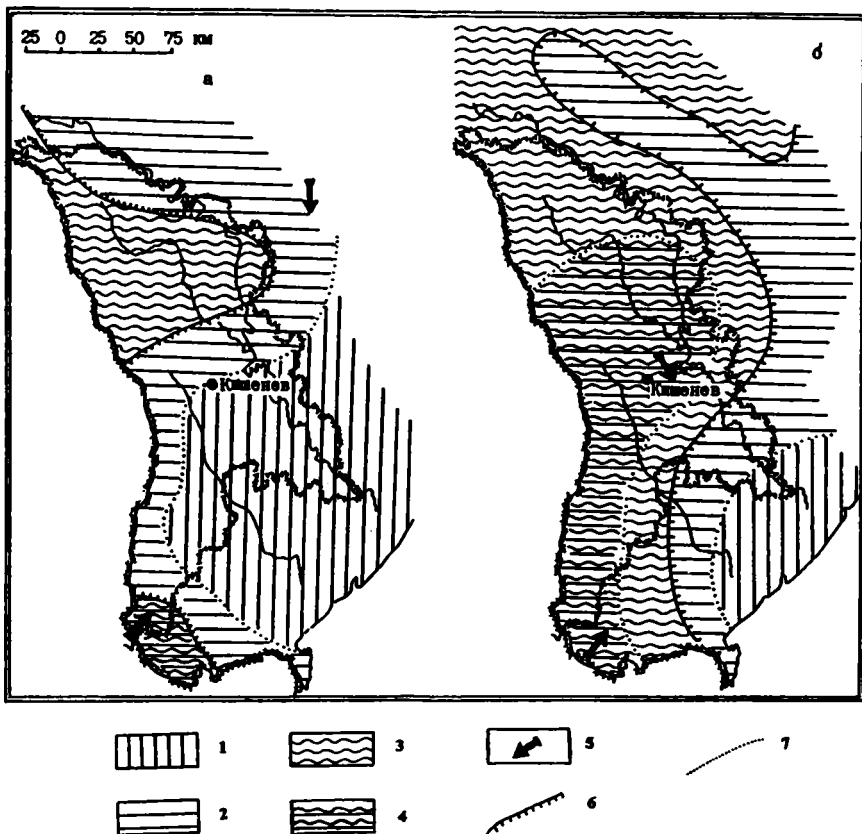


Рис. 10. Палеогеографические карты Молдовы и сопредельных районов Украины для эоцена (а) и олигоцена (б)

(Составили Г.М. Билинкис, П.Д. Букатчук, В.Л. Дубиновский)

1,2 – зоны шельфа: 1 – внешняя, 2 – внутренняя; 3, 4 – равнины: 3 – холмистая, 4 – возвышенная, плато; 5 – главные направления сноса обломочного материала; 6 – контуры береговой линии; 7 – границы площадей с разной палеогеографической обстановкой

В позднеэоценовое время северная часть Молдовы представляла собой холмистую равнину, а крайняя юго-западная ее часть – возвышенную равнину (см. рис. 8). Остальная территория была занята мелководным морским бассейном, в котором выделяются внешняя и внутренняя зоны шельфа.

В самом конце позднеэоценового времени территория Молдовы была вовлечена в процесс регионального поднятия (начало формирования Причерноморской впадины в ее современной конфигурации). Это поднятие проявилось более интенсивно в центре Молдовы и в Припрутских

районах Южной Молдовы (рис. 9). В результате в олигоценовое время эта область превратилась в возвышенное плато, которое с севера и востока обрамлялось холмистой равниной. Поэтому олигоценовые отложения в Молдове практически отсутствуют – остаточный морской бассейн сохранился лишь на крайнем юго-востоке Днестровско-Прутского междуречья с маломощными осадками внутренней зоны шельфа (район Тирасполя и Слободзея) (рис. 10). Олигоценовое время – заключительный этап формирования Причерноморской впадины.

Регион V

Юг Русской платформы

(Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб)

Введение

Регион расположен в южной части Русской (Восточно-Европейской) платформы и охватывает крупную Припятско-Днепровско-Донецкую синеклизу с прилегающими к ней участками Украинского щита и Воронежской антеклизы. Вся эта территория в эоцене и олигоцене была покрыта единым морским бассейном, глубоководная часть которого соответствовала наиболее погруженным участкам Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, в то время как в сторону Украинского щита и Воронежской антеклизы глубины бассейна постепенно уменьшались до перехода в литоральные и прибрежные зоны. В зависимости от глубины бассейна менялся и характер осадков. Таким образом, территория региона может рассматриваться как единая структурно-фациальная область, в пределах которой, в зависимости от тектонической позиции и особенностей литологического состава отложений, выделяются следующие структурно-фациальные зоны: центральная часть Украинского щита и его северо-восточный склон; Припятский прогиб; центральный грабен; юго-западный и северо-восточный борта Днепровско-Донецкой впадины; окраины Донецкого бассейна.

Краткая история изучения

История изучения палеогеновых отложений региона насчитывает уже более 100 лет. С ней связаны имена таких крупных исследователей как Н.Д. Борисяк, А.В. Рогович, К.М. Феофилактов, Н.П. Барбот де Марни, А.В. Гуров, П.А. Тутковский, Н.А. Соколов, П.Я. Армашевский, А.А. Борисяк, Г.А. Радкевич, Б.К. Лихарев, Л.И. Корякин, Д.Н. Соболев, Я.М. Коваль, М.Н. Ключников и многие другие.¹

¹ Подробно история изучения верхнеэоценовых и олигоценых отложений рассматриваемой территории изложена в монографии В.Ю. Зосимовича "Олигоценые отложения Днепровско-Донецкой впадины" [1981].

Уже в одной из первых стратиграфических схем выделялись верхнеэоценовый киевский и нижнеолигоценый харьковский "ярусы", граница между которыми и принималась в качестве границы эоцена и олигоцена [Соколов, 1893].

На протяжении нескольких последующих десятилетий стратиграфические исследования были направлены преимущественно на детализацию выделенных Н. А. Соколовым стратонамов, в то время как объем и возраст киевского и харьковского "ярусов" оставались практически неизменными. Итогом этого периода изучения стратиграфии Северной Украины можно считать схему, предложенную М. Н. Ключниковым [1953].

В дальнейшем, однако, было установлено, что в составе харьковского "яруса" олигоценовой является только его верхняя часть – толща глауконитово-кварцевых песков, в то время как нижняя часть – глинисто-кремнисто-алевритовая – должна быть отнесена к верхнему эоцену. Новые объемы пограничных стратонамов и новый вариант положения эоцен-олигоценовой границы отражены в стратиграфической схеме палеогеновых отложений платформенной Украины [Зосимович и др., 1963].

Детальные стратиграфические и палеонтологические исследования, проведенные по верхнему эоцену и олигоцену в последующее двадцатилетие, позволили собрать обширный материал, который не только подтвердил правильность принятых в 1963 г. решений по объему и возрасту пограничных подразделений, но и значительно повысил степень их достоверности. В связи с этим в новейшей стратиграфической схеме палеогеновых отложений платформенной Украины (1985 г.) пограничные эоцен-олигоценые отложения выделены в качестве самостоятельных стратонамов – буховской и межигорской свит [Дидковский и др., 1984 ; Зелинская и др., 1984].

Литолого-стратиграфическая характеристика

Обуховская свита в стратотипической области – (Киевское Приднепровье, центральная часть Днепровско-Донецкой впадины и Припятский прогиб) представлена голубовато-серыми и зеленовато-серыми песчано-глинистыми, слюдястыми, глауконитовыми, бескарбонатными алевритами. По простиранию в юго-восточной части впадины, на Украинском щите, склонах Воронежской антеклизы и окраинах Донбасса они замещаются опоквидными песчаниками, трепеловидными глинами, алевролитами, диатомитами и другими разновидностями кремнистых бескарбонатных пород. Мощность свиты колеблется от 8-10 до 25-30 м.

Межигорская свита, сохраняя практически на всей территории региона единый тип осадка – пески глауконитово-кварцевые, слюдястые, глинисто-алевритистые, – в различных его структурно-фациальных зонах характеризуется некоторыми особенностями состава. В стратотипической области Киевского Приднепровья она сложена песками буровато-зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, слегка гумусированными, глинистыми, с тонкими прослоями тонкосланцевых буровато-серых глин; в наиболее погруженных участках Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба – песками серовато-желтовато-зелеными, мелко- и тонкозернистыми, глинистыми, глауконитовыми. На бортах впадины, Украинском щите, склонах Воронежской антеклизы и окраинах Донбасса свита представлена песками светло-зеленовато-серыми, преимущественно среднезернистыми, слабоглинистыми, с очень незначительным содержанием глауконита.

В верхней части песчаной толщи довольно часто можно встретить рыхлые песчаники на глинистом и глинисто-фосфатном цементе с многочисленными стяжениями песчаных фосфоритов, иногда с ядрами и отпечатками моллюсков (бишкинский или пектено-глицимерисовый комплекс). К основанию свиты в одних случаях приурочены темно-серые разнозернистые гумусированные пески с тонкими прослоями буро-серых до черных углистых глин и фосфоритовыми стяжениями; в других – переслаивание железистых песков, глинисто-железистых песчаников и буро-серых глин с отпечатками растений; в третьих – прослой гравия и гальки; в четвертых – прослой конкреционных глинисто-кремнистых песчаников, иногда содержащих ядра и отпечатки моллюсков (жуковецкий комплекс). Мощность межигорской свиты колеблется в различных частях региона от 10-15 до 35-45 м.

Контакт обуховской и межигорской свит в краевых частях Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба, на Украинском щите и окраинах

Донбасса всегда четкий, эрозионный, с типичными следами размыва и характерными приконтактными образованиями: грубозернистые пески, гравий, галька, фосфоритовые стяжения и др. В центральной части впадины и наиболее погруженных участках прогиба переход между свитами обычно постепенный без следов размыва, в связи с чем установление линии их контакта нередко затруднено.

Палеонтологическая характеристика

Из обуховских отложений изучены моллюски, агглютинированные фораминиферы, нуммулиты, радиолярии, спикулы губок, диатомеи, динофлагеллаты и палиноморфы.

Моллюски в виде ядер и отпечатков встречаются преимущественно на Украинском щите и окраинах Донбасса. Родовой и видовой состав их весьма разнообразен, имеет позднеэоценовый возраст и отмечен рядом характерных черт. Среди двустворчаток доминирующее положение занимают одномушкульные, в частности гладкие пектениды, спондилусы, устрицы. Многочисленны также глицимерисы, кардиты, питары. Из гастропод чаще других встречаются *Rostellaria*, *Cassidaria*, *Rimella*, *Turritella* и *Mesalia*, причем два последних рода в олигоцене не переходят и среди моллюсков межигорской свиты не встречаются. Для обуховской свиты типичны также крупные *Nautilus* [Клюшников, 1953].

Среди агглютинированных фораминифер определены *Rhabdammina eocaenica* Cushm., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Reophax horrida* Cushm., *R. scalaria* Grzyb., *Haplophragmoides stavropolensis* Ter.-Grig., *H. eggeri* Chal., *H. glomeratum* (Brady), *H. quadratum* Uchio, *Ammobaculites agglutinans* d'Orb., *Cyclammina pseudocancellata* Chal. и др. [Краева, 1974; Краева, Маслун, 1984]. Распространены они преимущественно в основании свиты. Вверх по разрезу фораминиферы почти исчезают и лишь иногда в верхней части свиты присутствуют единичные *Psammosphaera*, *Saccammina* и *Haplophragmoides stavropolensis*. Последний обычен для верхов верхнего эоцена, но массовое развитие получает в олигоцене. Присутствие в комплексе *Cyclammina pseudocancellata*, *Reophax scalaria*, *Ammobaculites agglutinans* дает возможность сопоставлять низы обуховской свиты с нижней частью белоглинского (альминского) горизонта (зона *Globigerapsis index*). Верхняя часть обуховской свиты, очевидно, соответствует верхним слоям альминского горизонта (зона *Bolivina*), о чем свидетельствуют находки *Haplophragmoides stavropolensis*.

Нуммулиты встречаются в мелководных фациях обуховской свиты. В Днепровско-Донецкой впадине их находки известны на соляно-купольных структурах с.Исачни и г.Ромны, где они представ-

лены многочисленными экземплярами *Nummulites concinnus robusta* Jarc. в сочетании с более редкими *N. concinnus concinnus* Jarc. и единичными *N. paravariolarius* Jarc. и *Operculina alpina* Douv. Подобный, но более разнообразный комплекс нуммулитов, отмечается в детритусовых глауконитово-кварцевых песках г. Днепропетровска. В Болтышской депрессии (Кировоградская область) в известковых кварцево-глауконитовых песках совместно с мелкими фораминиферами и моллюсками "мандриковского" типа встречаются *Nummulites litoralis* Zern. и *N. ex gr. orbigny* Gall., широко распространенные в верхнеэоценовых отложениях Причерноморской впадины. В пределах Украинского щита (города Кременчуг, Белая Церковь, Коростышев, Могилев-Подольский и др.) найдены плохо сохранившиеся мелкие *Nummulites chavannesi* de la Harpe. Встреченные в обуховской свите нуммулиты позволяют датировать отложения поздним эоценом [Зернецкий, 1980].

Радиолярии обуховской свиты подтверждают ее позднеэоценовый возраст и позволяют коррелировать бескарбонатные глинисто-кремнисто-алевритовые породы Украинского щита, Днепровско-Донецкой впадины, Воронежской антеклизы и окраин Донбасса. Наиболее характерными и широко распространенными видами являются *Heterosestrum tschuenkoi* (Lipm.), *H. sonata* (Lipm.), *Porodiscus delicatulus* Lipm., *Amphistylus ensiger* Kosl., *Hexalonche senta* Kosl. [Горбунов, 1979].

Спикулы губок обуховской свиты составляют богатый, хорошей сохранности комплекс, насчитывающий около 110 разновидностей, принадлежащих представителям отрядов *Cognacuspongida* и *Tetrahonida* из классов *Demospongiae* и *Hyalospongiae*. В составе отряда *Cognacuspongida* определены роды *Esperiopsis*, *Muxilla*, *Haliclona*, *Isodictya*, а также семейство *Microcionidae*. В отряде *Tetrahonida* присутствуют роды *Onotoa*, *Erylus*, *Geodia*, *Dactylocalyctes*, *Stelletta*, *Thenea*, *Tethya*, *Discodermia*. В классе *Hyalospongiae* установлены представители семейств *Hyalonematidae*, *Euplectellidae*, *Euretidae*, *Aphrocallistidae*, *Rossellidae*, *Caulophacidae*. Аналогичный комплекс спикул обнаружен в альминских отложениях Причерноморской впадины, где он часто встречается совместно с фораминиферами зон *Globigerapsis index* и *Bolivina antegressa* [Иваник, 1985].

Комплекс диатомовых водорослей включает около 200 видов и принадлежит к позднеэоценовой провинциальной зоне *Paralia oamaruensis* [Глезер, 1980; Ольштынская, 1977].

Динофлагеллаты обуховской свиты составляют комплекс с *Kisselevia clathrata angulosa*, характеризующийся преобладанием видов рода *Deflandrea* – *D. phosphoritica* Eis., *D. phosphoritica attenuata* Vozzhen., *D. phosphoritica australis* Eis., *D. arcuata* Vozzhen. и др. Кроме того, встречены *Horologinella spinosa* Cookson, *Microdinium reticulatum* Vozzhen., *Wetzelilla ovalis* Eis., *Kisse-*

levia clathrata Eis. и др. [Андреева-Григорович и др., 1975; Стотланд, 1983].

Палиноморфы высших растений обуховской свиты относятся к комплексу с *Quercus gracilis* и *Quercus graciliformis*, для которого типично невысокое содержание спор, пыльцы хвойных растений и преобладание пыльцы покрытосеменных: *Myrica*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Palmae*, *Laurus*, *Triatriopollenites*, *Retitricolpites*, *Psilatricolporites ex gr. cingulum* и др. [Зосимович, Михелис, 1979; Михелис и др., 1975].

Отмеченные особенности состава позволяют сопоставлять комплексы микрофитофоссилий обуховской свиты с таковыми приабона и его аналогов в Западной Европе и с ассоциациями белоглинского (альминского) горизонта Крымско-Кавказской области.

В межгорской свите из палеонтологических остатков изучены моллюски, спикулы губок, динофлагеллаты и палиноморфы.

Моллюски, как уже упоминалось выше, встречены в основании свиты и в ее верхней части. Нижний (жуковецкий) комплекс, помимо типично олигоценовых видов – *Glycymeris obovata* (Lam.), *Arcoperna micans* (Braun), *Astarte kickxi* Nyst, *Callista splendida* (Mer.), *Tellina nystii* (Desh.) и др., содержит несколько форм – *Limopsis costulata* (Gold.), *Isocardia cyprinoides* Braun, *Tellina conspicua* Koen., *Panopea heberti* Bosq., известных из верхнеэоценовых отложений Западной Европы и Украины (в частности, латдорфских и мандриковских песков). Однако то обстоятельство, что эти виды присутствуют в составе рубановского и кызылджарского моллюсковых комплексов, позволяет датировать жуковецкую малакофауну ранним олигоценом.

Для верхнего (бишкинского) комплекса характерно преобладание представителей семейств *Glycymeridae* и *Pectinidae*, откуда происходит и название комплекса – "пектено-глицимерисовый": *Glycymeris obovata* (Lam.), *G. lunulata* (Nyst), *Chlamys bachmutica* Zos., *Ch. bishkini* Zos., *Ch. bifida* (Münst.) и др. Присутствуют также *Ostrea callifera* Lam., *Arctica rotundata* Braun, *Callista splendida* (Mer.), *Tellina nystii* (Desh.). Состав моллюсков свидетельствует о принадлежности отложений к олигоцену [Зосимович, 1981].

Среди спикул губок из межгорской свиты установлены преимущественно представители родов *Geodina*, *Stelletta*, *Thenea*, *Tethya* отряда *Tetrahonida* класса *Demospongiae*. Спорадически встречаются спикулы, принадлежащие губкам класса *Hyalospongiae*. Очень близкие комплексы спикул обнаружены в зубакинских отложениях горы Кызыл-Джар и нижней части среднемилитовых отложений Предкарпатского прогиба [Иваник, 1985].

Комплекс динофлагеллат межгорской свиты отличается большим разнообразием и появлением типично олигоценовых видов – *Phthanoperidinium*

amoenum Drugg et Loebel., Pentadinium laticinctum Bened., Corrudinium incompositum (Drugg) Stover et Evitt, Wetzeliella gochtii Costa et Downie. Его важная особенность заключается также в широком развитии представителей рода Wetzeliella – W. gochtii Costa et Downie, W. symmetrica Weiler, W. similis Eis., W. articulata Eis. [Стотланд, 1986].

Спорово-пыльцевой комплекс межигорской свиты характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений – разнообразных Pinaceae, Taxodiaceae, Sciadopityaceae. Среди покрытосеменных по-прежнему видное место занимает пыльца Myricaceae, Quercus, Nyssa, Palmae, различных Triatriopollenites, Retitricolpites, Scabra-tricolpites. Однако постепенно возрастает роль пыльцы Betulaceae и других листопадных среднеширотных растений. Существенно уменьшается значение пыльцы Psilatricolporites ex gr. singulum [Зосимович, Михелис, 1979; Стотланд, 1984].

Отмеченные особенности комплексов моллюсков, губок, фитопланктона и палиноморф позволяют сопоставлять вмещающие их отложения с рюпельским ярусом и его аналогами в Западной Европе, а также с планорбелловым горизонтом (нижним майкопом) юга Европейской части бывшего СССР (планорбелловая и борисфенская свиты, дюрменско-индольская и кызылджарско-зубакинская толщи) [Зосимович, 1981; Иваник, 1985; Стотланд, 1984, 1986].

Таким образом, по результатам изучения всех палеонтологических групп возраст обуховской свиты определяется как поздний эоцен, а межигорской – как ранний олигоцен. Следовательно, в пределах рассматриваемого региона граница обуховской и межигорской свит должна быть принята в качестве границы эоцена и олигоцена [Зосимович и др., 1985; Зосимович, 1992].

Палеогеографическая обстановка

Палеогеографические реконструкции показывают, что большую часть региона в позднем эоцене и раннем олигоцене покрывал морской бассейн. Его северная береговая линия проходила по территории Белорусской и Воронежской антеклиз, представлявших собой холмистую равнину и являвшихся основными областями сноса обломочного материала. С юга акваторию бассейна ограничивала цепь больших и малых островов, образованная наиболее высокими участками Украинского щита, Приазовского массива и Донецкого бассейна. Возможно, в олигоцене вместо островной дуги существовала суша, разделявшая морские бассейны Северной и Южной провинций, однако не исключено и наличие проливов, особенно в области Конкско-Ялынской впадины и Орехово-

Павлоградского синклиория. Наибольшими глубинами обуховского бассейна были 200-300 м, глубины межигорского бассейна не превышали 100-150 м. Положение береговых линий гипотетично, так как нигде не установлены достоверные прибрежные осадки, соответствие которых обуховской и межигорской свитам не вызывало бы сомнений. Поскольку олигоценый бассейн был более мелководным, можно предположить, что он занимал несколько меньшую площадь и его береговые линии были смещены к осевой части прогиба (по отношению к береговым линиям позднего эоцена бассейна).

Тектонические движения на рубеже эоцена и олигоцена для всего юго-запада Русской платформы и ее складчатого обрамления имели преимущественно восходящий характер, что привело к некоторому сокращению площади морских бассейнов [Радзивилл, Гуридов, 1985]. В полной мере это касается и территории региона. Регрессия морского бассейна, начавшаяся в конце позднего эоцена, достигла максимума на рубеже эоцена и олигоцена. В олигоцене намечается расширение бассейна, однако прежних размеров он уже не достиг и характер осадков был более мелководным.

Климатическая обстановка

Климат обуховского времени может быть охарактеризован как умеренно влажный, теплый, близкий к субтропическому; климат межигорского времени – как более прохладный, но с не менее высокой влажностью. Анализ всех групп ископаемых организмов в палеоклиматическом аспекте (в частности, выяснение направленности изменения палеотемператур) показывает, что на рубеже эоцена и олигоцена отмечается прогрессирующее похолодание. Наиболее отчетливо эта тенденция в изменении климата проявилась в быстрой перестройке наземной флоры в раннемежигорское время, к концу которого она приобрела облик тургайской теплоумеренной флоры с некоторыми субтропическими элементами.

Полезные ископаемые

Полезными ископаемыми пограничные эоцен-олигоценные отложения региона не богаты. С обуховской свитой связаны месторождения диатомитов, опок, трепелов, используемых как адсорбенты, керамзитовое, тугоплавкое и огнеупорное сырье. Пески межигорской свиты разрабатываются для формовочных смесей и как местный строительный материал.

Геологические и биотические события

Среди основных событий на рубеже эоцена и олигоцена необходимо отметить следующие:

1. Частичная регрессия и обмеление морского бассейна, которые в краевых частях выразились в четких контактах пограничных стратонов и привели к образованию в основании межигорской свиты характерных мелководных осадков.

2. Прогрессирующее от эоцена к олигоцену похолодание, зафиксированное в особенностях всех групп ископаемых организмов.

3. Четкие изменения в составе моллюсков, губок, динофлагеллат и палиноморф, позволяющие уверенно трактовать границу эоцена и олигоцена в пределах региона, отождествляя ее с границей обуховской и межигорской свит.

Регион VI

Северное Причерноморье и Крым

Введение

Южная часть Украины расположена в пределах Причерноморского прогиба и Горного Крыма. При описании первого из них принимается трактовка, изложенная в монографии А.В. Чекунова, А.А. Веселова и А.И. Гилькмана [1976]. Прогиб рассматривается как сложная гетерогенная грабенообразная структура, протягивающаяся в субширотном направлении вдоль тектонического шва между древней Русской (Восточно-Европейской) платформой и молодой Скифской и являющаяся западным окончанием крупной Причерноморско-Кубанской впадины. По своей динамической характеристике, месту и времени формирования, а также некоторым чертам строения Причерноморский прогиб должен быть отнесен к передовым прогибам. В то же время ряд особенностей строения и развития – приуроченность осевой зоны к шовным юрским грабенам вдоль границы древней Русской и молодой Скифской платформ, формирование в активную стадию на фоне общих опусканий земной коры и т.д. – придают Причерноморскому прогибу своеобразие, в значительной мере затушовывающее его положение как передового прогиба.

Северная граница прогиба проводится по контуру обнаженной части Украинского щита, южная пролегает вдоль северных окраин Крымского мегантиклинория. В северо-западной (шельфовой) части Черного моря прогиб по молодым образованиям не имеет южного крыла и открыт в сторону Черноморской впадины. Западное ограничение прогиба совпадает с Одесской, а восточное – с Орехово-Павлоградской (Мелитопольско-Новоцарыцынской) зонами глубинных разломов.

Причерноморский прогиб подразделяется на две основные зоны: северный борт (Северное Причерноморье, включая осевую зону грабенов, и южный борт (Равнинный Крым) (рис. 11).

В Северном Причерноморье¹ дорифейский фундамент погружается к югу, в сторону осевой зоны, и в районе Каркинитского залива и Перекопа залегает на глубинах 4–6 км [Чекунов и др., 1976]. Фундамент разделен на блоки серией глубинных и других крупных разломов разного простирания. Осевые части грабенов приурочены к зоне сочленения древнего дорифейского фундамента Русской платформы и более молодого фундамента Скифской платформы. По геофизическим данным, зона сочленения представляется в виде типичного глубинного разлома. Северный борт прогиба разделен субмеридиональным Евпаторийско-Скадовским разломом на две крупные структурно-фациальные зоны: Восточное и Западное Причерноморье. Зоны различаются стратиграфическим объемом осадочных образований, их мощностью, литологическим составом и фаунистической характеристикой. Строение Западного Причерноморья также неоднородно. Его целесообразно разделить на территорию, расположенную к западу от р. Южный Буг и, по существу, заходящую на Молдавское поднятие, и междуречье Южный Буг – Ингулец с примыкающим к нему с юга северо-западным шельфом Черного моря.

Южный борт (Равнинный Крым) расположен на гетерогенном фундаменте байкальской, герцинской и киммерийской консолидации и подразделяется на ряд структурно-фациальных зон, приуроченных к его положительным и отрицательным структурам.

В течение палеогенового периода Причерноморский прогиб являлся ареной неоднократной смены трансгрессий и регрессий, местом накопления мощных толщ морских образований. На их распреде-

¹ Южное Причерноморье находится за пределами территории бывшего СССР (Турция). Северное Причерноморье подразделяется на западную и восточную части. Далее они будут называться Западное и Восточное Причерноморье (*Примеч. ред.*).

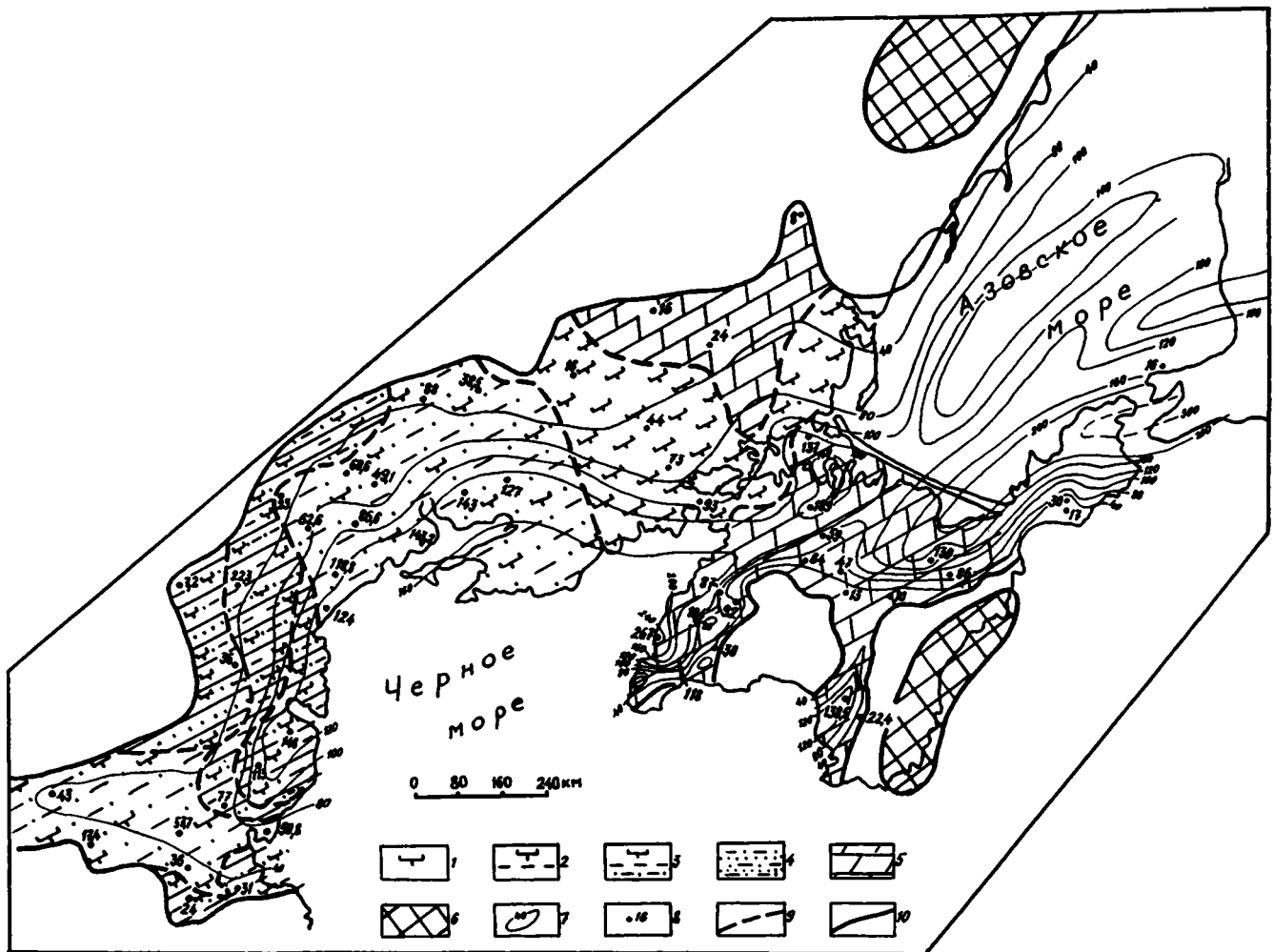


Рис. 11. Литолого-фациальная карта позднэоценовых отложений Северного Причерноморья

1-5 - осадки шельфовой зоны: 1 - глины карбонатные, 2-4 - чередование: 2 - глины карбонатных и бескарбонатных, 3 - глины карбонатных и бескарбонатных и алевроитов, 4 - песков и алевроитов, 5 - мергели, 6 - область размыва (суша); 7 - изопахиты, м; 8 - картировочные скважины, указана мощность вскрытых отложений верхнего эоцена, м; 9, 10 - границы: 9 - литолого-фациальных типов отложений, 10 - разделяющая области сноса и аккумуляции

ление, мощность, фациальный состав и палеонтологическую характеристику решающее влияние оказали разнонаправленные (иногда даже малоамплитудные) движения блоков земной коры вдоль зон глубинных и других крупных разломов. Анализ этих движений, а также противоположных по знаку орогенических движений в Горном Крыму послужили основой разработки схемы цикличности осадконакопления в Причерноморском прогибе [Чекунов и др., 1976].

Краткая история изучения

История изучения палеогеновых отложений Причерноморья и Крыма насчитывает более 100 лет. Из исследований раннего периода необходимо от-

метить работы Н.И. Андрусова, Н.А. Двойченко, Н.А. Соколова, К.К. Фохта, которые и сегодня оказывают влияние на развитие стратиграфических построений. В послевоенные годы значительный вклад в изучение палеогена, в частности, пограничных образований эоцена-олигоцена, вносят Ю.Б. Басс, О.К. Каптаренко-Черноусова, М.Н. Ключников, И.А. Коробков, З.Л. Маймин, Р.Б. Самойлова, М.В. Ярцева, Н.Н. Субботина. В последующее время над проблемой границы эоцена и олигоцена работали В.А. Зелинская, В.Ф. Зернецкий, И.Д. Коненкова, В.В. Кораллова, Е.Я. Краева, В.Г. Куличенко, С.А. Люльева, Д.Е. Макаренко, Р.Л. Мерклин, М.Ф. Носовский, Л.А. Панова, А.П. Печенкина, Н.Г. Савенко, Ю.И. Селин, Е.К. Шуцкая, Е.М. Богданович, Н.Г. Музылев, А.А. Веселов, А.И. Гилькман, А.В. Чекунов.

На Всесоюзном совещании по стратиграфии кайнозоя СССР в Баку в 1955 г. была принята Унифицированная шкала палеоцена и эоцена юга Европейской части СССР [Унифицированная., 1959], позднее законодательно утвержденная Решением Стратиграфической комиссии МСК [1963]. В качестве стратотипа ярусов палеоцена и эоцена был выбран Бахчисарайский разрез на территории северного склона Горного Крыма.

Сложнее обстояло дело со стратотипическим разрезом олигоцена из-за скудной палеонтологической характеристики отложений майкопской серии. На VII Пленарном совещании Палеогеновая комиссия МСК (Ленинград, 1964 г.) выделила Северное Причерноморье в качестве стратотипической области олигоцена Юга СССР. Основанием для этого послужила стратиграфическая непрерывность разрезов, присутствие в наиболее представительных из них всех стратонев олигоцена, сравнительное богатство и разнообразие остатков разных групп организмов. В рассматриваемом аспекте северопричерноморские разрезы олигоцена превосходили как известный Кубанский разрез, так и слабо изученные по скважинам разрезы олигоцена Равнинного Крыма. Исключение составлял разрез на склонах горы Кызыл-Джар в Альминской впадине, избранный в качестве опорного для самой нижней части олигоцена (кызылджарский горизонт). Опорный разрез всего олигоцена был принят по специально пробуренной скважине Степное-1 (Нижнесерогозский район Херсонской области). Заметим, что выходы олигоцена и подстилающих его отложений известны только в Никопольском районе, в бассейне р. Мокрый Индол и в Альминской впадине.

Приведем сводную характеристику отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена (до подошвы аналогов полбинского горизонта Центрального Предкавказья) Северного Причерноморья и Крыма.

Литолого-стратиграфическая и палеонтологическая характеристики

Восточное Причерноморье, южный склон Украинского щита и Приазовье

Белоглинский горизонт (верхний эоцен) сложен здесь типичными светлыми мергелями. Северные границы его распространения извилисты и определяются рельефом и блоковыми движениями кристаллического фундамента. В направлении к югу увеличивается как мощность (до 100 м), так и стратиграфическая полнота разреза.

В опорном разрезе Степное-1 верхний эоцен не вскрыт в полном объеме. По данным М.В. Ярцевой, здесь установлены верхи лоны *Globigerapsis index* и крупных глобигерин и низы лоны *Bolivina*. Самым южным и хорошо изученным разрезом в этой структурно-фациальной зоне является разрез

скважины Чонгарская-692, где Л.М. Голубничая, Е.Я. Краева и Н.Г. Савенко выделяют обе лоны, причем следов размыва отложений лоны *Bolivina* не отмечено. Слои с комплексом *Almaena taurica* не установлены. Нижняя лона белоглинского горизонта отличается пышным развитием планктонных фораминифер. В верхней лоне более многочисленны различные боливины и другие бентосные формы, а планктонные резко сокращаются или исчезают. Между тем, состав бентоса существенно не меняется. Фауна фораминифер позволяет коррелировать отложения с белоглинским горизонтом парастратотипического разреза по р.Кубань, где также выделяются лона *Globigerapsis tropicalis* и лона *Bolivina* [Крашенинников, Музылев, 1975]. Из крупных фораминифер в песчаных разностях мергелей Северного Причерноморья определены *Nummulites incrassatus de la Harpe* и *N. orbigny* (Gall.) [Веселов и др., 1971].

Находки моллюсков в белоглинском горизонте редки. М.Ф. Носовский обнаружил отпечатки *Variamussium albolutosum* Korob. в белых мергелях Белозерского месторождения и *V. fallax* Korob. в лоне *Globigerapsis index* и крупных глобигерин разреза Степное-1. Е.М. Богданович установила соответствие низов этой лоны зоне *Chiasmolithus oamaguensis* по наннопланктону, а верхней ее части – зоне *Isthmolithus recurvus*.

К северу и востоку мощность белоглинского горизонта уменьшается и фациально он замещается более мелководными образованиями. В бассейнах рек Ингулец, Соленая, Базавлук отмечается наличие только лоны *Globigerapsis index* и крупных глобигерин [Носовский, Ярцева, 1960]. В Южном Приазовье установлены как лона *Globigerapsis index* и крупных глобигерин, так и лона *Bolivina* [Носовский и др., 1984].

Подостракодовая часть олигоцена разделена (снизу вверх) на рубановские и никопольские слои, включаемые в состав борисфенской свиты. Сложна свита преимущественно некарбонатными глинисто-алевритовыми породами, иногда слабоизвестковистыми и песчаными у основания. Отмечена большая алевритистость пород, чередование алевритовых глин и алевритов в верхней части свиты. В направлении к северу и востоку свита сокращается в мощности, постепенно выклиниваются рубановские слои, а затем (на Украинском щите) – и никопольские. Последние в районе Южного Криворожья, Никопольщины и в Больше-токмакском районе замещаются продуктивной марганцево-рудной толщей, которая традиционно разделяется на подрудные пески, марганцевые руды и надрудные глины. Марганцевым рудам Приднепровского бассейна стратиграфически отвечают прослои различных по составу марганецсодержащих карбонатных конкреций. Разрез нижней части олигоцена Южного Приазовья сохраняет те же основные черты строения, которые типичны для собственно Восточного Причерно-

морья. Известны континентальные аналоги никопольских отложений (Ореховское бурогольное месторождение).

Рубановские слои в Восточном Причерноморье залегают обычно на белоглинском горизонте трансгрессивно, что фиксируется по присутствию в основании олигоценового разреза прослоев или примазок кварцево-глауконитовых песков, редких включений мелкой кварцевой гальки, иногда перетолженных верхнеэоценовых фораминифер. Длительность перерыва между поздним эоценом и ранним олигоценом уменьшается к югу, и в Каркинитской впадине залегание верхнеэоценовых и олигоценовых отложений согласное.

Состав фораминифер рубановских слоев четко определяется палеогеографическим положением разрезов и фаціальным составом пород: песчаные отложения прибрежных районов охарактеризованы комплексом *Lenticulina hehrmanni*, а в глинисто-алевритовых превалируют *Haplophragmoides deformabilis* и *H. stavoropolensis*. В опорном разрезе Степное-1 рубановские слои разделены на две пачки: нижнюю с комплексом *Cibicides almaensis* и верхнюю с *Haplophragmoides stavoropolensis*. Аналогичное деление сохраняется на Чонгарском полуострове и в Кызылджарском разрезе. Соответственно мощность рубановских слоев в этих разрезах составляет 8,49 и 20 м. В рубановских слоях А.А.Веселов установил моллюски: *Glycymeris (Glycymeris obovata)* (Lmk.), *Similipecten hauchecornei* (Koen.), *Astarte (Astarte) kickxi* (Nyst) и другие, комплекс которых сопоставим с таковым песков Берг и глинами Бом рупельского яруса Бельгии. Из представителей других групп беспозвоночных монографически описаны остракоды [Шеремета, 1969], обнаружены также единичные кораллы, остатки морских ежей и мшанок. В.В. Кораллова называет споровыльцевой комплекс рубановских слоев нижнеборисфенским, отмечая, что он распространяется в нижнюю часть вышележащей толщи олигоценового разреза.

Никопольские слои залегают на рубановских без резкой литологической границы, а в местах отсутствия рубановских слоев трансгрессивно перекрывают верхнеэоценовые и даже среднеэоценовые отложения. Из никопольских слоев монографически изучены фораминиферы [Краева, 1961], моллюски [Селин, 1964], остракоды [Шеремета, 1969]. Они довольно многочисленны, часто встречаются, имеют хорошую сохранность и приурочены к нижней, большей по мощности части никопольских слоев.

Состав комплекса видов фораминифер, по данным Е.Я. Краевой, И.Д. Коненковой, Н.Г. Савенко, М.В. Ярцевой, резко отличается от состава рубановской ассоциации. Редки планктонные фораминиферы, среди бентосных преобладают аномалиниды, роталииды, по всему разрезу развиты агглютинированные формы. Ассоциацию

видов этой группы принято называть в литературе спиropлектaмминовой [Краева, 1961; Носовский, 1970, 1975] по имени характерного вида *Spiroplectamina carinata oligocenica*. В качестве других типичных видов этого комплекса отмечены *Neogyroidina memoranda* (Subb.), *Caucasina schischkinskyae* (Samoil.), *Bolivina mississippiensis* Cushman., *Uvigerinella majcorica* Краева. М.В. Ярцева предлагала подразделить спиropлектaмминовую лону на три пачки, исходя из особенностей вертикального распространения фораминифер в разрезе Степное-1. Но по Н.В. Савенко эти особенности не выдерживаются в других, даже рядом расположенных разрезах. Планктонные фораминиферы появляются почти у подошвы никопольских слоев и исчезают ранее, чем бентосные. Из наиболее стратиграфически важных видов укажем *Globigerina officinalis* Subb., *G. praebulloides praebulloides* Blow, *G. ouachitaensis ouachitaensis* Howe et Wall. [Краева, Ярцева, 1973].

Моллюски, комплекс которых насчитывает свыше 50 видов, также распространены в нижней и большей по мощности части никопольских слоев. Из пектенид характерны *Chlamys composita* Gldf., *C. stettinensis* Koen., *C. permista* Beyr., *C. picta* (Gldf.) [Селин, 1964]. Комплекс видов никопольских моллюсков имеет настолько очевидный рупельский состав (септариевые глины Германии, пески Берг и глины Бом Бельгии), что дискуссии о возрасте этих слоев не возникало.

В.Г. Шеремета [1969] монографически описал из рассматриваемых отложений 96 видов остракод. Он отмечал неравномерное распределение их по площади и вертикали, наличие в ряде разрезов прослоев только с остракодами, не прослеживаемых, однако, даже на небольших расстояниях, и невозможность выделения каких-либо зональных подразделений по этой группе.

Если граница белоглинских и рубановских отложений по палинологическим данным (В.В. Кораллова, Г.М. Стефанская) фиксируется однозначно, то в основании никопольских слоев еще распространены нижнеборисфенский комплекс с *Taxodium distichiformis* Zhez. Остальную часть их характеризует верхнеборисфенский комплекс с *Taxodium distichiformis* Zhez., *Carya lacera* Kor., *Quercus memoranda* Kor. Г.М. Стефанская отмечает постоянное присутствие в никопольских слоях динофлагеллаты *Deflandrea phosphoritica phosphoritica* Cook. et Eis. По Е.М. Богданович, эти слои могут быть отнесены к наннопланктонной зоне *Helicopontosphaera reticulata* шкалы Мартини [Носовский и др., 1984].

За исключением северных и восточных окраин восточной части Причерноморья, никопольские слои перекрываются молочанскими слоями с *Rzehakia cimlanica* (Zhizh.) Popov, кардиумами, яншинеллами, многочисленными остракодами и наннопланктоном зоны *Sphenolithus predistentus* [Веселов, Люльева, 1980].

Западное Причерноморье отличается от Восточного литолого-фациальной и палеонтологической характеристикой, мощностями и распространением пограничных горизонтов эоцена и олигоцена. В континентальной части зоны выделено два основных типа разрезов верхнего эоцена.

Первый из них распространен на междуречьях Ингулец – Южный Буг и сложен глинисто-алевритно-песчаными неравномерно карбонатными светло-зеленоватыми породами бармашовской свиты [Веселов и др., 1971]. Последняя характеризуется нонионидово-астеригериновым комплексом мелких фораминифер [Краева, 1961], многочисленными и разнообразными нуммулитами [Зернецкий, 1962], типичными для зоны *Nummulites orbigny*, в интерпретации Г.И. Немкова, – *N. orbigny* (Gall.), *N. rectus* Curry, *N. lithoralis* Zern. Значительную коррелятивную роль играют моллюски, позволяющие параллелизовать бармашовскую свиту с белоглинским горизонтом и мандриковскими слоями [Веселов и др., 1971]. Среди них преобладают одномускульные *Chlamys cornea* Sow., *Ch. biarrizensis* d'Arch., *Ostrea prona* Wood, *O. plicata* Sol. По наннопланктону свиту, видимо, можно отнести к зоне *Isthmolithus recurvus* (по А.С. Андреевой-Григорович).

Второй тип разрезов верхнего эоцена характеризует территорию к западу от рек Большой Куяльник и Южный Буг, прослеживаясь и на примыкающей с запада части Молдавского поднятия. Он представлен толщей переслаивания зеленоватосерых карбонатных и некарбонатных глин и алевритов швабской свиты. Позднеэоценовый ее возраст доказывается комплексом фораминифер с *Marginulina behmi* (Reuss), нуммулитами, моллюсками, видовой состав которых аналогичен таковому бармашевской свиты – *Chlamys biarrizensis* d'Arch., *Ch. cornea* Sow., *Ryncnodonta queteleti* (Nyst), и наннопланктоном зоны *Sphenolithus pseudoradians* [Веселов и др., 1971].

Фациальные замещения верхнеэоценовых отложений в Северном Причерноморье происходят очень плавно, и строгое разграничение областей распространения бармашевской и швабской свит достаточно условно.

В области шельфа северо-западной части Черного моря, примыкающей в основном к междуречью Ингулец – Южный Буг, развиты типичные белоглинские мергели с *Globigerapsis tropicalis* и наннопланктоном зон *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians* [Краева, Люльева, 1976; Стратиграфия..., 1984].

В Западном Причерноморье нижний горизонт олигоцена (рубановские слои) на континенте обнаружен только в одном из расположенных на крайнем юге разрезов, а на остальной территории верхнеэоценовые отложения трансгрессивно перекрываются никопольскими слоями олигоцена. Сказан-

ное распространяется и на прилегающую часть шельфа [Краева, Люльева, 1976].

Литолого-стратиграфическая характеристика никопольских и молочанских слоев олигоцена рассматриваемого региона не отличается скольконнибудь существенно от таковой по разновозрастным образованиям Восточного Причерноморья.

Равнинный Крым (Альминская впадина)

Опорный разрез верхнего эоцена и нижней части олигоцена находится на южном склоне горы Кызыл-Джар у сел. Почтовое, практически на границе Горного и Равнинного Крыма. Он является непосредственным продолжением Бахчисарайского стратотипического разреза палеогена. Литолого-стратиграфические особенности Кызылджарского разреза, фауна моллюсков и фораминифер, комплексы наннопланктона освещены во многих работах [Веселов и др., 1973; Шуцкая, Носовский, 1975; Решение коллоквиума..., 1970; Путеводитель экскурсий (Крым), 1971; Решение..., 1963; Муратов, Немков, 1960; Самойлова, 1947; Шуцкая, 1958, 1960, 1963, 1970; Субботина, 1953 а, б, 1960; Василенко, 1952; Андреева-Григорович, 1974, 1981; Морозова, 1959; Печенкина, 1971а,б; Kapellos, 1973; Музылев, 1980; и др].

Верхний эоцен подстилается кофейно-бурыми мергелями кумской свиты (средний эоцен) с многочисленными остатками скелетов и чешуи рыб и бедным комплексом фораминифер зоны *Globigerina turkmenica*. Сам контакт среднего и верхнего эоцена наблюдается плохо из-за характера обнаженности.

Верхний эоцен (альминский ярус) представлен толщей светло-серых мергелей, переходящих вверх по разрезу в несколько более глинистые мергели зеленоватого цвета. В кровле располагается пачка (около 5 м) желтоватых и буроватых слабоизвестковистых глин. Общая мощность 100 м. По фораминиферам подразделяется на зону *Globigerapsis index* и крупных глобигерин и зону *Bolivina antegressa*.

Зона *Globigerapsis index* и крупных глобигерин характеризуется многочисленными планктонными фораминиферами – *G. index* (Finl.), *G. tropicalis* Blow and Banner, *Globigerina corpulenta* Subb., *G. eocaenica irregularis* Subb., *Turborotalia centralis* (Cushm. et Berm.), *Pseudohastigerina micra* (Cole). Чрезвычайно разнообразен комплекс бентосных фораминифер – *Clavulinoides czaboi* (Hantk.), *Clavulina cylindrica* (Hantk.), *Nodosaria bacillum annulifera* (Cushm. et Berm.), *N. spinescens* Reuss, *Dentalina multilineata* Born., *Anomalina granosa* (Hantk.), *A. affinis* (Hantk.), *A. kasinaensis* Schutz., *A. acuta taurica* Samoil., *Cibicides pygmeus* (Hantk.), *C. bionus* Schutz., *C. perlucidus* Nutt., *Planulina costata* (Hantk.), *Turrillina alsatica* (Andr.), *Cassidulina globosa* Hantk., *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Alabamina perlata* (Andr.), *Marginulina*

behmi (Reuss), *Siphonina praereticulata* Krajeva, *Bifarina millepunctata* Tutk., *Bulimina aksuatica* Moroz., *B. truncana* Gumb., *Uvigerina costellata* Moroz., *U. pygmaea* d'Orb., *U. jacksonensis* Cushm., *U. hispida* Schwag., *Bolivina antegressa* Subb., *Angulogerina angulosa* (Will.). Мощность отложений зоны 80 м.

В зоне *Bolivina antegressa* планктонные фораминиферы очень редки, а процентное содержание бентосных фораминифер резко возрастает. Видовой состав их близок к таковому из подстилающих отложений, более многочисленны *Valvulina spinosa* Cushm., *Spiroplectamina* ex gr. *carinata* (d'Orb.), *Marginulina fragaria* (Gumb.), *M. behmi* (Reuss), *Siphonodosaria exilis* (Neug.), *S. volgensis* (Samoil.), *S. adolfina* (d'Orb.), *Fronicularia budensis* (Hantk.), *Alabamina budensis* (Hantk.), *Cibicides biumbonatus* Furr., *C. costatus* (Hantk.), *C. tahtaensis* Schutz., *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *B. microlancetiformis* Subb., *B. reticulata* Hantk. Мощность 20 м.

Самая верхняя часть зоны *Bolivina antegressa* выделяется в качестве слоев (или подзоны) с *Almaena taurica* (мощность 3–5 м). Новыми элементами среди бентосных фораминифер являются *Almaena taurica* (Samoil.), *Alabamina almaensis* (Samoil.), *Cibicides jankulaensis* Schutz.

Карбонатные породы верхнего эоцена согласно перекрываются толщей глин и алевролитов нижнего олигоцена (майкопская серия). В разрезе Кызыл-Джар различаются кызылджарский и никопольский горизонты.

Кызылджарский горизонт (местная зона *Lenticulina hermanni* по фораминиферам) сложен чередованием слабоизвестковых серовато-желтоватых глин и алевролитов с *Lenticulina hermanni* (Andr.), *Cibicides almaensis* (Samoil.), *C. extremus* Schutz., *C. pseudoungerianus* (Cushm.), *C. crimensis* Schutz., *C. oligocenicus* Samoil., *C. tahtaensis* Schutz., *Planorbulina hadlei* Balach., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Nonion graniferum* (Terq.), *Melonis dosularensis* (Chalil.), *Guttulina problema* d'Orb., *Glandulina laevigata* (d'Orb.), *Globulina gibba* d'Orb., *Pyrulina lanceolata* Reuss, *Globigerina officinalis* Subb., *G. khadumica* N. Вукова. Мощность 16 м.

Никопольский горизонт (местная зона *Spiroplectamina carinata oligocena* по фораминиферам) представлен буроватыми и темно-серыми некарбонатными глинами с очень бедным комплексом преимущественно агглютинированных фораминифер – *Spiroplectamina carinata oligocena* J.Nikit., *Hyperammia caucasica* Bogd., *H. ex gr. djanaica* Bogd., *Globulina* sp., *Guttulina* sp., *Lenticulina* sp. Видимая мощность 10 м.

К итогам изучения Кызылджарского разреза следует привести несколько дополнений. Так, если в Кызылджарском разрезе одноименные слои согласно залегают на пачке пород с *Almaena taurica* [Веселов и др., 1973], то они же согласно распола-

гаются на лоне *Bolivina* в соседнем разрезе опорной скважины Кочергино-2. Существенно появление олигоценовых фораминифер в кровле пород с *Almaena taurica* и в верхах собственно слоев с *Bolivina*. Следовательно, слои с *Almaena taurica* следует рассматривать как фациальный аналог верхней части местной зоны (лоны) *Bolivina antegressa*. Граница между эоценом и олигоценом по фауне фораминифер проводится микропалеонтологами [Путеводитель..., 1971; Решение коллоквиума..., 1970; Шуцкая, Носовский, 1975 и др.] единодушно между альминским "ярусом" (аналог белоглинского горизонта Северного Предкавказья) и кызылджарским горизонтом (нижняя часть пландорбелловой свиты).

Нет разногласий и среди малакологов по вопросу о положении рассматриваемой границы, хотя ряд специалистов (Б.П. Жижченко, Ю.И. Селин, Г.Х. Салибаев), основываясь не на анализе комплексов моллюсков, а на косвенных предположениях, предлагали проводить ее по кровле кызылджарских слоев. В этом смысле важно подчеркнуть, что граница белоглинского и кызылджарского горизонтов является уровнем существенного изменения видового и родового состава ассоциаций моллюсков. Ниже нее распространены *Variamussium fallax* Korob., *Chlamys idonea* Sow., *Similipecten cossmanni* (Koen.), *Pycnodonta queteleti* (Nyst), а выше – *Similipecten hauchecornei* (Koen.), *Chlamys stettinensis* Koen., *Fusiturris selysii* (Koen.), *Cardita kickxi* (Nyst et West.), *Arctica perovalis* (Koen.), *Nucula sulcifera* Koen., *Dentalium acutum* Heb., *Yoldiella chadumica* (Korob.), *Lucina batraschinica* Korob. и другие характерные олигоценовые (рюпельские) виды.

Несколько сложнее с вопросом о границе эоцена и олигоцена по данным наннопланктона. По мнению Н.Г. Музылева [1980], альминский "ярус" отвечает зоне *Discoaster barbadiensis* (с подзонами *Chiasmolithus oamaruensis* и *Isthmolithus recurvus*). Последние редкие экземпляры *Discoaster barbadiensis* и единичные экземпляры *D. saipanensis* исчезают в базальном слое кызылджарского горизонта, в 2–3 м выше его подошвы. По этому уровню и фиксируется граница эоцена и олигоцена. Основная часть кызылджарского горизонта относится уже к зоне (подзоне) *Coccolithus sudistichus*. Ш.Капеллос [Kapellios, 1973] условно помещает границу эоцена и олигоцена в кровлю зоны *Bolivina antegressa*, а А.С. Андреева-Григорович [1974, 1981] – в среднюю часть этой зоны. Как видим, эти расхождения невелики и связаны с нечеткостью границы между зонами *Discoaster barbadiensis* и *Coccolithus subdistichus* в связи со слабым изменением наннофлоры у этого рубежа.

Стратиграфические данные о палеогене рассмотренных выше структурно-фациальных зон свидетельствуют о том, что на территории Северного Причерноморья и Равнинного Крыма грани-

ца эоцена и олигоцена совпадает с кровлей белоглинского горизонта (и его аналогов) и с подошвой борисфенского горизонта.

История геологического развития

Понимание геологических событий, происшедших на рубеже эоцена и олигоцена, возможно только во взаимосвязи их с развитием сопряженной динамической системы Причерноморский прогиб – Крымский мегантиклинорий. В монографии А.В. Чекунова с соавторами [1976] продемонстрирован циклический характер развития системы и обосновано подразделение апт-плиоценового этапа на четыре крупных однозначных цикла тектогенеза, каждому из которых соответствует свой цикл осадконакопления. Максимумам тектонической активности отвечают максимумы трансгрессий морских бассейнов в Причерноморском прогибе, минимумам – максимумы регрессий. Первые два цикла тектогенеза, охватывающие период с апта до раннего палеоцена, отражают нарастание тектонической активности, а следующие два (поздний палеоцен – плиоцен) – ее постепенное затухание. Развитие указанной динамической системы в первые два цикла происходило на фоне общих опусканий в период альпийского геотектонического развития, а в последние два цикла – на фоне общих поднятий.

Данные обстоятельства позволяют подразделить апт-плиоценовый этап на меловой (апт – нижний палеоцен) и палеоген-неогеновый (верхний палеоцен – плиоцен) подэтапы. Для первого из них характерны наибольшие компенсационные опускания в Причерноморском прогибе, широкое соединение его морей с Тетисом и резкое преобладание карбонатного осадконакопления, для второго – некоторая обособленность морских бассейнов от полного Тетиса, которая постепенно возрастала, и преобладание терригенного осадконакопления. В свою очередь, палеоген-неогеновый подэтап можно подразделить на палеогеновую и неогеновую стадии. Каждая из них соответствует одному циклу тектогенеза.

Палеогеновый цикл отражает новое нарастание тектонической активности после ее резкого снижения в конце мелового подэтапа, которое, однако, не достигло уровня мелового максимума. Неогеновый цикл тектогенеза имеет наименьший максимум тектонической активности и отражает ее затухание в Причерноморском прогибе. В палеогеновом цикле тектогенеза тектоническая активность достигла максимума в конце среднего эоцена (бодракское время), чему соответствовала наибольшая в кайнозой трансгрессия бодракского морского бассейна в Причерноморском прогибе. Этот бассейн характеризовался широкими связями с Тетисом и преобладанием карбонатного осадконакопления.

Снижение тектонической активности в позднем эоцене (альминское время) обусловило регрессию морского бассейна. Благодаря усилившемуся общему поднятию в альпийский геотектонический цикл активность приобрела к концу эоцена региональный характер – морской бассейн, возможно, сохранился только в наиболее прогнутой части Одесской (Каркинитской) впадины. Это обусловило размыв альминских отложений, которые сейчас сохранились в основном в пределах геотектонических границ прогиба, в районе Придубружья, а на Симферопольско-Евпаторийском поднятии полностью отсутствуют. Осадконакопление носило терригенно-карбонатный характер, причем в восточной структурно-фациальной зоне северного борта прогиба и в Равнинном Крыму преобладали карбонатные отложения, а на Западе Причерноморья и в Придубружье – терригенные.

Во второй половине палеогенового цикла тектогенеза (период накопления майкопских отложений) в целом происходит дальнейшее снижение тектонической активности, хотя по сравнению с завершающим этапом позднего эоцена в борисфенское время (начало олигоцена) она несколько возросла. Ее уровень оставался высоким, близким к значениям такового для среднего эоцена. Это объясняется влиянием на относительно стабилизировавшуюся систему Крымский мегантиклинорий – Причерноморский прогиб начавшегося в олигоцене сводового поднятия Северо-Западного Кавказа и формированием передового Индоло-Кубанского прогиба, западным центриклинальным замыканием которого является Индольская впадина. Указанные обстоятельства привели к тому, что трансгрессия борисфенского бассейна в Причерноморском прогибе была обширной, хотя и не достигла размеров бодракской. Восходящие движения обусловили относительно ограниченную связь борисфенского бассейна с Мировым океаном и терригенное осадконакопление.

В настоящее время борисфенские отложения распространены на северном борту прогиба, в основном в Восточном Причерноморье. В западной структурно-фациальной зоне они быстро выклиниваются в направлении к Одесскому разлому и далее узкой полосой протягиваются к юго-западу от Одессы вдоль побережья Черного моря.

В Равнинном Крыму борисфенские породы распространены повсеместно (за исключением Симферопольско-Евпаторийского поднятия, где они размыты) и представлены глинистыми, в той или иной степени алевритистыми отложениями.

На рубеже эоцена и олигоцена в геосинклинальном поясе Тетиса произошли крупные изменения, связанные с началом орогенических поднятий. Повсеместно (кроме Карпат) флишеобразование прекратилось, геосинклинальные прогибы замкнулись, интенсивные положительные движения охватили Балканы, Кавказ, Малую Азию. В Черноморской впадине темп погружения резко

увеличился, началось наступление моря на западную часть Причерноморского прогиба. Вследствие этих процессов прогиб в олигоценое и неогеновое время не имел южного борта и раскрывался в сторону глубоководной котловины. В то же время в сопряженной динамической системе Крымский мегантиклинорий – Причерноморский прогиб наметилась тектоническая стабилизация – многие отдельные структуры замкнулись или прекратили рост, движения по разломам стали менее выразительными. Высокая тектоническая активность в олигоценый век явилась здесь отражением процесса сводового поднятия Северо-Западного Кавказа и формирования передового Индоло-Кубанского прогиба.

Геологические и биотические события

Сопряженные волновые движения в динамической системе и тектонические перестройки, происходившие на рубеже эоцена и олигоцена на фоне нараставших общих поднятий, имели следующие результаты.

1. Региональная регрессия морского бассейна в позднем эоцене и региональная трансгрессия в раннем олигоцене.

2. Существенное изменение в раннем олигоцене плана тектонических прогибаний и плана осадконакопления – вовлечение в интенсивные прогибания положительных структур в восточной части Равнинного Крыма, что является прямым

следствием формирования Индоло-Кубанского прогиба.

3. Увеличение степени обособленности морского бассейна от Мирового океана в раннем олигоцене (сравнительно с эоценом).

4. Изменение влажного, близкого тропическому климата в эоцене на субтропический в олигоцене, что нашло отражение в смене вечнозеленой мезофильной эоценовой флоры умеренно теплой в олигоцене.

5. Смена терригенно-карбонатного осадконакопления в позднем эоцене терригенным в раннем олигоцене.

6. Существенная трансформация биот, которая фиксируется изменением родового и видового состава мелких фораминифер, моллюсков (в частности, пектенид), остракод, исчезновением нуммулитов, сменой состава флоры.

Таким образом, граница эоцена и олигоцена отмечена рядом принципиальных геологических и биотических событий, причины которых не всегда имеют в своей основе региональное объяснение. Так, в сравнении с эоценовым интервалом, олигоцен в целом является регрессивной ветвью крупного цикла осадконакопления. Эту регрессию следует связывать с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана глобального порядка. В равной степени изменение фауны и флоры на рубеже эоцена и олигоцена отражает глобальный процесс изменения климатических условий (похолодание).

Регион VII

Предкавказье и низовье Дона

Введение

Предкавказье и нижние течения Дона и Волги в тектоническом отношении располагаются на молодой Скифской плите и прилегающей к ней с севера юго-восточной части Восточно-Европейской (Русской) платформы. Граница этих крупных разновозрастных элементов земной коры проходит в области Азовского выступа Украинского щита и структур Донбасса, включая восточную погребенную их часть, именуемую кряжем Карпинского. На юге регион ограничен мегаструктурами Главного Кавказского хребта.

Регион имеет сложное тектоническое строение, одной из особенностей которого является наличие протяженных структур субширотного и субмеридионального направлений, сочетание которых приводило к развитию дугообразных линейных форм, обращенных выпуклостью к юго-востоку. Они имели важное значение для бассейнов палеогенового осадконакопления и формирования отдельных палеогеографических элементов, влиявших на расположение основных фациальных зон.

Изменение условий седиментации с увеличением глубины палеобассейнов происходило в основном в юго-восточном направлении – от внутришельфовых в северо-западной части Предкавказья, в бассейне Нижнего Дона и Волгоградского Поволжья к наиболее глубоководным (псевдобатиальным) в Восточном Предкавказье и прогибах, тяготевших на западе к области современного Главного Кавказского хребта (Индоло-Кубанский прогиб). Указанные фланговые области палеогенового осадконакопления разделялись сравнительно узкой (десятки километров) линейно-дугообразной структурно-фациальной зоной, субмеридиональная ветвь которой прослеживалась вдоль Волгоградской флексуры (Ергенинская возвышенность), а субширотная – в Западном Предкавказье, к северу от Индоло-Кубанского прогиба, и далее в акватории Азовского моря [Щербаков, 1980]. Сочленение этих ветвей осуществлялось в Центральном Предкавказье, в пределах Ставропольской возвышенности и имело дугообразный характер. В палеогеновом бассейне данная структурно-фациальная зона проявлялась в качестве важнейшего морфологического элемента. Палеогеографически она представляла собой в течение длительного времени

трансформирующуюся систему подводных возвышенностей, отмелей и низких островов, которые обозначали внешнюю зону шельфа. К востоку и югу они сменялись более или менее резкими уступами типа континентального склона, сочленявшимися с наиболее глубокой котловиной бассейна.

К отдельной структурно-фациальной зоне со специфическими условиями развития принадлежит район Черных Земель.

В целом, в описываемом регионе выделяются следующие структурно-фациальные зоны, соответствующие определенным фациально-палеогеографическим и морфологическим элементам бассейна (рис. 12): 1) Северо-Западное Предкавказье, Нижний Дон и Волгоградское Поволжье (Азово-Волго-Донская зона), 2) Ергенинская и Ставропольская возвышенности и центральная полоса Западного Предкавказья (Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона), 3) Восточное Предкавказье, южная часть Центрального и Западного Предкавказья (Восточно-Предкавказская–Северо-Кавказская зона) и 4) Черные Земли (Черноземельская зона) [Столяров, 1991].

Азово-Волго-Донская зона охватывает северо-западную краевую область палеогенового бассейна, где накапливались в основном мелководные, внутришельфовые терригенные песчано-алевритоглинистые и кремнистые осадки. Строение ее определялось наличием устойчивых приподнятых блоков (Азовский, Донецкий и др.), окаймлявшихся относительно опущенными участками.

Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона являлась тектонически наиболее контрастной. Она характеризовалась разнонаправленными движениями значительной амплитуды, приуроченными к достаточно узкой полосе, что определяло ее тектоническую и палеогеографическую дифференциацию и, как следствие, – резкие фациальные изменения отложений. Здесь накапливались сравнительно глубоководные терригенные и карбонатные отложения внешней зоны шельфа и континентального склона. Для этой зоны типичны внутрiformационные и межформационные стратиграфические несогласия, связанные с внутривосстановительными тектоническими перестройками, которые сопровождались размывом отложений или выклиниванием слоев в сторону палеоподнятий. Эта важная особенность строения осадочных толщ подчеркивает мобильность данной зоны.

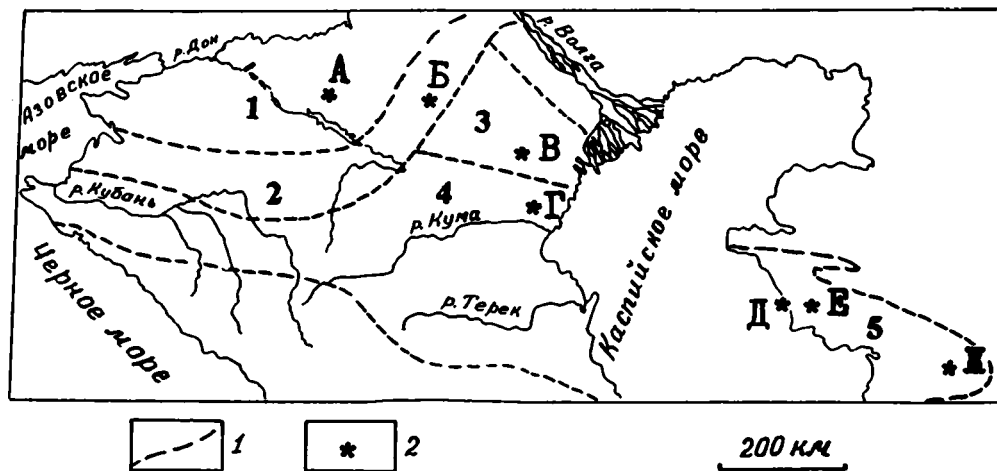


Рис. 12. Схема структурно-фациального районирования Предкавказья, низовьев Дона и Мангышлака
 1 – границы структурно-фациальных зон; 2 – опорные разрезы. Структурно-фациальные зоны: 1 – Азово-Волго-Донская, 2 – Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская, 3 – Черноземельская, 4 – Восточно-Предкавказская-Северо-Кавказская, 5 – Южно-Мангышлакская. Опорные разрезы: А – Северо-Манычский, Б – Элистинский, В – Черноземельский (северный), Г – Черноземельский (южный), Д – Шевченковский, Е – впадины Карагие, Ж – Западно-Устюртский

Восточно-Предкавказская–Северо-Кавказская зона являлась наиболее опущенной областью, самая глубоководная часть которой располагалась в Восточном Предкавказье, примыкая к котловине Среднего Каспия. Здесь на больших пространствах развиты преимущественно карбонатные отложения, представленные мергелями с прослоями известняков (часто битуминозных), а также известковыми глинами с пелагическими комплексами органических остатков.

Для Черноземельской зоны характерно отсутствие палеогеновых отложений на значительных территориях. Это связано не только с последующим неоген-четвертичным размывом на поднятиях кряжа Карпинского, но и с выпадением из разреза пограничных слоев эоцена и олигоцена в условиях седиментогенеза открытой части бассейна.

Таким образом, палеогеновому морскому бассейну свойственна существенная морфологическая дифференциация с элементами океанического типа: 1) шельфом, окаймленным с внешней стороны линейно-дугообразной системой подводных поднятий, часть которых выступала в виде низких островов, 2) достаточно резким уступом типа континентального склона и 3) опущенной котловиной с некомпенсированным осадконакоплением и значительными для платформенных областей глубинами, измерявшимися многими сотнями метров [Столяров, 1961, 1978, 1991; Семенов, Столяров, 1970; Геодекян и др., 1975].

Краткая история изучения

Палеогеновым отложениям Предкавказья и Волго-Дона посвящена обширная литература. Именно на материалах этого региона в значительной мере происходило становление страти-

графии палеогеновых отложений Юга России. Кроме того, в них были обнаружены ценные полезные ископаемые (газ, нефть, марганец, уран и редкие металлы и др.).

Изучением палеогеновых отложений занимались А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, Н.С. Шатский, Н.Н. Субботина, И.А. Коробков, Г.П. Леонов, О.С. Вялов, В.А. Гроссгейм, Е.К. Шуцкая, А.К. Богданович, К.А. Прокопов, Б.П. Жижченко, Ю.П. Никитина, Л.С. Тер-Григорьянц, В.Г. Морозова и др. Основные работы по стратиграфии этих отложений относятся к предвоенному времени, а также к 50–60-м годам.

Проблема границы эоцена и олигоцена привлекала пристальное внимание. На большей части региона в качестве этого рубежа принимали литологическую границу, обозначенную резкой сменой белых мергелей белоглинской свиты темными глинами майкопской серии. Этот вопрос в той или иной мере рассматривали Н.Н. Субботина [1938, 1953 а, б, 1960], И.А. Коробков [1961], Г.П. Леонов [1961], Б.П. Жижченко [1958, 1964], Ю.П. Никитина [1958, 1963], Е.К. Шуцкая [1960, 1970], Л.С. Тер-Григорьянц [1961, 1964, 1965], Б.А. Онищенко и Б.Г. Сократов [1970], М.С. Бурштар и др. [1963], А.К. Богданович [1960], В.А. Гроссгейм [1960], Б.М. Никифоров и Н.Н. Борисенко [1969], Ф.Н. Пантелеев [1947], В.Д. Сомов [1965 а, б], Я.С. Эвентов [1960].

Изучение пограничных слоев эоцена и олигоцена показало, что для верхнеэоценовых отложений Северного Кавказа (белоглинская свита) характерна смена комплексов планктонных фораминифер зоны *Globigerapsis tropicalis* преимущественно бентосными фораминиферами зоны *Bolivina antegressa*. По кровле последней проводилась граница с олигоценовыми осадками, содержащими мелкие планктонные фораминиферы

(*Globigerina officinalis* Subb. и др.). Однако указанная зональность прослеживается не повсеместно. Во многих разрезах Предкавказья зона *Bolivina* отсутствует, и причины этого явления не всегда достаточно ясны.

В северо-западных районах Ставропольского поднятия Л.С. Тер-Григорьянц выделила слои с *Asterigerina lucida*, а в Сало-Маньчском междуречье Ю.П. Никитина [1958] — их аналоги с *Cibicides salensis*. По литологическому составу и стратиграфическому положению слои соответствуют верхней части белоглинской и солонской свит (зоне *Bolivina*), но уже включают элементы олигоценовой микрофауны. Указанные слои относились их авторами к олигоцену. Данное обстоятельство усложнило понимание границы эоцена и олигоцена в Предкавказье, так как литологически она не выражена, а палеонтологически строго не доказана. Видимо, поэтому в томе "Стратиграфия СССР" [1975] отложения зоны *Cibicides salensis* были отнесены к верхнему эоцену.

Ниже излагается материал о пограничных слоях эоцена и олигоцена в основных структурно-фациальных зонах региона.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Азово-Волго-Донская зона

Относительно мелководные отложения этой зоны прослеживаются от северо-западной части Предкавказья через Сало-Маньчское междуречье в район Волгоградского Поволжья. Они отличаются значительной изменчивостью литологического состава и биот. Отложения по формационной принадлежности разделяются на эоценовые (глинисто-кремнисто-карбонатные) и олигоценовые (терригенные, в основном глинистые некарбонатные).

Наиболее сложно построенными являются верхнеэоценовые образования. Им свойственны довольно резкие изменения мощностей, достигающие в прогибах 150–200 м. В Северо-Западном Предкавказье выделяется тихорецкая свита, соответствующая по стратиграфическому объему кумской и белоглинской свитам Северного Кавказа. Верхнеэоценовая ее часть (зеленоватые известковые и известковые глины и алевролиты) включает комплекс фораминифер зоны *Globigerapsis tropicalis*. В самых верхних слоях свиты (10–15 м), сложенных известковыми глинами и мергелями, вместе с планктонными фораминиферами подстилающей зоны встречаются *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *B. aenariensis* Costa, *B. reticulata* Hantk.

Белоглинская (и солонская) свиты приурочены к районам развития наибольших мощностей отложений, прослеживающимся от северо-западной части Ставропольского поднятия в Сало-Маньчское междуречье (Гашунско-Зимовниковская впа-

дина). Для этих свит типично развитие в нижней части мощных (50–70 м) пачек опоконидных глин, а в верхней — зеленоватых известковых разностей, местами заключающих прослой мергелей или алевролитов.

Именно в данном районе были установлены слои с *Asterigerina lucida* и *Cibicides salensis*. В рамках настоящего проекта Л.С. Тер-Григорьянц предложила новую интерпретацию возраста пограничных отложений по результатам изучения микрофауны ряда скважин. Слои с *Asterigerina lucida* и *Cibicides salensis* она отнесла к верхней части эоценовых отложений и включила в зону *Bolivina antegressa*. В Труновском разрезе (рис. 13) в северо-западной части Ставрополья выше известковых глин зоны *Globigerapsis tropicalis* выделяется пачка (25 м) известковых и известковых глин с *Bolivina microlancetiformis* Subb., *B. asiatica* Moroz., *B. simplex* N. Byk., *Asterigerina lucida* Minak., *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. ovata* d'Orb., *Uvigerina jacksonensis* Cushman., *Marginulina behmi* (Reuss), *M. fragaria* Gumb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *C. dutemplei* (d'Orb.), *Anomalina alazanensis* (Nutt.), *A. kasinensis* Schutz., *Planulina costata* (Hantk.).

Севернее, в Безопасненском разрезе, в аналогичных глинах, но с примесью алевролита, кроме перечисленных видов, установлены *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *Turrilina alsatica* Andr., *Uvigerina costellata* Moroz., *Trifarina labrum* Subb., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Lenticulina laticostata* (Tutk.), *L. inornata* d'Orb., *Fronicularia budensis* (Hantk.), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Anomalina affinis* Hantk., *Cibicides tachtensis* Schutz., *C. pygmeus* (Hantk.), *Trimosina sectilo* Ter-Grig., *Karreriella siphonella* (Reuss).

Далее к северу, в Маньчском разрезе, к зоне *Bolivina antegressa* отнесена пачка (40 м) алевроитовых глин и алевролитов, где встречены *Asterigerina lucida* Minak., *Cibicides salensis* Nikit., *C. sulzensis* Herrm., *Bulimina aksuatica* Moroz., *Baggina iphigenia* (Samoil.).

В Сало-Маньчском междуречье (разрез к западу от пос. Зимовники) выше мергелей кофейного цвета с остатками рыб и мелкими глобигеринами кумской свиты располагается солонская свита. В нижней части (60–65 м) она представлена опоконидными известковыми глинами с многочисленными радиоляриями и редкими агглютинированными фораминиферами, имеющими широкое вертикальное распространение. Среди них Л.С. Тер-Григорьянц указывает *Cyclamina pseudocancellata* Chalil. Выше (30–35 м) в зеленоватых известковых глинах содержатся многочисленные белоглинские фораминиферы зоны *Globigerapsis tropicalis*. Верхняя часть солонской свиты (40 м) сложена известковыми и известковыми зеленоватыми глинами, которые сменяются пачкой алевролитов.

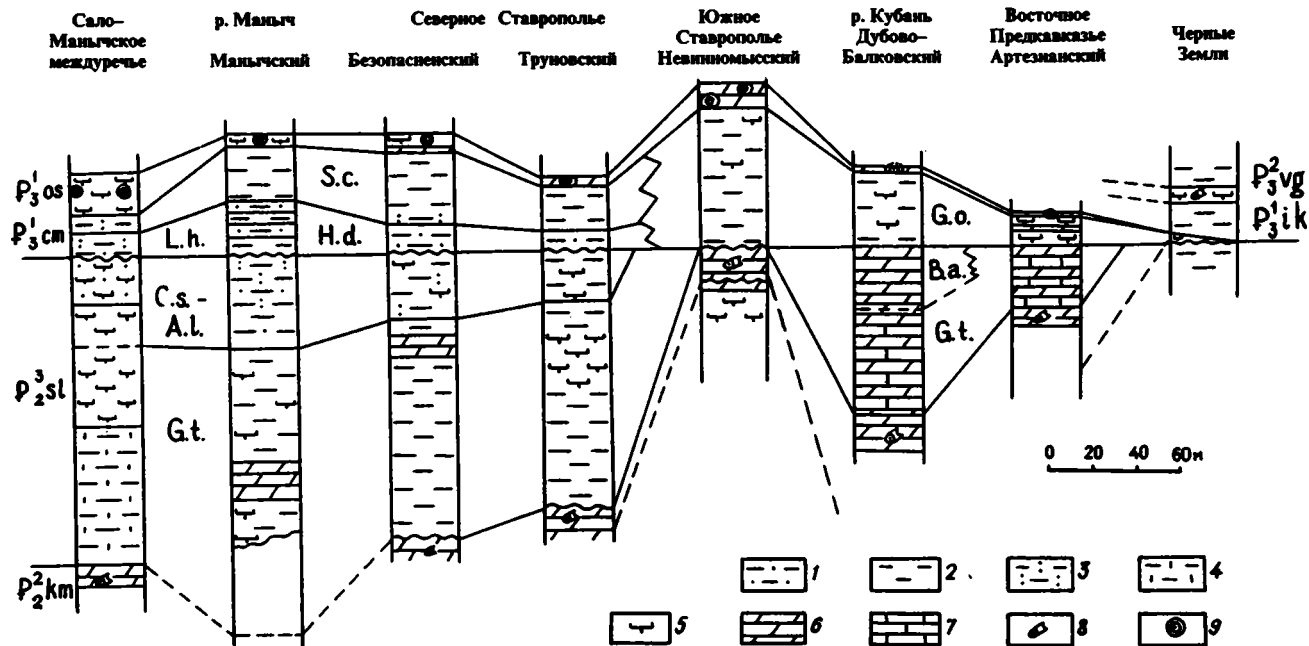


Рис. 13. Сопоставление опорных разрезов верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Предкавказья и низовьев Дона 1-7 - литологический состав: 1 - алевриты, аргиллиты, 2-5 - глины (в том числе: 3 - песчано-алевритовые, 4 - кремнистые, 5 - известковые), 6 - мергели, 7 - известняки; 8, 9 - органические включения: 8 - остатки рыб, 9 - остракды. Зональность по фораминиферам: G.t. - *Globigerapsis tropicalis*; C.s. - A.l. - *Cibicides salensis* - *Asterigerina lucida*; B.a. - *Bolivina antegressa*; L.h. - *Lenticulina herrmanni*; H.d. - *Haplophragmoides deformabilis*; G.o. - *Globigerina officinalis*; S.c. - *Spiroplectamina carinata oligocenica*. Свиты: P₂¹ km - кумская; P₂¹ sl - солонская; P₃¹ cm - цимлянская. Горизонты: P₃¹ os - остракодовый; P₃¹ ik - икибурульский; P₃² vg - виргулинелловый

В этих породах Л.С. Тер-Григорьянц определила *Asterigerina lucida* Minak., *Cibicides perlucidus* (Nutt.), *C. oligocenicus* (Samoil.), *C. kugultaensis* Schutz., *C. bionus* (Schutz.), *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *Marginulina behmi* (Reuss), *Karreriella siphonella* (Reuss), *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Virgulina schreibersiana* Cz., *Anomalina alazanensis* (Nutt.), *Nonion praeivius* Subb.

Комплекс фораминифер из слоев с *Cibicides salensis* и *Asterigerina lucida* заметно отличается от микрофауны зоны *Globigerapsis tropicalis*: исчезают (или резко сокращаются) глобигерапсисы, уменьшается количество планктонных видов, появляются *Cibicides oligocenicus* (Samoil.). Таким образом, смена комплексов фораминифер в верхней части солонской свиты происходит постепенно. Присутствие планктонной зональной формы *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. и преобладание видов белоглинского комплекса свидетельствуют о верхнеэоценовом возрасте этих слоев.

Из моллюсков в слоях с *Cibicides salensis* и *Asterigerina lucida* Сало-Манычского междуречья встречены *Turritella* cf. *erenata*, *Arcopsis* sp., *Anomia* sp., *Cyrtocaria* sp. По мнению А.А. Ворониной и С.В. Попова [Воронина и др., 1988; Семенов, Столяров, 1988], они обычны для мелководных фаций белоглинского бассейна.

Верхнеэоценовые отложения Азово-Волго-Донской зоны по четкой, зачастую слабоволнистой границе размыва перекрываются неизвестковыми глинами майкопского облика (цимлянская свита). Некоторые различия в литологическом составе связаны с неравномерностью распределения в глинах песчано-алевритового материала, количество которого увеличивается в северных районах, где нередко гнезда мелкозернистого песка с глауконитом и прослои почти черных гумусированных глин.

В нижней части цимлянкой свиты присутствуют фораминиферы зоны *Haplophragmoides deformabilis* или зоны *Lenticulina herrmanni*, а выше, непосредственно под остракодовыми слоями, развит комплекс зоны *Spiroplectamina carinata oligocenica*.

Таким образом, несмотря на мелководный характер осадков, небольшие мощности и признаки слабого размыва в основании, разрез нижней части олигоцена в краевой зоне бассейна представляется достаточно полным, без признаков выпадения слоев. Если принять во внимание появление олигоценовых цибицидесов уже в слоях с *Cibicides salensis* и *Asterigerina lucida* верхнеэоценовых отложений, то можно говорить о постепенной смене микрофауны на границе эоцена и олигоцена.

Эта зона протягивается в виде сравнительно узкой (50–100 км) дугообразной полосы на запад почти на 1000 км вплоть до Азовского моря. Характер и соотношение пограничных слоев эоцена и олигоцена здесь резко отличны от описанных выше, поскольку в этой зоне практически повсеместно наблюдается стратиграфическое несогласие с выпадением различных по объему слоев в контактирующих толщах. Отложения верхнего эоцена на значительных площадях размыты; местами (Ергени) отсутствуют (не отлагались) осадки нижней части олигоцена (вплоть до соленовского горизонта). На сохранившихся от размыва участках верхний эоцен представлен мергелями белоглинской свиты небольшой (20–30 м) мощности; в Северных Ергенях это пачка зеленоватых известковых глин с прослоями мергелей. Отложения заключают комплекс фораминифер зоны *Globigerapsis tropicalis*. Отсутствие слоев с *Bolivina antegressa* связано с размывом верхней части белоглинской свиты.

Более сложно построены нижнеолигоценые отложения (цимлянская свита). Они детально изучены в пределах Ергеней и Ставрополя. Субширотная (Тимашевская) часть исследована слабее, так как слои погружены здесь на большие глубины (2 км). Цимлянская свита в Ергенях и на Ставрополье образует линзовидное тело (“клиноформу”) шириной 20–50 км с резким раздувом мощности от 0–40 до 150–170 м в центральной ее части с последующим сокращением до 30–40 м и менее к юго-востоку. Свита повсеместно залегает с размывом на различных горизонтах эоцена. Полоса наибольших мощностей, как правило, приходится на область максимального размыва эоценовых пород (вплоть до черкесской свиты).

Цимлянская свита отличается не только повышенными мощностями и некоторыми особенностями литологического состава (наличие слоев алевролитов), но и появлением в основании разреза известковых глин глубоководного облика с обедненным комплексом органических остатков. В Ставрополье Л.С. Тер-Григорьянц установила фораминиферы: *Haplophragmoides fidelis* Ter-Grig., *Caucasina* aff. *schischkinskyae* (Samoil.), *Globigerina officinalis* Subb. и скопления раковин *Planorbella*. В Южных Ергенях определены *Vaggina iphigenia* (Samoil.), *Caucasina schischkinskyae* (Samoil.), *Angulogerina angulosa* Will. Здесь также многочисленны *Planorbella*.

В Северных Ергенях в пачке (5–10 м) известковых глин в основании разреза Г.Г. Кургалимова встретила *Haplophragmoides fidelis* Ter-Grig., *Melonis dosularenis* (Chalil.), *Globulina gibba* d'Orb., *Cibicides oligocenicus* Samoil., а А.С.Столяров обнаружил моллюски *Nucula* cf. *comta*, *Nuculana* (*Jupiteria*) sp., *Portlandia* (*Yoldiella*) *chadumica*, *Gonimyrtae schloenbachi*, *Thyasira obtusa*, *Natica* sp., *Apporhais* sp. По мнению А.А. Ворониной и

С.В. Попова, состав моллюсков указывает на достаточно глубоководную обстановку формирования отложений.

Выше по разрезу в более мелководных отложениях цимлянской свиты присутствуют фораминиферы зон *Haplophragmoides deformabilis* и *Spiroplectammina carinata oligocenicica*, сходные по составу с микрофауной сопредельной Азово-Волго-Донской зоны. В Северных Ергенях эти слои заключают разнообразный комплекс двустворчатых моллюсков, гастропод и скафопод. А.А. Воронина и С.В. Попов полагают, что комплексы моллюсков из зон *Haplophragmoides fidelis* и *H. deformabilis* имеют фациальные различия, характеризуя самую нижнюю зону в майкопских отложениях. Вероятно, отложения зоны *Haplophragmoides fidelis* можно считать более глубоководной фацией нижней части слоев с *Haplophragmoides deformabilis* и *Lenticulina hegtmanni*, которые типичны для относительно мелководной Азово-Волго-Донской области.

Восточно-Предкавказская–Северо-Кавказская зона

На значительных пространствах Восточного Предкавказья и моноклинали Северного Кавказа пограничные слои эоцена и олигоцена характеризуются наибольшей глубоководностью. Белоглинская свита имеет здесь преимущественно мергелистый состав, а местами включает прослой известняков. На моноклинали Северного Кавказа эта свита подразделяется на две микропалеонтологические зоны, впервые установленные Н.Н. Субботиной в стратотипическом разрезе р. Кубань. Нижняя зона *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин характеризуется массовым развитием планктонных фораминифер и, в меньшей степени, бентосных видов; в верхней зоне *Bolivina antegressa* (мощность 25 м) резко возрастает число бентосных видов. Самые верхние слои (2,5 м) в этом разрезе, как и во многих других разрезах Северного Кавказа, обособляются по присутствию моллюсков в зону *Variamussium fallax* [Коробков, 1937].

В обширной равнинной части Восточного Предкавказья белоглинская свита имеет известняково-мергельный состав и содержит преимущественно пелагические фораминиферы. В разрезах ряда опорных скважин (Артезиан, Джанай и др.) зона *Bolivina antegressa* не установлена [Шуцкая, 1960, 1970]. Глубоководный облик отложений, небольшие их мощности (10–50 м), согласный контакт с породами майкопской серии дают основание считать, что зона *Bolivina antegressa* здесь не фиксируется не в связи с последующим размывом, как в Ергенях и на Ставрополье, а по причине существования здесь более глубоководного режима, о чем свидетельствует развитие глубоководных осадков с пелагическими комплексами органических остатков.

Глубоководный характер имеют также раннеолигоценовые образования, выделяемые в качестве пшехской свиты (или горизонта). Почти повсеместно олигоценовые отложения представлены тонкоотмученными микрослоисто-штриховатыми известковыми глинами, часто с прослоями мергелей. В Восточном Предкавказье эти отложения имеют небольшие мощности (10–40 м) и содержат исключительно пелагический комплекс фораминифер с *Globigerina officinalis* Subb., многочисленными остатками рыб и скоплениями раковин *Planorbella*. И только в Индоло-Кубанском прогибе Западного Предкавказья мощность пшехских отложений, сложенных известковыми и неизвестковыми глинами, возрастает до 200–300 м.

В отложениях пшехской свиты на северном склоне Западного Кавказа установлен следующий комплекс костистых рыб: *Sardinella rata* Dan., *Vinciguerria obscura* Dan., *V. talguensis* Dan., *Scopeloides glarisanus* (Agassiz), *Eomyctophum koraensis* Dan., *Holostens marie* (Menner), *Cephyroberyx robustus* (Bogatschov), *Bregmaceros filamentosus* (Priem.), *Palaeogatus crassus* (Priem.), *P. intergerinus* Dan., *Acoliscus heinrichi* (Heckel), *Serranus budensis* Heckel, *S. simionescu* Panca, *Pristigenys spinosus* (Agassiz), *Leiognathus altapinnus* (Weiler), *Protobrotula sobyevi* Dan., *Palimphyes chadumicus* Dan., *P. elongatus* (Blainw.), *Lepidopus glarisanus* (Agassiz), *Palaeorhynchus zitteli* (Kramb.), *Homorhynchus coleii* (Agassiz), *Palaeogatus intergerinus* Dan. и др. (определения П.Г. Данильченко).

Спорово-пыльцевые комплексы пшехских отложений в этом районе представлены (в %): *Taxodiaceae* – 70,0; *Taxodium* sp. – 48,0; *Sequoia* sp. – 1,9; *Pinaceae* – 54,0; *Pinus* sp. – 34,0; *Tsuga* sp. – 11,4; *Cedrus* sp. – 27,0; *Picea* sp. – 3,8; *Podocarpus* sp. – 8,3; *Cupressaceae* – 2,9; *Juglandaceae* – 8,0; *Pterocarya* sp. – 1,0; *Platycarya* sp. – 1,0; *Juglans* sp. – 1,6; *Carya* sp. – 3,8; *Betulaceae* – 14,5; *Alnus* sp. – 5,1; *Betula* sp. – 5,1; *Carpinus* sp. – 3,0; *Ostrya* sp. – 3,5; *Corylus* sp. – 0,9; *Ulmaceae* – 6,3; *Ulmus* sp. – 0,5; *Celtis* sp. – 0,5; *Tilia* sp. – 0,4; *Fagaceae* – 0,5; *Fagus* sp. – 1,4; *Quercus* sp. – 2,1; *Castanea* sp. – 2,4; единичны пыльцевые зерна (в %): *Palmae* – 0,6; *Magnolia* sp. – 0,6; *Liquidambar* sp. – 1,8; *Sterculia* sp. – 0,5; *Ilex* sp. – 0,6; *Rhus* sp. – 8,5; *Schinus* sp. – 0,9; *Pistacia* sp. – 0,3; *Moraceae* – 3,0; *Sapotaceae* – 1,0; *Myrtaceae* – 2,5; *Ericaceae* – 0,7; травянистые (в %): *Rosaceae* – 1,0; *Leguminosae* – 4,3; *Umbelliferae* – 0,6; *Chenopodiaceae* – единичные пыльцевые зерна; споры (в %): *Gleichenia* sp. – 0,3; *Schizaeaceae* – 0,3; *Cyatheaceae* – 0,5; *Dicksoniaceae* – 0,7; *Osmundaceae* (*Osmunda* sp.) – 11,2; *Polypodiaceae* – 1,1; пыльцевые зерна однодольных и двудольных, ближе неопределенных (материал подготовлен Л.И. Шепелевой).

Черноземельская зона

Район к востоку от Ергеней отличается весьма своеобразным соотношением пограничных слоев эоцена и олигоцена, хотя по некоторым особенностям он и обнаруживает черты сходства с сопредельными зонами, расположенными к западу и югу. Так, с Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоной его сближает наличие больших стратиграфических несогласий, а с районом Восточного Предкавказья – достаточно глубоководный тип отложений.

Для данной зоны характерно наличие обширных областей отсутствия верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений. Ранее это связывалось с поздним (неоген-четвертичным) размытием отложений на Астраханском своде, Песчаном поднятии Черных Земель и на структурах солянокупольной области Прикаспийской низменности. Однако в последнее время в районе Черных Земель было установлено, что отсутствие верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений имеет конседиментационный характер, связано с межформационными и внутриформационными размывами [Столяров, Ивлева, 1989]. Здесь прослежено залегание известковых глин и мергелей с остракодами соленовского горизонта или даже покрывающих его неизвестковых глин с фораминиферами зоны *Trochammina florifera* и *Pseudogaudriina tripartita* на глинах палеоэоцена, а также мергелях и известняках среднего эоцена (кумская, керестинская свиты).

На этой границе максимального для региона стратиграфического несогласия местами обнаружены маломощные (до 2,5–3,0 м), но протяженные пластово-линзовидные тела сложного состава, включающие в массовом количестве переотложенные раковины фораминифер. Представление о составе породы дают следующие цифровые показатели (в %): глина – 10–30, костные остатки рыб – 15–30, глауконит – 1–30, дисульфиды железа – 10–29, фораминиферы – 10–35 (иногда 55). Кроме того, в базальном слое (до 10 см) встречаются стяжения фосфоритов (до 2–3 см), крупные позвонки рыб (до 5 см), зубы акул. Важно подчеркнуть, что в этой породе совершенно отсутствует терригенный (кварцевый) материал.

Изучение вертикального распределения фораминифер в этих необычных образованиях провела Г.Г. Кургалимова. Несмотря на детальный отбор образцов по всему разрезу (через 0,2–0,3 м), какой-либо послонной (возрастной) дифференциации переотложенного материала не наблюдается. Во всех пробах определено смешение разновозрастных видов в диапазоне от нижнего эоцена до олигоцена с количественным преобладанием эоценовых форм. Часто отмечается окатанность раковин, иногда очень сильная, с деформацией и пири-

тизацией не только эоценовых, но и олигоценовых форм. Среди последних присутствуют *Globigerina officinalis* Subb., *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Caucasina schischkinskyae* (Samoil.), *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wall., *G. angustumbilicata* Bolli, *Uvigerinella californica* Kleinp., *Globorotalia permica* Bann. et Blow. Верхнеэоценовые фораминиферы представлены комплексом зоны *Globigerapsis tropicalis*; среднеэоценовые – смешанной ассоциацией зон *Acarinina bullbrookii* и *Acarinina rotundimarginata*; среди нижнеэоценовых форм встречена *Morozovella aragonensis* (Nutt.).

На других участках олигоцен сложен маломощными (5–20 м) известковыми глинами глубоководного типа, аналогичными таковым в сопредельной области Восточного Предкавказья.

Приведенная характеристика пограничных слоев эоцена и олигоцена показывает значительное разнообразие разрезов в основных структурно-фациальных зонах региона. Их корреляция в связи с существенными изменениями фациальных обстановок формирования осадков и наличием стратиграфических несогласий не всегда возможна. Стратотипический разрез по р. Кубань типичен для открытой умеренно глубоководной части бассейна. Установленная здесь зональность пограничных слоев эоцена (зоны *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa*) и олигоцена (слои с *Globigerina officinalis*) по латерали не выдерживается. В наиболее глубоководных отложениях Восточного Предкавказья комплекс фораминифер зоны *Bolivina antegressa* отсутствует. В этих районах резкая литологическая граница мергелей белоглинской свиты и глин майкопской толщи соответствует хроностратиграфической границе эоцена и олигоцена.

В северо-западной части Ставропольского поднятия и далее в Сало-Маньчском междуречье, где к пограничным слоям приурочен комплекс фораминифер зоны *Cibicides salensis* и *Asterigerina lucida*, возможно несовпадение литологической границы с хроностратиграфической.

На площадях со стратиграфическими несогласиями литологическая граница между олигоценовыми и подстилающими породами, как правило, четкая. В этих районах трудности корреляции разрезов связаны с различной длительностью перерывов в осадконакоплении и одновременностью начала седиментации на разных участках. Например, недостаточно ясно коррелятивное значение самой нижней зоны олигоцена Ергеней и Ставрополя *Narphragmoides fidelis*. Бедность комплексов органическими остатками, особенно в глубоководной области, также препятствует сопоставлению отложений.

Схему корреляции пограничных отложений эоцена и олигоцена структурно-фациальных зон Предкавказья см. на рис. 13.

Литологическая характеристика

Верхнеэоценовые отложения

В белоглинской свите преобладают карбонатные породы, которые играют основную роль в ее составе. Они представлены преимущественно мергелями (карбонатность 28–72%), глинистыми мергелями и глинистыми известняками (карбонатность 75–90%). Породы белые и серовато-белые, иногда полосчатые за счет темных прослоев, крепкие, массивные, часто с раковистым изломом, редко плитчатые и оскольчатые, пачкающие руки. Карбонатная часть породы состоит из кальцита микрозернистой структуры, глинистая – характеризуется гидрослюдистым составом. В мергелях постоянно присутствуют карбонатные раковинки фораминифер (10–20%, редко 30%), а также примесь (1–3%, иногда до 20%) алевритового материала, включающего полуокатанные зерна кварца, глауконита, полевых шпатов, обломки пород, пластинки слюд. Размер обломочных зерен, в основном, 0,02–0,1 мм. Часто в мергелях присутствует тонкорассеянный пирит, иногда в виде скоплений или выполнений раковин фораминифер.

По данным минералогического анализа, в тяжелой фракции пород белоглинской свиты постоянно присутствуют сульфид железа (от 1 до 96%), ильменит (ед. зерна – 36%), гранат (ед. зерна – 18%), группа устойчивых минералов: спорадически эпидот (ед. зерна – 6%), пироксены – ед. зерна, амфиболы – ед. зерна, дистен (ед. зерна – 16%), пикотит – ед. зерна. Содержание глауконита колеблется в широких пределах (от 0 до 91%).

В легкой фракции преобладает кварц (50–95%), в небольших количествах отмечаются полевые шпаты, мусковит, зеленый глауконит и обломки пород.

Для микрозернистых известняков Центрального и Восточного Предкавказья типично значительное содержание терригенной примеси (глини-стости), в связи с чем карбонатность их колеблется от 75 до 80%, редко достигая 90%.

Белоглинская свита в Западном Предкавказье характеризуется обилием амфиболов, эпидота, циркона, рутила; присутствуют монацит, силлиманит; местами много дистена, ставролита, гранатов, турмалина; отмечаются хлоритоиды.

Породы белоглинской свиты и ее аналогов имеют низкое содержание (0,24–0,49%) органического вещества, при $C_{орг}$ не более 0,27%. Содержание битумоидов в породе также низкое (0,018–0,02%); битумоиды глубоко окисленные (парафино-нафтеновые и нафтенно-ароматические).

Глинистые породы с прослоями алевролитов и песчаников распространены в северо-западной части Предкавказья. Глины серого, зеленовато-серого цвета, часто крепкие, иногда микрослоистые или плитчатые, как правило, карбонатные (7–25%); количество алевритовой примеси меняется от

5 до 45%, местами отмечается мелкопесчанистая фракция (до 12%). Алевритовый материал преимущественно кварцевый, с примесью зеленого глауконита, полевых шпатов и мусковита.

Состав алевролитов также преимущественно кварцевый, с небольшим количеством зеленого глауконита, полевых шпатов и мусковита; цемент обычно глинистый.

Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые. По составу они не отличаются от алевритовых пород.

Нижнеолигоценые отложения

Среди образований нижнего олигоцена выделяются глинистые, алевритовые, песчанистые и карбонатные типы пород.

Глинистые породы представлены наиболее широко. Глины темно-серые, до черных, обычно с коричневым, бурым или зеленоватым оттенком, тонколистватые или плитчатые, реже неслоистые, крепкие, с полураковистым изломом, со значительными включениями фосфатизированных рыбных остатков, сульфидов железа и бурого чешуйчатого органического вещества; преобладают известковистые (10–24% CO_2) разновидности. Хорошо отмученные глины типичны для области батинальных осадков, где содержат большое количество диспергированных (глобулярных) сульфидов железа.

В шлифах глины характеризуются пелитовой структурой, линзовидно-слоистой, микрослоистой и микрополосчатой (штриховатой) текстурой. Глинистые частицы имеют одностороннюю ориентировку и представлены гидрослюдами с примесью бейделлита и монтмориллонита.

Легкая фракция глинистых пород состоит из зерен кварца и полевых шпатов, обломков пород. В тяжелой фракции много сульфида железа, черных рудных, незначительное количество (единичные знаки) устойчивых минералов: биотита, мусковита, эпидота, хлорита, рутила, титанистых минералов (сфена, анатаза, брукита).

Алевролиты широко развиты в Центральном Ставрополье, протягиваясь в юго-западном и северо-восточном направлениях. Обычно они слабо сцементированы, имеют буровато- или зеленовато-серый цвет и являются неизвестковыми. Известковые (до 23% CO_2) алевролиты отмечаются восточнее, ближе к глубоководной области, и в Северной Осетии.

Алевролиты являются разнозернистыми: фракция 0,1–0,01 мм составляет 50–98%, пелитовая часть не превышает 20–30% (чаще 5–7%), примесь песчаных частиц (0,1–0,25 мм) – в среднем 4–6%. Форма зерен кластического материала большей частью неправильная, угловатая, иногда корродированная; окатанные зерна встречаются редко.

По составу обломочного материала алевролиты относятся к полевошпатово-кварцевым разновидностям, в которых кварц составляет 62–65%, а полевые шпаты 12–20%; присутствуют обломки глинисто-слюдистых (1–4%) и глинисто-кремнистых (6–8%) пород, глауконит (2–6%), мусковит (1–2%), хлорит (до 1%). Тяжелую фракцию составляют черные рудные минералы, турмалин, хлорит, рутил, сфен, анатаз, брукит; в меньших количествах встречаются эпидот, хлорит, гранат, пироксены и амфиболы.

Цемент обычно глинистый, реже глинисто-кремнистый (халцедонизированный), глинисто-хлоритовый базального типа и выполнения пор, реже контактового, микропойкилитового типа. Иногда отмечается микрополосчатая текстура, обусловленная параллельным расположением мелких ступцов бурого органического вещества.

Песчаники имеют ограниченное распространение (Ставрополье, Северная Осетия). Представлены серыми, буровато-серыми мелкозернистыми (0,15–0,30 мм) разновидностями кварцево-полевошпатового и кварцево-карбонатно-глинистого (Северная Осетия) состава. Зерна неправильной формы, угловатые, редко окатанные, по составу аналогичны зернам алевролитов: кварц 62–65%, полевые шпаты 19–23%, обломки пород 10–30%, реже встречаются глауконит, мусковит. Обломки пород представлены кремнистыми, кремнисто-слюдистыми, реже слюдистыми сланцами. Тяжелая фракция характеризуется постоянным присутствием устойчивых и титанистых минералов, черных рудных, пирита; из устойчивых всегда преобладает циркон (до 15%), рутил составляет не более 5%, а гранат встречается в незначительном количестве. Цементирующим материалом служит глинистое, глинисто-кремнистое, глинисто-хлоритовое, реже карбонатное (Северная Осетия) вещество; глинистый цемент обычно порового, реже контактного типа, карбонатный – пойкилитового типа.

Обломочные породы, представленные брекчиями, конгломератами и гравелитами, имеют незначительное распространение и лишь на Северо-Западном Кавказе. В Зыбзинском районе среди глинистых пород отмечаются [Гроссгейм, 1960] частые, относительно мощные (2–3 м) слои глинистой брекчии, содержащей неправильной формы обломки глин и окатанные включения (до 5 см) светло-серых и белых белоглинских мергелей, сцементированных песчано-глинистым материалом.

В бассейнах рек Ахтырь, Хаболь, Зыбза, Иль и Убин в нижней части разреза пшехских образований, иногда в основании, отмечаются конгломерато-брекчии, состоящие из обломков неокатанных пород эоцена (белоглинские мергели) и палеоцена (песчаники, алевролиты), сцементированных песчано-глинистым цементом; преобладаю-

Таблица 3. Зависимость содержания органического вещества в породах майкопской серии от глубины залегания пород

| Глубина, м | Хлороформенный битум, % | Смоли, % | Масла, % | Углеводороды, г/т | C _{орг} , % |
|------------|-------------------------|----------|----------|-------------------|----------------------|
| 500–2300 | 0,02–0,08 | 60–70 | 20–25 | 100–180 | 1,42 |
| 2300–4000 | 0,2 | 30–40 | 60 | 500 | 1,4 |
| 4000–5000 | 0,23 | 25–27 | 60–66 | 700–800 | 0,96 |
| Ниже 5000 | 0,63–0,73 | – | – | – | – |

щие размеры обломков 2–3 см. По составу среди обломков преобладают белоглинские мергели (60–80%).

Карбонатные породы имеют подчиненное значение и распространены главным образом в областях развития глубоководных фаций. Они представлены обычно мергелями, иногда глинистыми известняками и сидеритами, встречающимися в виде конкреций и линз.

Мергели и глинистые известняки темно-серого с коричневатым оттенком цвета, иногда почти черные, крепкие, плитчатые, без терригенной примеси, иногда алевритистые (5–6%), что типично для юго-восточной части Северного Кавказа, где большим развитием пользуются известковые алевролиты.

Глинисто-карбонатная масса характеризуется пелитоморфной, пелитогелевой, органогенной структурой и микрополосчатой текстурой, обусловленной послойным обогащением породы органическим веществом; нередко кальцитизированные раковины фораминифер, сферолиты и гнезда сульфидов железа, иногда единичные зерна кварца. По данным дифрактометрического анализа карбонат состоит из кальцита, редко доломита.

В составе легкой фракции отмечены кварц (до 3%), обломки кремнистых пород (3%) и полевых шпатов (до 1%). Тяжелая фракция состоит в основном из сульфидов железа (до 89%), слюды (до 5%) и эпидота (менее 1%). В единичных зернах встречаются устойчивые минералы: глауконит, роговая обманка, барит, корунд, анатаз и др.

Майкопская серия (и рассматриваемые здесь ее нижние горизонты) характеризуется относительно повышенным содержанием органического вещества, изменяющегося в зависимости от глубины залегания отложений (табл. 3).

Содержание хлороформенного битума с глубиной возрастает, а C_{орг} снижается.

Наиболее глубоководные глинисто-карбонатные отложения Восточного Предкавказья с обильными остатками рыб характеризуются концентрацией некоторых малых элементов [Смирнова, 1964].

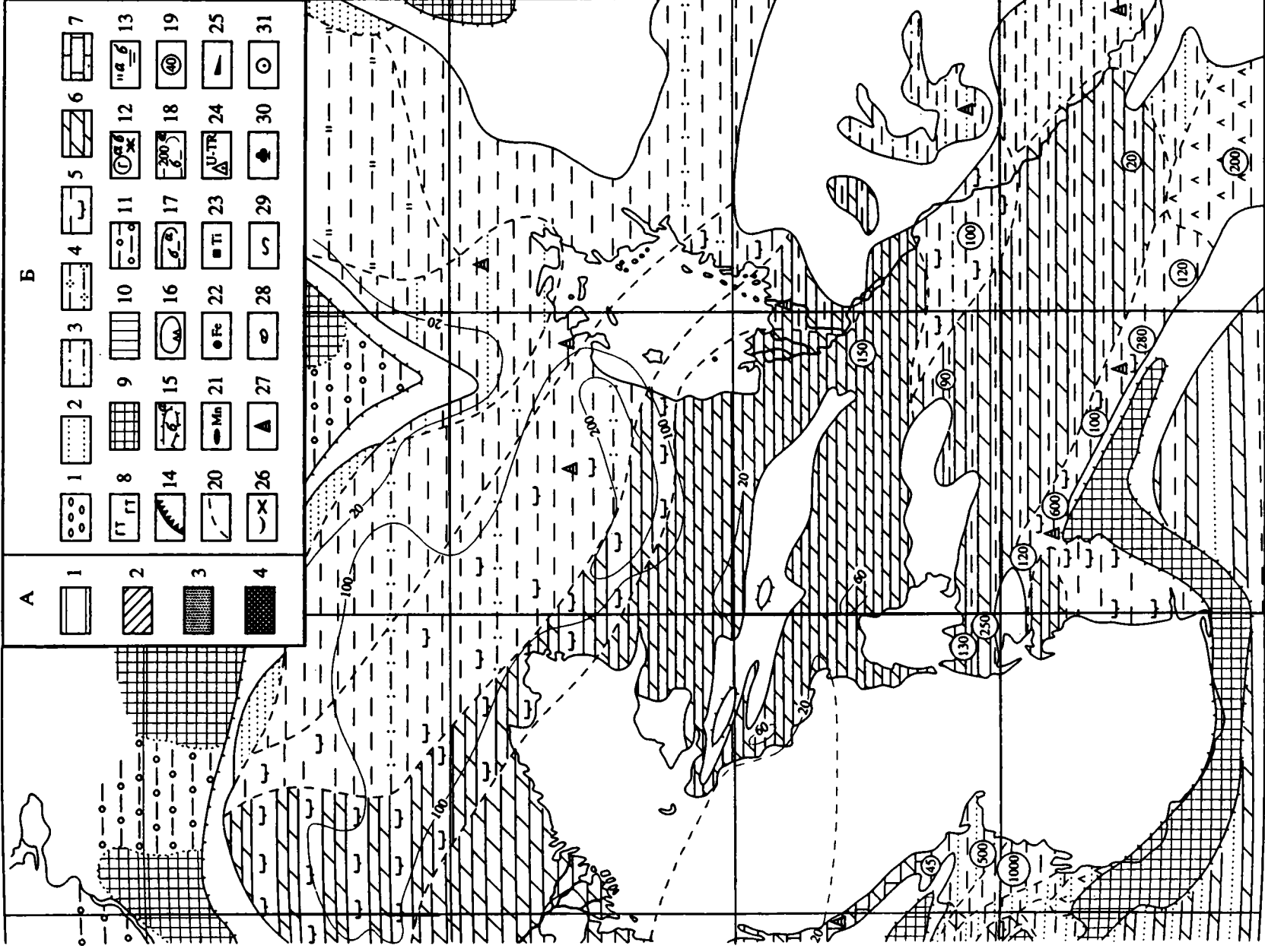
Самое высокое (2%) содержание меди установлено в так называемых сажистых прослоях, сло-

женных черными битуминозными (1–2%) пиритизированными глинами, переполненными остатками рыб; они характеризуются также повышенной радиоактивностью [Итенберг, 1960]. Максимальное количество свинца (1,6%) отмечается в западной части Терско-Кумского прогиба и тяготеет также к битуминозным глинам.

Марганец присутствует во всех разностях пород. Максимальные его концентрации (0,5–0,6%) наблюдаются в юго-восточной части Терско-Кумского прогиба (Прасковейская, Чкаловская площади). В других районах прогиба и на краях Карпинского содержание марганца ниже – 0,1% (кларк марганца в осадочных породах 0,067%). Повышенная концентрация марганца в глубоководных отложениях объясняется высокой карбонатностью глинистых осадков, накапливавшихся в условиях сероводородного заражения и повышенного выделения углекислоты [Смирнова, 1964]. Медь и свинец образовывали труднорастворимые сульфидные соединения в восстановительных условиях.

Рис. 14. Литолого-фациальная и палеогеографическая карты Предкавказья для позднего эоцена

Условные обозначения к рис. 14 и 15
 А – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов: 1 – шельфовая область; 2 – глубоководные некомпенсированные котловины; 3 – равнина, временами заливаемая морем; 4 – суша. Б – литолого-фациальная карта Калмыцкого бассейна: 1 – гравийно-галечные отложения; 2 – пески и песчаники; 3 – алевриты и алевролиты; 4 – глины песчаные и алевритистые; 5 – глины и известковистые глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – вулканогенные породы, кислые и средние; 9 – размываемая суша; 10 – области отсутствия отложений; 11 – низменная аккумулятивная равнина; 12 – глауконитсодержащие (а) и красноцветные (б) породы; 13 – кремнистость (а) и глинистость (б) пород; 14 – морфологические уступы дна; 15 – контуры береговой линии, установленные (а) и предполагаемые (б); 16 – участки отсутствия отложений; 17 – контуры современного распространения отложений, установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – изопахиты, м, достоверные (а) и предполагаемые (б); 19 – мощность отложений по отдельным разрезам, м; 20 – границы литофаций; полезные ископаемые: 21 – марганец, 22 – железо, 23 – титан, 24 – уран и редкие металлы, 25 – уголь; ископаемые: 26 – остатки рыб – чешуя и кости, 27 – моллюски, 28 – остракоды, 29 – ходы илоедов, 30 – флора; 31 – стратотипические и парастратотипические разрезы регионов



Палеогеографическая обстановка, история геологического и тектонического развития

Особенности состава и строения пограничных слоев эоцена и олигоцена, а также литолого-фациальные изменения отложений показывают, что осадконакопление происходило в резко расчлененном морском бассейне с морфологическими элементами океанического типа [Столяров, 1991]. Наиболее глубоководная (для территории бывшего СССР) часть Паратетиса тяготела к области Среднего Каспия. На севере обширная низкая суша (аккумулятивная равнина) располагалась в Саратовском Поволжье и полосе Доно-Медведицких дислокаций. Островная денудационная суша существовала в районе структур Донбасса. Между этими массивами суши располагался достаточно широкий (100 км) пролив, соединявший рассматриваемый бассейн с мелководным эпиконтинентальным морем Восточно-Европейской платформы. В южной части региона на месте Главного Кавказского хребта в это время предполагается существование системы низких островных поднятий. Они могли служить барьерными палеогеографическими элементами, а межостровные пространства обеспечивали связь с морскими бассейнами Закавказья. В районе Западного Кавказа морской бассейн соединялся с обширной областью седиментации в акватории Черного моря [Туголесов и др., 1985].

На рубеже эоцена и олигоцена общая палеогеографическая обстановка осадконакопления не испытала значительных изменений, равно как и расположение основных морфологических элементов самого морского бассейна. Так, область внутреннего шельфа постоянно охватывала северо-западную краевую часть бассейна, а глубоководная котловина располагалась в Восточном Предкавказье и вдоль моноклинали Северного Кавказа. Достаточно определенное положение занимала также область перехода внешней зоны шельфа в глубоководную часть бассейна.

Привнос основной массы терригенного материала осуществлялся с севера, со стороны крупных массивов суши Восточно-Европейской платформы. Снос с Кавказских островов, видимо, имел подчиненное значение, и в отложениях на моноклинали Северного Кавказа выражен очень слабо.

Несмотря на общую стабильность конфигурации морского бассейна и палеогеографической обстановки осадконакопления седиментогенез в позднем эоцене и раннем олигоцене обнаруживает кардинальные различия. В наибольшей мере они проявились в относительно мелководной шельфовой зоне и на переходе в глубоководную область.

Распределение мощностей и литофаций показывает, что в позднем эоцене осадконакопление было наиболее интенсивным на шельфе, где даже в сводовой части Азовского поднятия мощности достигают 90–100 м (рис. 14). Следует отметить замет-

ную дифференциацию шельфовой области и развитие ряда линейных прогибов, где мощности возрастают до 150 м. Эти прогибы как бы полукольцом опоясывают Азовское поднятие. Однако наибольшие мощности (200 м) приурочены к расположенной юго-восточнее системе прогибов, непосредственно примыкающей к Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоне поднятий. Субширотная ветвь ее линейная, а субмеридиональная расширяется и разветвляется с образованием обширного Манычско-Гашунского прогиба, где встречены слои с фауной зоны *Cibicides salensis* и *Asterigerina lucida*. Приуроченность этого комплекса к области наиболее мощного и устойчивого осадконакопления в позднем эоцене не может быть случайной.

В пределах шельфовой области происходило глинисто-кремнисто-карбонатное осадконакопление с примесью песчано-алевритового материала в северной части. К югу и востоку эти отложения резко сменяются преимущественно мергелистыми (уже в пределах Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны). Далее к востоку карбонатность отложений нарастала и в наиболее глубоководной части появлялись прослои мергелей. Мощность карбонатных пород в Восточном Предкавказье сокращалась до 20 м, отражая некомпенсированный характер седиментации. Можно полагать, что Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона представляла собой барьерный палеогеографический элемент на пути переноса терригенного материала к юго-востоку.

Интенсивное карбонатакопление отмечается в Индоло-Кубанском прогибе Западного Предкавказья, а также в отдельных локальных прогибах Центрального Предкавказья (Минераловодский прогиб и др.), где мощность мергелей и известняков резко увеличивается до 150–200 м и более. Таким образом, в открытой части позднеэоценового бассейна существовали различные зоны карбонатного осадконакопления – некомпенсированные и компенсированные. Палеогеографическая специфика последних остается не вполне ясной.

Черноземельская зона отсутствия верхнеэоценовых отложений, по-видимому, представляла собой обширное подводное поднятие, вокруг которого отлагались относительно глубоководные карбонатные осадки.

Возможно, регрессивный характер верхнеэоценовых отложений на большей части региона выражен сменой планктонного комплекса фораминифер зоны *Globigerapsis tropicalis* преимущественно бентосным зоны *Bolivina antegressa*. Следовательно, общая направленность тектонических движений в позднем эоцене была восходящей. Отсутствие зоны *Bolivina* в белоглинских отложениях Восточного Предкавказья может указывать на недостаточную общую амплитуду их проявления для этой самой глубоководной части бассейна.

Наиболее контрастно поднятия в позднем эоцене выражены в Ергенинско-Ставропольско-

Тимашевской зоне, где они сопровождались частичным или полным размывом верхнеэоценовых отложений, видимо, в подводных условиях. С севера и запада к этой зоне примыкала система прогибов с наибольшими мощностями сравнительно мелководных отложений. Это обстоятельство может указывать на примерное соответствие мощностей осадков амплитудам тектонических прогибаний (до 200 м). Дифференцированные тектонические движения определили формирование конседиментационных линейно-дугообразных поднятий и прогибов, которые как бы опоясывают Азовское поднятие.

Ранний олигоцен отмечен общей сменой знака тектонических движений на нисходящий. Интенсивные опускания в Восточном Предкавказье происходили при резко недостаточном привносе терригенного материала, что приводило к большой некомпенсированности прогибания осадконакоплением и развитию глубоководного прогиба, простиравшегося до Южного Мангышлака. В опускание была вовлечена вся Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона позднеэоценового поднятия и размыва (рис. 15).

Существенно изменилась тектоническая обстановка в северо-западной части региона: на рубеже эоцена и олигоцена она испытала консолидацию и в раннем олигоцене представляла собой устойчивый блок с небольшими амплитудами прогибания. На стыке этого блока с областями интенсивных опусканий возникла зона повышенных тектонических напряжений, приведших к формированию отдельных локальных поднятий, резких уступов и ступеней на месте позднеэоценовых прогибов. Все это указывает на инверсионный характер развития структур в Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоне и к северо-западу от нее.

В результате происшедших перестроек профиль осадконакопления в раннем олигоцене существенно изменился. В сглаженной шельфовой области теперь формировались маломощные (20–40 м) песчано-алеврито-глинистые осадки, иногда почти черные, гумусированные. В это время наиболее отчетливым положительным элементом внешней зоны шельфа являлось Ергенинское поднятие, где осадконакопления в раннем олигоцене не происходило, либо оно было очень слабым (3–10 м). С востока это поднятие ограничивалось резким уступом. Южнее (на Ставрополье) на изгибе к западу он разветвлялся с образованием Тимашевской ступени, северный уступ которой ограничивал внутрিশельфовую область, а южный примыкал к Индоло-Кубанскому прогибу.

Нисходящие движения в раннем олигоцене были геологически почти мгновенными, так как в основании образовавшегося уступа в Ергенях и на Ставрополье начали формироваться осадки зоны *Narphragmoides fidelis*, не имеющие себе фациальных аналогов во внутрিশельфовой области. На морфологически обозначившемся склоне возникло клиноформное тело с раздувом мощностей в цент-

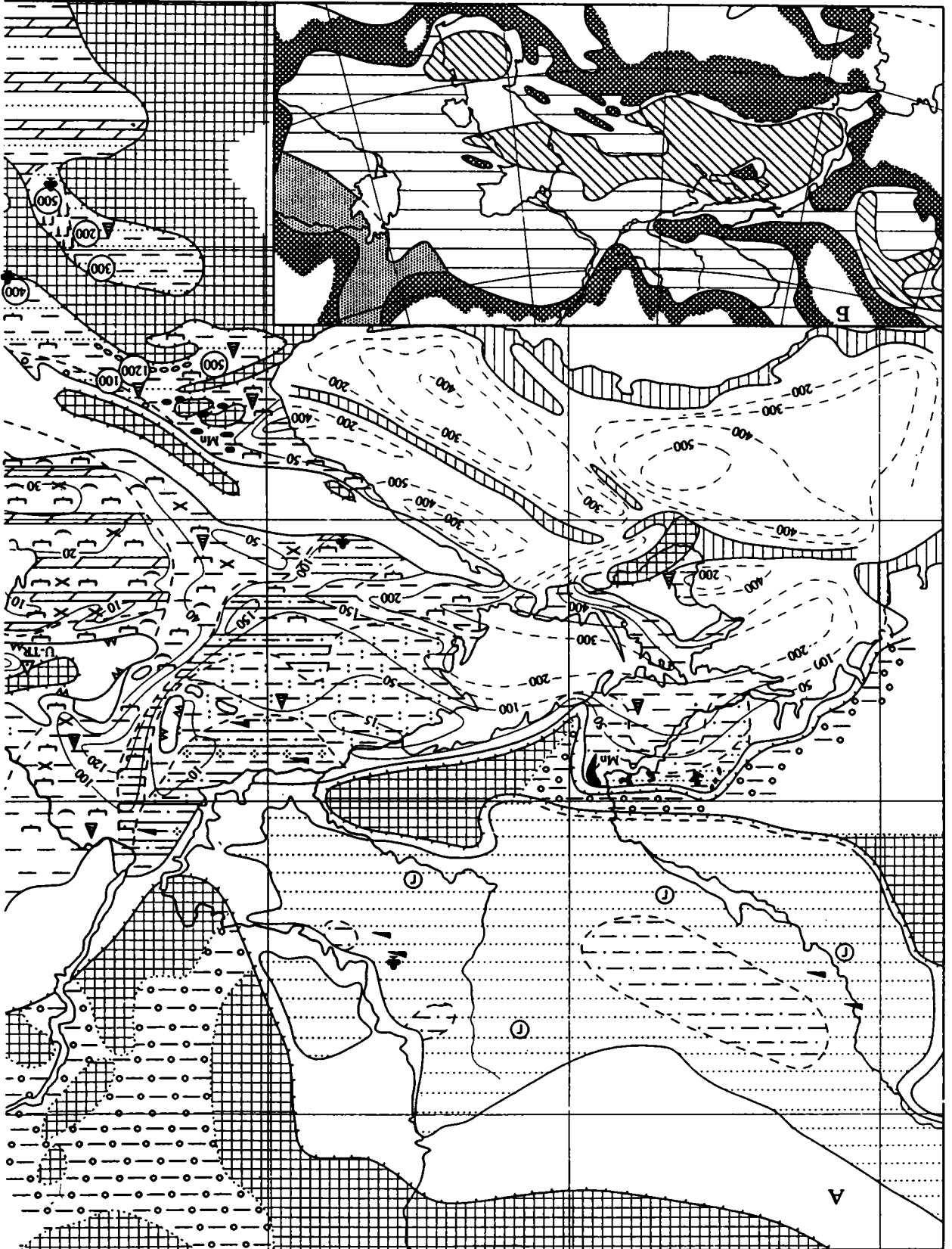
ральной части до 150–170 м, с прослоями и линзами алевритов, являющихся вместилищем газовых месторождений Ставрополя.

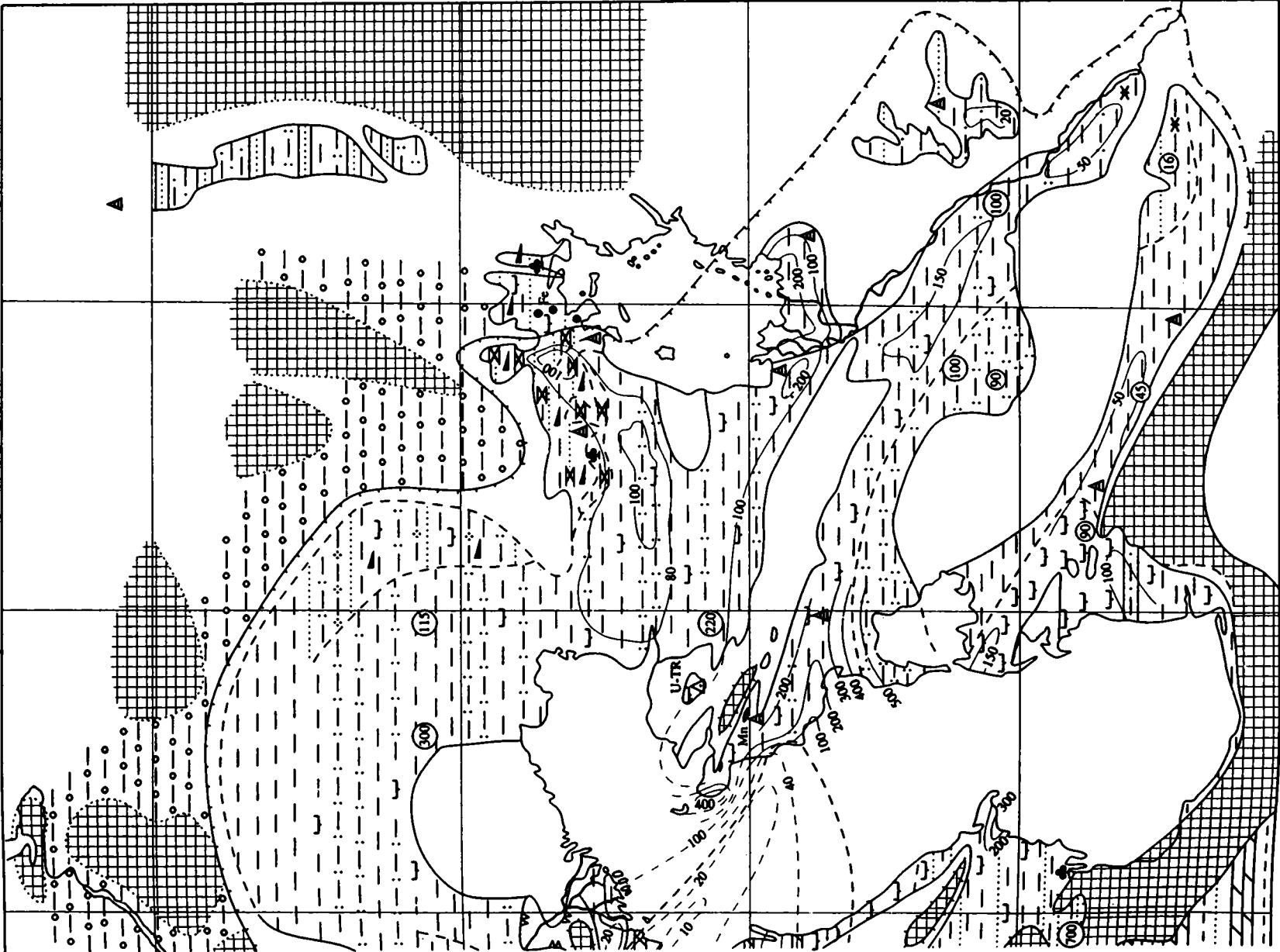
В наиболее опущенной области Восточного Предкавказья и Северного Кавказа в раннем олигоцене произошло значительное углубление бассейна. К востоку от Ергенинско-Ставропольской клиноформы мощности резко сокращаются до 40–20 м и менее, а отложения нижнего олигоцена целиком представлены тонкими известковыми глинами с остатками рыб и планктонными фораминиферами. О глубинах в этой части бассейна свидетельствуют находки глубоководных рыб в пшехских отложениях на моноклинали Северного Кавказа. «Среди батипелагических рыб наиболее многочисленны светящиеся рыбы (снабженные органами свечения "фотофорами"), присутствие которых в составе хадумской фауны с несомненностью указывает на большую глубину хадумского бассейна. Так, современные виды родов *Vinciguertia* и *Argiropelecus*, весьма близкие к ископаемым хадумским, а также виды рода *Mystophum*, родственного хадумскому *Eomystophum*, распространены в морях с глубинами не менее (обычно более) 1000 м» [Данильченко, 1960, с. 88].

Заметное возрастание мощностей до 300–400 м в относительно глубоководной зоне отмечается только в Индоло-Кубанском прогибе Западного Предкавказья, вероятно, в связи с более благоприятным положением его по отношению к источникам сноса терригенного материала. Таким образом, в этом прогибе компенсационный стиль осадконакопления был унаследован от позднеэоценового времени.

В Черноземельской зоне в раннем олигоцене возникли специфические палеогеографические условия, приведшие к образованию уникальных маломощных пластово-линзовидных тел сложного состава. Присутствие в них большого количества костных остатков рыб песчано-алевритовой размерности и остатков древесины дает основание предполагать существование в этом районе обширных отмелей или даже низких островов, сложенных палеогеновыми породами. В этих местах происходило прижизненное скопление рыб, их периодическая массовая гибель с последующим перемывом костной массы и переотложением ее вместе с раковинами фораминифер; интенсивная пиритизация породы свидетельствует о наличии в осадке большого количества реакционноспособного органического вещества. В то же время, полное отсутствие примеси терригенного (кварцевого) материала указывает на изоляцию этого района от источников регионального привноса обломочного материала песчано-алевритовой размерности.

Рис. 15. Литолого-фациальная и палеогеографическая карты Предкавказья для раннего олигоцена
Условные обозначения см. на рис. 14





Одной из важнейших гидрологических особенностей глубоководной области Предкавказья в раннем олигоцене являлось сероводородное заражение вод, на что указывает отсутствие в осадках донных организмов; об этом же свидетельствуют и некоторые геохимические критерии [Холодов, Недумов, 1991].

Полезные ископаемые

Нефть и газ. Они являются основными полезными ископаемыми рассматриваемых осадочных образований и имеют в пределах Северного Кавказа промышленное значение.

Выделяются три нефтегазоносные области: Азово-Кубанская, Терско-Кумская и разделяющая их Ставропольская.

Промышленные залежи нефти и газа Азово-Кубанской области встречены по всему разрезу, начиная от понта и кончая триасом. Около 21% нефти находится в палеогеновых отложениях, запасы и количество залежей которой убывает сверху вниз, а максимальное количество этих запасов приходится на олигоцен, причем в своем большинстве на его нижнюю часть. Все месторождения нефти в нижнеолигоценых образованиях размещены в южном борту Западно-Кубанского прогиба, где выделяется несколько нефтегазоносных районов.

В Крымско-Варениковском районе нефть в нижнеолигоценых образованиях содержится в Кеслеровском месторождении, приуроченном к сложно построенной диапировой складке. Месторождение небольшое с коллекторами, характеризующимися сильно меняющимися мощностями, с плохой пористостью и проницаемостью. Залежь имеет тяжелую нефть (0,930) нафтеново-метанового типа.

В Северском нефтегазоносном районе Калужское месторождение, приуроченное к погребенной брахиантиклинальной складке Калужской антиклинальной зоны, имеет многопластовое строение. Оно содержит газонефтяную залежь заливообразной формы в пшехских слоях и относится к типу литологически экранированных. Месторождение небольшое, с малосернистой, высокосмолистой, высокопарафиновой нефтью ароматически-нафтеново-метанового типа.

Хадыженский нефтеносный район включает группу нефтяных месторождений (Дышь-13, Ключевое-14, Абузы-15, Широкая Балка-16, Хадыженское-17, Восковая Гора-18) с залежами заливообразной формы, контролируемые резко изгибающейся южной линией выклинивания песчаных пачек среди моноклинально залегающих глин майкопской серии. Всего здесь выделяется до девяти продуктивных горизонтов, нижние из которых находятся в низах олигодена. Нефть из указанных месторождений легкая (0,810–0,880), малосернистая, смолистая, высокопарафиновая, ароматически-нафтеново-метанового типа. Месторождения

небольшие по запасам и к настоящему времени выработаны.

В пределах Ставропольской нефтегазоносной области пшехские образования являются основным газоносным объектом, с которым связаны богатейшие залежи газа, составляющие около 90% выявленных запасов Ставрополя. Приурочены они здесь к полосе развития алевролитов и песчаников, простирающейся с юго-запада на северо-восток. Наиболее крупные месторождения – Тахта-Кугультинское, Расшеватское, Северо-Ставропольское и Сенгилеевское. Залежи газа пластовые, сводовые, преимущественно с газодинамическим режимом. Рабочие дебиты скважин составляют в среднем 300–500 тыс.м³/сут. на одну скважину.

Целая серия нефтяных месторождений установлена в Терско-Кумской нефтегазоносной области.

В Прикумском нефтегазоносном районе и к северо-западу от него на месторождениях Озек-Суат, Журавском, Ачикулакском, Прасковейском, Камыш-Бурунском в нижнеолигоценых и верхнеоценных образованиях выявлены залежи нефти структурно-литологического типа, связанные с зонами повышенной трещиноватости. Суточные дебиты нефти имеют здесь следующие значения: на Озек-Суате от 4 до 12 м³, на Журавском от 0,5 до 10 м³, на Прасковейской площади от 1 до 3 м³/сут. Нефти высокосмолистые, малосернистые, легкие (0,855–860), нафтеново-метанового типа.

Прасковейское газонефтяное месторождение приурочено к крупному пологому поднятию в западной части Терско-Кумской впадины и является многопластовым. Промышленная нефтеносность установлена в породах от верхнего мела до нижнего олигодена. Нефти белоглинского горизонта нафтеново-метановые, высокосмолистые, малосернистые.

В Дагестане нижнехадумские образования становятся нефтеносными в пределах Восточной антиклинальной зоны на месторождениях Берикей и Дуздак, приуроченных к брахиантиклинальным поднятиям.

Газонефтяное месторождение Дуздак находится в пределах широкой брахиантиклинальной складки, содержит одну газовую и две нефтяные залежи. Газовая залежь приурочена к отложениям олигодена и верхнеоценным слоям. Залежь массивного типа и связана с зонами повышенной трещиноватости в присводовой части складки.

Газ сухой, содержит (в %): 76,6–85,9 метана, 0,5–2,6 тяжелых углеводородов, 18,9 CO₂, 1,6 редких газов. Кроме того, в одной скважине из этих отложений была получена нефть с дебитом 270 м³/сут.

Газовое месторождение Дагестанские Огни также связано с отложениями нижнего олигодена и фораминиферовыми слоями верхнего эоцена. Коллектором газа в этой толще служат мергели, мергельные глины, глинистые мергели, мощно-

стью 120 м. Дебит газа до 30 тыс. м³/сут. Газ метановый (89–92%). Среди других компонентов присутствуют тяжелые углеводы – 3,8–3,9%, CO₂ – 3,1–7,9%.

Цементное сырье и строительные материалы. Среди нерудных твердых полезных ископаемых они имеют достаточно широкое распространение.

В породах белоглинской свиты месторождения цементного сырья и стройматериалов представлены разнообразными по цвету и химическому составу мергелями, высокое качество которых позволяет использовать их зачастую в чистом виде в производстве. Это Абадзехское, Черкесское, Ахсарисарское, Саурское, Терское месторождения цементного сырья и Азовское месторождение стройматериалов.

Абадзехское месторождение сложено мергелями, которые по химическому составу могут быть использованы в качестве цементного сырья. Запасы с площади 10 га по категории С₂ 1,5 млн м³.

Черкесское месторождение образовано пластовой залежью мергелей мощностью 15 м, падающей на северо-восток под углом 4–5°. Мергели пригодны для производства романцемента марки "100" в натуральном виде.

Ахсарисарское месторождение имеет полезную толщу, состоящую из мергелей мощностью 120 м и протяженностью 2 км. Мергели пригодны для производства цемента с добавкой глин, а также могут применяться для химической мелиорации почв. Ориентировочные запасы 3360 тыс.т.

Саурское месторождение сложено глинистыми мергелями. Мощность пласта 20 м. Мергели могут быть использованы как глинистый компонент при производстве портландцемента и как основной компонент для получения романцемента. Ориентировочные запасы 4500 тыс.м³.

Терское (Ангушское) месторождение имеет полезную толщу, состоящую из отдельных слоев мергелей суммарной мощностью 100 м, которые пригодны для производства цемента. Ориентировочные запасы 621 тыс.м³.

Мергели и глины верхнеэоценовых отложений используются для получения строительного кирпича.

Азовское месторождение состоит из пласта белых глин, по своим свойствам и химическому составу пригодных для изготовления внутренних облицовочных плиток. Запасы по категории С₂ 1000 тыс.т.

Нижнеолигоценовые отложения, так же как и верхнеэоценовые, содержат месторождения строительных материалов. На Псебеском, Пролетарском, Абадзехском, Хамкентском и Пластунском месторождениях имеются значительные запасы керамзитовых глин. Причем Пролетарское и Пла-

стунское месторождения в настоящее время эксплуатируются. На последнем ведется добыча в основном верхнеэоценовых глин, хотя нижнеолигоценовые по запасам и качеству не хуже. Глины характеризуются температурой плавления 1230–1350°, обжига – 900–1180°С, коэффициентом вспучивания от 2,1 до 3; марка получаемого керамзита колеблется от 350 до 400. Глины пригодны также для производства кирпича и черепицы.

На Лермонтовском месторождении нижнеолигоценовые отложения содержат бентонитовые глины мощностью от 1 до 6,3 м. Глины характеризуются неплохими адсорбционными свойствами.

Рудные полезные ископаемые. Из рудных полезных ископаемых необходимо отметить наличие в пшехских отложениях района Черных Земель пластовых тел с металлоносным костным детритом рыб [Столяров, Ивлева, 1989]. Литологический состав этих экзотических образований, заключающих также сульфиды железа, глауконит, фораминиферы и глинистое вещество, был приведен выше. Отметим, что залежи костного детрита рыб более широко развиты в верхнеолигоценовых отложениях [Столяров, Ивлева, 1991]. Практический интерес они вызывают связи с концентрацией в фосфатном веществе остатков рыб редкоземельных элементов, урана, а также скандия. Их содержание в рудных пластах Черных Земель в среднем составляет (в %): TR₂O₃ – 0,31; U – 0,02; Sc – 0,002. В сульфидной части руды постоянно присутствуют никель, кобальт и молибден в количестве n·10⁻²%.

Необходимо отметить, что нижнеолигоценовые отложения сопредельных регионов Южной Украины, Грузии, Закаспия включают крупнейшие месторождения марганца: Никопольское, Большетокмакское, Чиатурское, Мангышлакское. Они как бы окаймляют данный регион, в пределах которого в нижнем олигоцене пока известны лишь небольшие рудопроявления на моноклинали Северного Кавказа [Калиненко, 1990]. Причины грандиозной вспышки марганцевого рудообразования в раннем олигоцене на обширной территории Восточного Паратетиса до настоящего времени остаются предметом дискуссий [Мстиславский, 1985; Штеренберг, 1988]. Поэтому при рассмотрении основных геологических событий на рубеже эоцена и олигоцена, нельзя обойти вниманием и данную металлогеническую проблему (чрезвычайно важную в практическом отношении), поскольку региональные историко-геологические предпосылки проявления марганцевого рудообразования во многом связаны также с особенностями геологических событий в данном регионе, составляющем центральную, наиболее глубоководную часть Восточного Паратетиса в целом.

Геологические события

Для рассматриваемого региона рубеж эоцена и олигоцена отмечен существенными геологическими преобразованиями. Принадлежность пограничных слоев к различным формационным комплексам свидетельствует о резкой смене характера седиментогенеза – преимущественно карбонатного в эоцене и терригенного (глинистого) в олигоцене, что повлекло за собой резкое изменение в составе биот. Этому способствовало похолодание климата на данном рубеже [Козьяр, 1958].

До последнего времени существовали принципиальные разногласия в трактовке характера тектонических движений и палеогеографической обстановки на рубеже эоцена и олигоцена. Одни исследователи [Геодекян и др., 1975] полагали, что наиболее интенсивные опускания в Предкавказье с образованием глубоководной котловины произошли в раннем палеогене, а с олигоценом было связано лишь ее заполнение осадками. Б.А. Онищенко и Б.Г. Сократов [1970], наоборот, пришли к выводу о региональном континентальном перерыве на рубеже эоцена и олигоцена; в раннем олигоцене, по их мнению, имели место наиболее резкие опускания на месте Главного Кавказского хребта с образованием глубоководного прогиба.

Исследования (в рамках настоящего проекта) на детальной биостратиграфической основе позволили подойти более обоснованно к решению перечисленных проблем. Замещение по разрезу комплексов планктонных фораминифер бентосными ассоциациями свидетельствует о том, что поздний эоцен характеризовался восходящими тектоническими движениями, но амплитуда их была невелика, и в Восточном Предкавказье сохранялась относительно глубоководная котловина. Несомненно новый импульс тектонических опусканий в раннем олигоцене; по скоростям и амплитудам он, видимо, значительно превышал палеоцен-эоценовый [Столяров, 1978]. Однако эти движения вряд ли привели к развитию на месте Главного Кавказского хребта глубоководного прогиба. Наконец, совершенно не подтверждаются предположения о регрессии позднеэоценового бассейна и возникновении на рубеже эоцена и олигоцена регионального континентального перерыва. В действительности, никакой сколько-либо заметной регрессии позднеэоценового бассейна не фиксируется, и все тектонические перестройки и палеогеографические (морфологические) изменения носили внутрибассейновый характер. Последнее обстоятельство может иметь важное методическое значение, подчеркивая необходимость тщательного объективного анализа причин возникновения стратиграфических несогласий, выяснения палеогеографического значения так называемых регрессивных циклов седиментогенеза и т.д.

Таким образом, тектонические движения конца эоцена привели лишь к выравниванию (сглаживанию) морфологии рельефа дна морского бассейна,

и только на отдельных сравнительно ограниченных площадях – к сокращению площади моря (регрессии). Одновременно на рубеже эоцена и олигоцена произошло заметное (на 5–6°C) похолодание климата (от субтропического к умеренному).

Олигоценовая эпоха началась новым импульсом нисходящих тектонических движений, развивавшихся по унаследованному от палеоэоцена тектоническому и, соответственно, фациально-палеогеографическому плану [Столяров, 1991]. Наиболее интенсивное прогибание было характерно для области Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Проседание этой обширной котловины представляется геологически почти мгновенным, так как на всем ее пространстве от уступа Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской структурно-фациальной зоны до восточной части Южно-Мангышлакского прогиба отлагались однотипные глубоководные известковые илы с пелагическими комплексами фораминифер. Прогибание Черноморской котловины подчеркивается более широким площадным развитием майкопских отложений по сравнению с палеоцен-эоценовыми и трансгрессивным характером их залегания на склонах основных поднятий внутри котловины (поднятия Андрусова, Шатского и др.) [Туголесов и др., 1985].

Интенсивные опускания в котловинах практически не затронули жесткие блоки по их периферии (не вовлекли их в прогибание). Важно подчеркнуть, что последующее тектоническое воздымание вновь наиболее интенсивно проявилось в мобильных зонах прогибов (котловин), что привело в конце раннего олигоцена (соленовское время) к относительному сглаживанию морфологии дна морского бассейна (обмелению).

Как видно, ранний олигоцен составляет полный тектонический цикл, начавшийся интенсивными тектоническими опусканиями большой амплитуды (порядка 1 км) и завершившийся относительным выравниванием рельефа морского дна. При этом тектонические движения имели дифференциальный характер и были связаны главным образом с высокой подвижностью областей прогибов (глубоководных котловин) при относительной устойчивости (стабильности) приподнятых жестких блоков.

Грандиозная вспышка марганцевого рудообразования приурочена к перегибу кривой тектонической направленности движений от опусканий к воздыманиям. С началом поднятия дна котловин совпадает трансгрессивное наступление моря в марганцеворудных районах Украины и Грузии, а также развитие рудообразующих процессов с залеганием рудных образований зачастую непосредственно на древних корях выветривания кристаллических пород. Совмещение процессов трансгрессии и рудообразования может быть связано с вытеснением вод из котловин в краевые части бассейна, подъемом глубинных сероводородных,

марганценосных растворов на шельфовые, прибрежные площадки. Здесь на окислительном (кислородном) барьере происходило выпадение марганца в форме гидроокислов и последующее осаждение их в различного рода ловушках (заливы, западины дна и др.) в сравнительно слабо гидродинамически активной области низкого прибрежья. При этом относительная кратковременность проявления рудного процесса (сотни тысяч лет) может быть связана с тем обстоятельством, что при подъеме дна котловин очень резко сократилась область сероводородного заражения, что следует из фациальных особенностей нижнеолигоценовых отложений в котловинных зонах бассейна. С позиций подобной историко-геологической модели рудообразования представляется возможность также более определенно судить о примерной синхронности рудообразующих процессов в весьма удаленных друг от друга районах Восточного Паратетиса (Украина, Грузия, Мангышлак).

Раннеолигоценовая эпоха марганцевого рудообразования несомненно связана с активным характером тектонических процессов. Можно предполагать, что резкое проседание котловин в начале раннего олигоцена, связанное с активизацией глубинных разломов, могло сочетаться с поступлением в морские воды внутренних частей бассейна гидротермальных сероводородных растворов, обогащенных растворенным марганцем.

Таким образом, накопление в раннеолигоценовом бассейне больших масс марганца может быть связано с благоприятным сочетанием фациально-палеогеографических и историко-геологических (палеотектонических) факторов. Они заключаются в резкой активизации тектонических движений по глубинным разломам, образовании глубоководных котловин с крутыми склонами, сероводородном заражении вод, обогащении их растворенным марганцем вероятнее всего за счет эндогенных источников его поступления, вытеснении сероводородных вод на этапе смены нисходящих движений восходящими в прибрежные части "барьерных" палеогеографических элементов внешней зоны шельфа (острова, полуострова), выпадении марганца из раствора на окислительном геохимическом барьере в пределах протяженного фронта контактирования сероводородных и кислородных вод бассейна, последующем осаждении гидроокислов марганца в благоприятных для аккумуляции ловушках типа мелких заливов, западин в рельефе дна и др.

Основные выводы

В целом, исследования по проекту № 174 МПГК позволили подойти к решению некоторых важных вопросов, касающихся стратиграфии пограничных слоев эоцена и олигоцена, фациальных и палеогеографических условий осадконакопления, характера тектонических движений и истории

развития Предкавказья на рассматриваемом рубеже.

Геологическая граница эцена и олигоцена в пределах региона совпадает с контактом различных формационных типов отложений – карбонатного эоценового и терригенного (глинистого) олигоценового. Биостратиграфическая зональность (местные зоны) пограничных слоев изменчива, что связано с резкими различиями фациальных условий осадконакопления и особенностями историко-геологического характера. Поэтому, говоря о совпадении литолого-формационной границы с хроностратиграфической в непрерывных разрезах открытой части бассейна, следует иметь в виду, с одной стороны, наличие на значительных площадях стратиграфических несогласий с выпадением различных по объему слоев как эоцена, так и олигоцена, а с другой – возможность постепенной смены комплексов органических остатков в однотипных по составу отложениях (зона *Cibicides salensis* – *Asterigerina lucida*).

Осадконакопление в позднем эоцене – раннем олигоцене происходило в резко расчлененном морском бассейне с морфологическими элементами океанического типа: шельфом, уступом типа континентального склона и глубоководной котловиной. В качестве важнейшего палеогеографического элемента обозначилась дугообразная зона внешнего шельфа, испытывавшая наиболее сложные преобразования на рубеже эоцена и олигоцена. В позднем эоцене она служила барьером на пути переноса обломочного материала к югу и востоку, а уступы раннего олигоцена определили формирование склоновой клиноформы, контролирующей месторождения газа в Ставрополье. Своеобразная обстановка обширных подводных поднятий в Черномозельской зоне, испытывавших слабый размыв, приводила к образованию уникальных пластоволинзовидных тел, обогащенных металлоносным костным детритом рыб, переотложенными фораминиферами, глауконитом и пиритом.

Важнейшим историко-геологическим моментом на рубеже эоцена и олигоцена явилась смена знака и интенсивности тектонических движений от слабо восходящих к резко нисходящим, приведшим к развитию глубокого (1000 м) некомпенсированного прогиба. Тектонические движения имели дифференцированный характер и не повлияли существенным образом на общую палеогеографическую конфигурацию морского бассейна. Другими словами, несмотря на регрессивный цикл седиментогенеза в позднем эоцене, заметной площадной регрессии морского бассейна в пределах региона не происходило.

Сероводородные воды глубоководных котловин могли явиться обширными промежуточными резервуарами накопления растворенного марганца и служить источником его поступления к местам рудообразования с восходящими течениями (апвеллинг).

Регион VIII

Нижнее Поволжье и Северо-Западный Прикаспий

Введение

Регион располагается в южной части Волго-Уральской антеклизы, на юго-восточном окончании Рязано-Саратовского мегапрогиба, на восточном склоне Воронежской антеклизы, в прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы и на Скифской плите. В позднем эоцене и раннем олигоцене его южная половина (примерно до широты Саратова) была занята морским бассейном, трансгрессировавшим из Крымско-Кавказской области, а северная представляла собой низменную сушу.

На рассматриваемой территории выделяются две литолого-фациальные зоны. На западе – Ергенинско-Поволжская, отвечающая внутренней части шельфа палеогенового моря, где в позднем эоцене накапливались песчаные, кремнистые и глинисто-карбонатные осадки, а в раннем олигоцене – глинистые, обогащенные углистым веществом (на западе) и карбонатным материалом (на востоке). Максимальные мощности верхнеэоценовых слоев не превышают 80-90 м, а нижнеолигоценых – 170-200 м.

На востоке располагалась Прикаспийская литолого-фациальная зона, занимавшая внешнюю часть шельфа. Здесь накапливались сравнительно глубоководные, органогенно-карбонатные, глинисто-карбонатные (поздний эоцен), глинистые и глинисто-карбонатные (ранний олигоцен) илы. Лишь в пределах северной прибортовой области Прикаспийской синеклизы в начале олигодена имели место прибрежно-мелководные условия и формировались песчано-глинистые осадки. Максимальные мощности толщ в межсолянокупольных впадинах достигают 157 м (верхний эоцен) и 200–500 м (нижний олигоцен).

Позднеэоценовый бассейн являлся нормально-солёным, теплопроводным и имел открытую связь с океаном Тетис. Восточная его часть была сравнительно глубоководной и здесь осаждался глинистый и органогенный карбонатный (преимущественно кокколитовый) материал, а западная – мелководной и там накапливались песчаные и органогенные кремнистые (радиоляриево-спонголитовые, диатомовые) осадки. Раннеолигоценое море не претерпело существенных изменений. Восточная его часть характеризовалась большей глубоководностью, чем западная, здесь формирова-

лись глинистые илы с примесью органогенного карбонатного материала, а в западной части отлагались мелководные лагунные осадки – пески, илы и гумусированные глины. Источником поступления терригенного материала в прибрежные районы бассейна являлась возвышенная холмистая равнина, расположенная на северной периферии.

В позднем эоцене и раннем олигоцене образования новых структурных элементов земной коры не происходило. Рассматриваемая территория вовлекалась в общие колебательные движения, обусловившие трансгрессии и регрессии палеогенового моря. Продолжали формироваться ранее возникшие соляные купола, межкупольные и приразломные впадины, крупный Кума-Манычский прогиб. Переход к олигоцену ознаменовался усилением тектонической дифференциации: площадь, охваченная поднятиями, расширилась; продолжалось погружение Прикаспийской синеклизы.

Краткая история изучения

Быстрая фациальная изменчивость, сложные условия залегания, изменения мощностей осадков, большое сходство литологического состава разновозрастных образований и слабая палеонтологическая охарактеризованность отложений были причинами различной трактовки возраста и объема стратиграфических подразделений палеогена, а также их сопоставления с отложениями сопредельных регионов.

Основные черты Поволжской стратиграфической схемы разработали на рубеже веков И.Ф. Синцов и А.П. Павлов. Эти работы были продолжены А.Д. Архангельским [1928], Е. В. Милановским [1940], Г.П. Леоновым [1936, 1961, 1967] и многими другими авторами. В уточнении схемы участвовали Г.А. Бражников [Бражников и др., 1962], О.Б. Грозевская-Кетат [Бражников и др., 1959], Я.С. Эвентов [1956], Е.К. Шуцкая [1960], М.Е. Зубкович [1975], Б.П. Жижченко [1964], Н.В. Грачев с соавторами [1971].

Согласно Стратиграфической шкале палеогена МСК СССР в Поволжье¹ к верхнему эоцену относили толщу мергелей и известковых глин, иногда

¹ Имеется в виду Саратовско-Волгоградское Поволжье и Заповжье.

переходящую вниз по разрезу в опоковидные глины и кварцевые пески, которые описывались как киевская свита. Г.П. Леонов [1961] выделил верхнюю часть верхнего эоцена под названием аксайских слоев, а верхне- и нижнебалыклейские слои отнес к олигоцену. Последние коррелировались с харьковскими отложениями Нижнего Дона.

Киевская свита была расчленена на пять микрофаунистических зон. Первые четыре зоны сопоставляются теперь с куберлинской, керестинской и кумской свитами, а пятое подразделение с комплексом фораминифер зоны *Marginulina behmi* – с белоглинской свитой Северного Кавказа (верхний эоцен в современном понимании). Нижнеолигоценные отложения в Поволжье относятся к майкопской серии.

Палеоген северной и северо-восточной части Прикаспийской впадины изучали В.И. Яркин, Я.С. Эвентов, Г.П. Леонов, Н.В. Грачев, В.М. Кашлев, С.С. Размыслова и др. Верхнеэоценовые отложения они включали в киевскую свиту и рассматривали их как аналог белоглинской свиты Северного Кавказа. Иногда осадки этого возраста описывались под местными географическими названиями – например, урдикские слои и т.д. Нижнеолигоценные образования относились чаще всего к майкопской серии или же выделялись в местные (наримановские) слои.

Стратиграфическая схема Ергеней и мегавала Карпинского (Скифская плита) была впервые предложена Ф.Ф. Голынцом [1932] и Ф.Н. Пантелеевым [1947]. Дальнейшая история изучения палеогена этого района связана с разработкой зональной шкалы по фораминиферам, основоположником которой является Н.Н. Субботина [1953а]. Местную схему затем уточняли Ю.П. Никитина [1962, 1964, 1975], Л.С. Тер-Григорьянц [1977], Е.К. Щуцкая [1960] и др. Верхнеэоценовые отложения они выделяли в качестве белоглинской свиты.

Стратиграфическая характеристика

В пределах Нижнего Поволжья пробурено большое количество опорных, разведочных и структурно-параметрических скважин, вскрывших отложения верхней части палеогена. Изучение переходных слоев от эоцена к олигоцену на основе полученных материалов позволило установить соотношение разнофациальных толщ по латерали и в разрезах.

Верхнеэоценовые отложения

В Прикаспийской литолого-фациальной зоне выделено два литокомплекса различного состава. В восточной части развит известково-органогенный комплекс, представленный преимущественно кокколитовыми, фораминиферо-

кокколитовыми известняками и глинистыми их разновидностями. В нижней части разреза наряду с бентосными видами встречаются и сравнительно многочисленными планктонные: *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *Globigerina eosaenica*. В кровле разреза преобладают бентосные виды зоны *Bolivina antegressa*. Зональному виду сопутствуют *B. asiatica*, *B. simplex*, *Planulina costata* (скв. 640, Джанайская и Артезианская опорные скважины, а также Профильная-6, Владимирская-31, Астраханская-5). Верхнеэоценовый возраст известняков подтвержден определением наннопланктона из скважин Восточно-Можарской (скв. 3, 5), Харьинской (скв. 1) и Придорожной (скв. 1) разведочных площадей. Здесь установлены комплексы зон *Chiasmolithus oamaruensis* (NP 18), *Isthmolithus recurvus* (NP 19) и *Sphenolithus pseudoradians* (NP 20) [Табачникова, 1980].

В западной части Прикаспийской литолого-фациальной зоны распространены мергели, известняки, карбонатные глины. Наиболее полно разрезы этого литокомплекса изучены по скважинам: 406 Соляно-Купольной, 10 Царынской, 2 Солено-Займищенской, 9 Баскунчакской, 12 Яшкульской, 40 Ики-Бурульской, 36 Элистинской и 505 Комсомольской разведочных площадей. Белоглинские отложения представлены серыми тонкослоистыми мергелями, содержащими прослой светлосерых кокколитовых пелитоморфных известняков и голубовато-серых известковистых глин с планктонными и бентосными фораминиферами: *Globigerina eosaenica*, *Globigerapsis index*, *Bulimina sculptilis*, *Marginulina behmi*, *M. fragaria*, *Uvigerina jacksonensis*. В скв. 406 Соляно-Купольной и 12 Яшкульской разведочных площадей белоглинская свита охарактеризована наннопланктоном зон *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*. Мощность отложений до 112 м.

В Ергенинско-Поволжской литолого-фациальной зоне верхний эоцен вскрыт многочисленными скважинами: 5 Аксайской, 21 Сарпинско-Тингутинской, 296 Котельниковской, 40 Ремонтненской, 44С и 132 Манычской, 321 и 361 Куберлинской, 1 Песчанокопской разведочных площадей. Отложения существенно отличаются от карбонатных осадков Прикаспийской литолого-фациальной зоны своим карбонатно-терригенным составом. Они описываются в объеме белоглинской свиты. Выделяются четыре типа разрезов, сложенных: 1) опоковидными глинами с прослоями песчаников и известковистых глин; 2) карбонатными глинами с прослоями мергелей и глинистых известняков; 3) алевролитистыми песками и алевропелитами с цеолитами; 4) песчанистыми карбонатными глинами и мергелями.

Первый тип развит в пределах Котельниковской (скв. 664, 296), Аксайской (скв. 5, 59), Сарпинско-Тингутинской (скв. 21), Сало-Манычской (скв. 44С, 132), Куберлинской (скв. 321, 361).

Ремонтненской (скв. 40) и Песчанокопской (скв. 1) разведочных площадей.

Белоглинские отложения залегают на кумских без видимых следов размыва и только в районе Сало-Маньчского междуречья отмечается присутствие фосфоритовых горизонтов в их основании. Нижняя часть разреза (около 50 м) сложена опокovidными глинами с прослоями (до 0,5 м) песчаников и характеризуется фораминиферами зоны *Cyclammina pseudocancellata*, а верхняя (до 36 м) – известковистыми глинами с *Marginulina behmi*, *Anomalina officinalis*, *Bolivina nobilis*. На Аксайской и Сарпинско-Тингутинской разведочных площадях в толще (до 45 м) опокovidных глин обычно присутствуют лишь раковины радиолярий *Cenosphaera valentina*, *C. onariae*, *Sethocyrtis elegans*, *S. multiplicatus*. В опокovidных глинах, вскрытых скв. 21 на Сарпинско-Тингутинской разведочной площади, отмечены прослой мергелей и слабокарбонатных глин. В них определен обедненный комплекс фораминифер: *Marginulina behmi*, *Bolivina nobilis*, *B. aenariensiformis*, *Cibicides acutiformis*, *Globigerapsis index* [Шафино, 1958]. Опокovidные глины Сало-Маньчского междуречья Ю.П. Никитина [1964] выделила в зону *Cyclammina pseudocancellata* и сопоставила с зоной *Globigerapsis index* белоглинской свиты Северного Кавказа. Вышележащие известковистые глины отнесены к зоне *Marginulina behmi*, соответствующей зоне *Bolivina antegressa* Кавказа.

Опокovidные глины по мере движения на восток и северо-восток фациально замещаются карбонатными породами, характерными для второго типа разреза. Карбонатные глины с прослоями мергелей и органогенных известняков развиты в бассейне р. Мышкова, в районе Волго-Донского канала, Волжской ГЭС, Волгоградского Поволжья и Заволжья, где они вскрыты рядом скважин (скв. 44, 45, 225, 184, 29-Р, 337, Новоузенской опорной и др.), а также выходят на поверхность в береговых обрывах рек Волга и Мышкова.

В бассейне среднего течения р. Мышкова у с. Ивановка выше базальных фосфоритов залегают глинистые диатомиты, которые постепенно переходят в карбонатные глины (мощностью до 0,8 м), тонколистоватые, с гипсовыми прослоями (1–1,5 см). С.А. Люльева [Люльева и др., 1989] в карбонатных глинах выделила комплекс наннопланктона зоны *Isthmolithus recurvus*, а в известковистых глинах установлены фораминиферы зоны *Globigerapsis index*. В направлении к северу и северо-востоку известковые разности преобладают.

Опорным разрезом карбонатного комплекса может служить обнажение на правом берегу Волги у с. Суводское. Здесь вскрываются серовато-зеленоватые мергели (кокколитофоридовые известняки) мощностью до 3 м. В кровле мергелей прослеживается горизонт (4–5 см) галек и гравия черного фосфорита. В известняках Н.В. Маслун [Маслун и др., 1984] определила бентосные и планктонные

фораминиферы зоны *Bolivina antegressa* – *Marginulina behmi*. Наиболее часто встречаются *Clavulinoides szaboi*, *Nodosaria consobrina*, *N. grandis*, *N. spinescens*, *Lenticulina decorata*, *L. deformis spinulosa*, *L. limbosa*, *Bulimina aksuatica*, *B. truncana*, *Bolivina antegressa*, *Textularia carinatiformis*, *Haplophragmoides glomeratum*, *Robulus carinatus*, *Cibicides dutemplei*, *C. ungerianus*, *Uvigerina jacksonensis*, *Globigerapsis index*, *Globigerina corpulenta*, *C. eocaenica*. В фосфоритовом горизонте встречаются лишь бентосные виды: *Marginulina behmi*, *M. fragaria*, *Bolivina microlancetiformis*, *Cibicides dutemplei*, *Eponides trumpyi*, *E. stella*. С.А. Люльева из мергелей выделила наннопланктон зоны *Isthmolithus recurvus*, а из фосфоритового горизонта – зоны *Ericsonia subdisticha*.

Фосфоритовый горизонт перекрывает светло-зеленовато-серый мергель (известковистая глина) мощностью 0,5 м. В нем встречен комплекс бентосных фораминифер: *Nodosaria spinescens*, *Bulimina aksuatica*, *Uvigerina jacksonensis*, *Cibicides ungerianus*, *Siphonodosaria exilis*, *Lagena laevis*, *Bulimina eocaena*, *Neobulimina fraudulentula*, *Uvigerina proboscidae*, *U. pygmaea*, *Bolivina aenariensiformis*, *Baggina iphigenia*, *Fronicularia budensis*, *Dentalina mucronata*, *Robulus inornatus*. Наннопланктон, как и в фосфоритовом горизонте, представлен комплексом зоны *Ericsonia subdisticha*.

В 1,5 км севернее рассматриваемого обнажения была опробована толща мергелей, в которых также определены фораминиферы [Маслун и др., 1984] зоны *Marginulina behmi* – *Bolivina antegressa*. Здесь развиты *Bolivina truncata*, *Bulimina aksuatica*, *Uvigerina costellata*, *Vaginulina mexicana*, *Lenticulina decorata*, *Cibicides dutemplei*, *C. perlucidus*, *Globigerina corpulenta*, *G. eocaenica* и наннопланктон зоны *Sphenolithus pseudoradians*. Наннопланктон зоны *Ericsonia subdisticha* выделен в вышележащем фосфоритовом горизонте.

По комплексу фораминифер нижняя часть разреза (мергельная толща до фосфоритового горизонта) коррелируется с альминским горизонтом Крыма и Причерноморья и с белоглинской свитой Северного Кавказа (зона *Globigerapsis tropicalis*). Отложения с аналогичными фораминиферами, выделенными в зону *Marginulina behmi* [Морозова, 1959; Субботина, 1953б, Бражников и др., 1959], прослеживаются в юго-западном, северном и северо-восточном направлениях от Волгограда (скв. 225, 44, 45, 184, 337, 29-Р). Мощность до 50 м.

В южном направлении от разреза у с. Суводское происходит фациальное замещение мергельно-глинистых отложений зоны *Marginulina behmi* – *Bolivina antegressa* песчано-алеврито-глинистыми в окрестностях Волгограда. Они образуют третий тип отложений.

Наиболее характерен разрез Дар-Горы, где пески мечеткинской свиты без видимого перерыва, постепенно обогащаясь глауконитом, замещаются алеврито-глинистыми глауконитсодержащими по-

родами с цеолитами (2 м). В этой толще установлен [Маслун и др., 1984] комплекс фораминифер: *Textularia carinatiformis*, *Bulimina aksuatica*, *Nonion umbilicatus*, *Cibicides dutemplei*, *Eponides stellatus*. Выше следует толща (2,6 м) зеленовато-серых глинистых алевролитов с цеолитами. Завершается разрез верхнего эоцена алевроито-песчано-глинистой пачкой (0,3 м). По ее кровле прослеживается прослой (5-10 см) желваковых фосфоритов. Он содержит верхнеэоценовые фораминиферы, но со следами переотложения. Формы мелкие, угнетенные, корродированные, ожелезненные, бедные в количественном и видовом отношении, что нередко для нижней части хадумских отложений Северного Кавказа. В алевроито-глинистых отложениях обнаружены спикулы губок, преобладают представители отряда *Tetraxonida*. Среди них обычны спикулы литистидных губок.

На основании биостратиграфических исследований можно говорить о размыве верхней части разреза (зона *Sphenolithus pseudoradians*). На осадках зоны *Isthmolithus recurvus* со следами размыва и переотложения располагаются слои зоны *Ericsonia subdisticha*. Таким образом, начало олигоценовой трансгрессии в этом районе фиксируется фосфоритовым горизонтом. Эту точку зрения высказывали А.Г. Бражников, А.Ф. Кучаев, С.И. Застрожных и др.

На северо-востоке региона, в пределах северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы (Новоузенская опорная скважина, скв. 583), верхнеэоценовые отложения представлены четвертым типом разреза – песчанистыми, местами карбонатными глинами с прослоями мергелей, содержащими бентосные фораминиферы: *Melonis dosularensis*, *Uvigerina rugosa*, *U. costellata*, *Cibicides aff. dutemplei*, *Baggina sp.* Их мощность от 6–7 до 60–67 м.

Нижнеолигоценовые отложения

В Прикаспийской литолого-фациальной зоне нижнеолигоценовые отложения представлены глинисто-карбонатными разностями. Здесь выделяются четыре типа разрезов, сложенных: 1) мергелями, 2) известковистыми глинами с прослоями и линзами мергелей, 3) неизвестковистыми аргиллитоподобными глинами, 4) известковистыми глинами.

Первый тип разреза нижнего олигоцена приурочен к северному крылу Кумо-Манычского мегапрогиба и вскрыт скважинами на Барханной разведочной площади к югу от широты пос. Каспийский. Отложения мощностью 8–15 м залегают на верхнеэоценовых (белоглинских) мергелях и представлены бурыми тонкослоистыми мергелями с многочисленными фораминиферами (*Globigerina officinalis*). В скв. 5 Восточно-Можарской разведочной площади в интервале 1005-1020 м выделен

комплекс наннопланктона зоны *Coccolithus subdistichus* [Табачникова, 1980].

Второй тип разреза прослеживается вдоль северного крыла Кумо-Манычского мегапрогиба (Артезианская и Джанайская опорные скважины, скв. 505 на Комсомольской, 6 и 3 на Профильной и 40 на Ики-Бурульской разведочных площадях). Нижнеолигоценовые отложения перекрывают различные горизонты эоцена и даже верхнемеловые породы. Они представлены зеленовато-бурными известковистыми глинами, местами алевроитистыми, с прослоями мергелей. В известковистых разностях глин и мергелей определены фораминиферы: *Trochammina erecta*, *Harporhagmoides rotundorsatus*, *Bolivina ex gr. simplex*, *Gaudryina gracilis*. На этих породах залегают остракодовый пласт, ленточный мергелями с остракодами комплекса *Pontocypris oligocensis*.

Третий тип разреза приурочен к западному и южному склонам Астраханского свода (скважины Эджинская-2, Далан-Алдынская-3, 640). Здесь развиты черные аргиллитоподобные глины, местами алевроитистые, с единичными остатками рыб и растительным детритом на плоскостях наслоения (мощность 11-88 м). В глинах встречены многочисленные *Globigerina officinalis*. Выше по разрезу залегают светло-серые мергели остракодового пласта.

Четвертый тип разреза типичен для северного и западного склонов Астраханского свода (Владимирская разведочная площадь – скв. 3, 4, 29, 31; Астраханская разведочная площадь – скв. 5, 28). Представлен темно-серыми, листоватыми, известковистыми, местами алевроитистыми глинами с многочисленной чешуей рыб, единичными *Globigerina officinalis* и пиритизированными ядрами *Planorbella* (мощность 15-80 м). Выше следуют желтовато-серые мергели, переполненные остракодами.

В Ергенинско-Поволжской литолого-фациальной зоне (в ее юго-восточной части) распространены преимущественно некарбонатные глины, а известковистые разности, залегающие в основании нижнего олигоцена, имеют подчиненное значение (Элистинская разведочная площадь – скв. 4, 26, 30, 36; Маячная площадь – скв. 3; Царынская площадь – скв. 10, 13; Соляно-Купольная площадь – скв. 406; Лиманская площадь – скв. 185; Аксайская площадь – скв. 45; Баскунчакская площадь – скв. 9).

Наиболее полный разрез вскрыт скв. 45 Аксайской площади: на белоглинских известняках залегают известковистые глины с растительными остатками, чешуей рыб и комплексом фораминифер зоны *Bulimina schischkinskayaе*. Их мощность 5 м. Выше – глины неизвестковистые, с прослоями (до 0,15 м) микрослоистых глин; мощность 10 м. Завершают разрез глины с алевроитистыми прослоями, охарактеризованные фораминиферами зоны *Cibicides pseudoungerianus* (мощность 15 м),

которые перекрыты мергелем с остракодами. Южнее, на Лиманской разведочной площади, к нижнему олигоцену отнесены неравномерно алевроитистые глины, в нижней части известковистые, с многочисленными рыбными остатками и фауной пелеципод: *Nucula* cf. *donaciformis*, *Lucina* sp., *Chlamus* sp. Мощность 30 м. Известковистые глины (до 25 м), вскрытые скв. 406 Соляно-Купольной площади, содержат наннопланктон зоны *Coccolithus subdistichus* и зоны *Helicoponthosphaera reticulata*.

В левобережье Дона к нижнему олигоцену отнесены темно-серые, черные, гумусированные глины, песчано-алевритистые, с прослоями зеленовато-серых тонкоотмученных глин, мощность 40-75 м. Фаунистически они охарактеризованы слабо и выделяются по стратиграфическому положению между слоями белогопской свиты и остракодовым пластом майкопской свиты.

В пределах северо-западного борта Прикаспийской синеклизы, а также в правобережных разрезах Волги к нижнему олигоцену принадлежат алевроитистые глины, иногда песчано-алевритистые, темно-серого цвета, в нижней части карбонатные, с многочисленной чешуей рыб рода *Mellela* (меллетовые глины). В их основании прослеживается фосфоритовый горизонт (4-5 см). Выше его глины содержат фораминиферы *Cibicides amphysiliensis*, *C. oligocenicus*, *Vulimina schischinskaya* [Маслун и др., 1984; Бражников и др., 1959]. В нижней части карбонатных глин по наннопланктону выделена зона *Coccolithus subdistichus* [Краева и др., 1985].

Палеонтологическая и палеоботаническая характеристики

Верхнеэоценовые отложения охарактеризованы фораминиферами, кокколитофоридами, диатомовыми водорослями, динофлагеллатами, радиоляриями и морскими губками, отмечаются моллюски и рыбные остатки. Наземная флора отражена спорово-пыльцевыми комплексами. Преобладает пыльца покрытосеменных растений.

В нижнеолигоценых отложениях присутствует обедненный состав тех же морских организмов, который встречается преимущественно в нижних частях разреза. Широко распространены рыбы. Их костные остатки и чешуя прослеживаются по всему разрезу раннего олигоцена. В отличие от верхнеэоценовых палинокомплексов теплолюбивой палтавской флоры в нижнеолигоценых ассоциациях господствует пыльца голосеменных растений более умеренной тургайской флоры.

Литолого-минералогическая характеристика

Верхний эоцен представлен преимущественно глинисто-карбонатными осадками. В Ергенинско-Поволжской литолого-фациальной зоне существенная роль принадлежит также кремнистым и отчасти песчано-алевритоглинистым породам. Глинисто-карбонатные образования сложены органическими известняками (кокколитовыми, фораминиферо-кокколитовыми) и их глинистыми разностями. В ряду известняк – глинистый известняк – мергель – глина известковая окраска пород меняется от светло-серой, почти белой до зеленовато-серой. Глинистое вещество, на долю которого приходится до 30% (в известняках) и до 70-80% (в глинах), выражено монтмориллонитом с незначительной примесью гидрослюды (глауконита), редко каолинита и хлорита. Отмечается также присутствие цеолитов, кристобалита, пирита, фосфатов.

Кремнистые породы включают опоковидные и кремнистые глины, реже опоки. Последние на 70-90% сложены опалом. В кремнистых и опоковидных глинах кремнистое вещество, на долю которого приходится до 50%, состоит из диатомей, радиолярий, спикул губок. Неорганический материал в них представлен кварцевыми зёрнами алевроитовой и песчаной размерности, глинистыми частицами преимущественно монтмориллонитового состава. Отмечается также глауконит, цеолиты, сульфидные минералы.

Нижний олигоцен сложен глинами, содержащими иногда подчиненные прослои песков, алевроитов и мергелей. Глины серые, темно-серые, шоколадно-бурые, зеленовато-серые, неравномерно обогащенные растительным буроугольным шламом, кластогенными алевроит-песчаными примесями, а в нижней части разреза – карбонатным веществом. В гранулометрическом составе глин преобладает пелитовая фракция, на долю которой обычно приходится 91-99%, и лишь иногда снижается до 53%. Глинистое вещество представлено монтмориллонитом (70-90%), гидрослюдой (5-10%), каолинитом (3-5 редко до 19%).

В пелитовой фракции отмечаются кварц, полевые шпаты, цеолиты, ярозит. Для глин характерно постоянное присутствие полностью или частично углифицированных растительных остатков. Темная и шоколадно-бурая окраски глин обусловлены органическим веществом. Алевропесчаный материал состоит из кварца, полевых шпатов, аутигенного глауконита, пирита, мельниковита, сидерита, иногда также опала и цеолитов.

В глинах присутствуют кремнистые, реже известковые органические остатки, чешуи, кости рыб.

Как верхнеэоценовые, так и нижнеолигоценовые отложения отличаются циклическим строением.

Палеогеографическая и климатическая обстановки

В позднем эоцене и раннем олигоцене в южной части региона располагался морской бассейн, а в северной господствовали континентальные условия.

После кратковременного поднятия земной коры на рубеже среднего и позднего эоцена, в начале последнего нисходящие движения обусловили трансгрессию белоглинского моря, воды которого надвигались на сушу из Крымско-Кавказской области. Северная береговая линия моря на правобережье Волги достигала, вероятно, широты Камышина, а в Заволжье – широты Саратова. Это подтверждается залеганием белоглинских отложений на более древних образованиях с размывом и базальными слоями, представленными разнородными алевропесчаными породами и фосфоритами.

В начальную фазу белоглинской трансгрессии осадконакопление протекало в прибрежно-мелководной обстановке. В последующее время в западной части бассейна (во внутренней зоне шельфа) осаждались глинистые, глинисто-карбонатные и алевропесчаные осадки, в восточной части (во внешней зоне шельфа) формировались известковые и известково-глинистые илы. Карбонатакопление было обусловлено особым гидрологическим режимом бассейна, при котором обеспечивался постоянный привнос необходимого количества биогенных элементов в зону фотосинтеза, и высокой биологической продуктивностью кокколитофорид. Данные по современному географическому расселению последних в водах Мирового океана свидетельствуют о нормально-соленом морском режиме и теплом климате. Глубины моря в восточной части бассейна находились около 200-метровой изобаты (край шельфа), а в западной части не превышали 20-50 м.

Преобладающий глинисто-карбонатный состав верхнеэоценовых пород в прибрежной зоне шельфа говорит о том, что прилегающая на севере и северо-востоке Европейской части России суша представляла равнинное плато, которое на востоке (Бузулукская впадина) и на юге (Аркадакско-Михайловский прогиб) сменялось низменными, возможно аккумулятивными равнинами. Здесь в четвертичных отложениях встречены диатомовые водоросли, переотложенные из верхнеэоценовых пород (бассейны рек Сок, Кинель, Кондурча).

Как можно судить по палинокомплексам, на равнинах произрастала вечнозеленая субтропическая лесная растительность. В составе флоры преобладали каштаны, каштанописы, присутствовали тиссы, воскотовницы, падубы, аралиевые, платановые. Бореальные элементы флоры (ивы, сосны)

принимали незначительное участие в лесном покрове.

В конце позднего эоцена произошли восходящие тектонические движения, которые обусловили регрессию белоглинского моря. По времени эти движения земной коры совпали с началом орогенного этапа Большого Кавказа.

В начале раннего олигоцена снова проявились нисходящие тектонические движения, вызвавшие трансгрессию хадумского моря. О предранеолигоценовых восходящих движениях земной коры и связанных с ними процессами денудации ранее отложившихся осадков свидетельствует залегание нижнехадумских (пшехских) слоев на размытой поверхности верхнего эоцена и более древних горизонтов палеогена. По очертаниям и размерам раннеолигоценовый бассейн не отличался существенно от белоглинского, однако условия осадконакопления в нем изменились.

В восточной части бассейна, соответствующей внешней области шельфа, осаждались преимущественно карбонатные и некарбонатные глинистые илы. Наиболее глубоководные участки дна, вероятно, совпадали с осевой частью Сарпинского прогиба и Кумо-Маньчского мегапрогиба, где обитали планктонные фораминиферы и светящиеся рыбы. Присутствие последних в составе ихтиофауны указывает на большую глубину моря (до 1000 м). Западная часть бассейна характеризовалась мелководными условиями с фауной моллюсков, современные представители которых обитают в интервале глубин от 40 до 50 м.

Наличие в нижнеолигоценовых осадках большого количества растительного материала обусловило восстановительные процессы в илах (сульфиды железа, сидеритовые стяжения, рассеянные костные остатки рыб) и сероводородное заражение. Последнее имело место в наиболее глубоководных участках морского дна с застойной водной средой. Одновременно с этим в мелководных зонах моря имелись области с активным водообменом и там обитали пектены, весьма чувствительные к дефициту кислорода. Как можно судить по фауне моллюсков, фораминифер, наннопланктону, воды бассейна были нормально-солеными, но временами в прибрежной части опреснялись и там обитали эвригалинные моллюски. В первой половине раннего олигоцена (время накопления пород планорбеллового горизонта и меллетовых глин) в составе рыб преобладали виды умеренного бореального климатического пояса, а во вторую половину раннего олигоцена господствовали субтропические формы.

Раннеолигоценовая суша, по сравнению с позднеэоценовой, была более возвышенной, расчлененной и поставляла в море огромную массу терригенного материала. На ней произрастали смешанные хвойные и теплоумеренные широколиственные леса, принадлежащие тургайской флористической провинции.

Полезные ископаемые

К полезным ископаемым в регионе могут быть отнесены известняки, мергели (верхний эоцен), глины (нижний олигоцен). Разведанных месторождений мела и мергеля нет. Мощность слоев известняков и мергелей не превышает 6 м. Нижнеолигоценовые глины используются в качестве сырья для производства керамзита. Разведаны два месторождения этих глин (Городищенское и Оршанское). Глины последнего месторождения пригодны для получения керамзита марок "300", "400", "500" и керамзито-бетона (МРА-15) марок "50" и "75". Месторождение эксплуатируется с 1964 г. Балансовые запасы керамзитовых глин 107383 тыс. м.

История геологического и тектонического развития

В пределах региона располагаются следующие тектонические структуры: Волго-Уральская и Воронежская синеклизы, Рязано-Саратовский мегапрогиб и Прикаспийская синеклиза Восточно-Европейской платформы, мегавал Карпинского и Кумо-Манычский мегапрогиб Скифской плиты.

В позднем эоцене и раннем олигоцене все они развивались унаследованно. В это время испытывали нисходящие движения Скифская плита, Прикаспийская синеклиза, юго-восточный и восточный склоны Воронежской антеклизы. Сюда трансгрес-

сировало море. Северная половина региона представляла собой сушу и здесь, возможно, происходили медленные поднятия. Кумо-Манычский мегапрогиб, Прикаспийская синеклиза, в том числе и осложняющий ее Сарпинский мегапрогиб, продолжали формироваться как отрицательные структуры, о чем свидетельствуют повышенные мощности накопившихся пород. Одновременно с этим наблюдалось и расширение их границ. Так, например, Кумо-Манычский мегапрогиб вовлек в погружение южное крыло мегавала Карпинского, а Сарпинский мегапрогиб – северную половину Астраханского свода. Параллельно происходил рост Аршань-Земельского, Царынского, Отрадненского и других соляных куполов Сарпинского мегапрогиба и куполов Прикаспийской впадины. Для них характерно сокращение мощности верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений в сводовой части. Многие положительные формы (Астраханский свод, Промыслово-Цубукский и Бузгинский блоки мегавала Карпинского и соляные купола) в современном структурном плане проявляются как площади, лишенные белоглинских и хадумских отложений, которые были размыты в послеолигоценовое время.

Таким образом, в позднем эоцене и раннем олигоцене в границах региона новые структуры не образовывались. Его территория неоднократно вовлекалась в общие колебательные движения, вызывавшие трансгрессии и регрессии белоглинского и хадумского морей.

Регион IX

Грузия

Введение

Территория Грузии находится в пределах Альпийского складчатого пояса и включает антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, западную часть складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, Грузинскую глыбу, Аджаро-Триалетскую складчатую зону, Арвино-Болнисскую глыбу и часть Сомхето-Карабахской (Локско-Карабахской) зоны. Палеогеновые образования принимают участие в строении всех названных тектонических единиц, за исключением антиклинория Главного хребта Большого Кавказа.

Палеоген, в том числе верхний эоцен и нижний олигоцен, грузинской части альпийского орогена имеет неоднородное строение. Сложная палеогеографическая обстановка определила неодинаковые условия осадконакопления и обитания фауны в разных частях эоценового и олигоценного морских водоемов Кавказа, и Грузии, в частности. На фоне общей картины распространения верхнеэоценовых и нижнеолигоценых литофаций и размещения в пространстве и времени фауны и флоры можно заметить, что на территории Грузии (и смежных регионов Кавказа) располагались структурно-фациальные зоны, в каждой из которых существовали районы с более или менее различными физико-географическими условиями (рис. 16).

Риони-Куринская фациальная зона протягивалась севернее Малого Кавказа. В позднеэоценовое и раннеолигоценное время она охватывала в основном Грузинскую глыбу (северо-западная часть Закавказской межгорной впадины) и в меньшей степени прилегающую к ней с севера южную часть Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа – Адлерскую депрессию, Цебельдинский район, северную часть Рачинско-Лечхумской синклинали и нижнюю часть бассейна р. Деджора. Сюда же, по-видимому, входил Ксанско-Аркалинский параавтохтон, который считается отторженцем автохтонного комплекса восточного продолжения Гагрско-Джавской зоны [П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977]. В данном морском бассейне в верхнем эоцене формировались карбонатные породы (мергели и известковистые глины), а в нижнем олигоцене – терригенные образования (глины и песчаники).

Во многих разрезах пограничных слоев эоцена и олигоцене западной части Закавказья (Грузинская глыба) выделяются стратиграфические единицы, почти не отличающиеся в литологическом отношении от таковых центральной части Северного Кавказа (бассейны рек Кубань, Хеу и др.). Литостратиграфические подразделения Грузинской глыбы (эгрисская, аргветская и хадумская свиты) и их аналоги на северном склоне Большого Кавказа (кумская, белоглинская и пшехская или хадумская свиты) содержат весьма близкие по составу и характеру последовательности в разрезах комплексы органических остатков (мелкие фораминиферы, моллюски, ихтиофауна, наннопланктон). Таким образом, эти морские водоемы были тесно связаны, имели свободное сообщение и представляли собой части одной палеогеографической провинции.

На месте современного Южного склона Большого Кавказа (реки Лиахви, Арагви, Иори, Ильто и др.) выделяется Лиахви-Иорская структурно-фациальная зона со своеобразной седиментационной характеристикой и специфическими условиями геологического развития. Здесь в эоцене отлагались в основном флишевые или флишеидные осадки.

В южной части позднепалеогенового морского бассейна Кавказа располагалась Аджаро-Триалетская структурно-фациальная зона, которая охватывала грузинскую часть Малого Кавказа (Аджаро-Триалетская складчатая система и смежные районы). Верхний эоцен здесь складывается песчано-глинистыми и вулканогенно-осадочными образованиями. Нижний олигоцен представлен преимущественно глинисто-песчаными породами.

Краткая история изучения

Позднепалеогеновые отложения Грузии с давних пор привлекают внимание исследователей. Первые сведения о наличии слоев, относимых в настоящее время к эоцену и олигоцену, появились еще в середине прошлого века и принадлежали Ф.Дюбуа де Монпере и Г.Абиху. В прошедшем столетии исследованиями указанных отложений занимались также С. Симонович, А. Сорокин, Л.Бацевич и др. Впоследствии эоценовые и олигоценные отложения и содержащиеся в них ископаемые организмы изучали многие геологи, среди которых особо следует отметить Б.Ф. Мефферта,

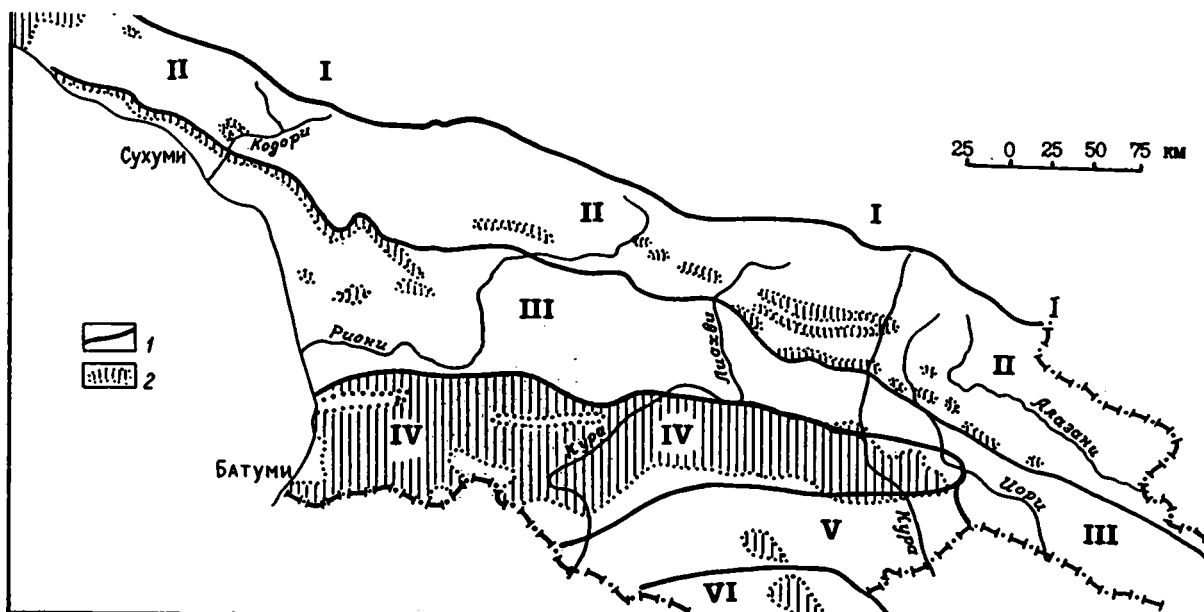


Рис. 16. Схема тектонического районирования Грузии (по А.Гамкрелидзе, 1978, с упрощениями)

1 - границы тектонических структур; 2 - выходы палеогеновых отложений в современном эрозионном срезе. Тектонические зоны: I - антиклинорий Главного Кавказского хребта, II - складчатая система Южного склона Большого Кавказа, III - Грузинская глыба, IV - Аджаро-Триалетская складчатая зона, V - Артвино-Болнисская глыба, VI - Локско-Карабахская слабоскладчатая зона

В.П. Ренгартена, С.С. Кузнецова, Н.Б. Вассоевича, М.И. Варенцова и др. В последнее время опубликован ряд работ, в которых освещается большой круг вопросов, касающихся стратиграфии и палеонтологии пограничных слоев эоцена и олигоцена Грузии [И. Качарава, 1964; Лалиев, 1964; И. Качарава и др., 1971; М. Качарава, 1977; Мревлишвили, 1978; Казахашвили, 1969, 1971; Воронина, 1983; М. Качарава, Хучуа, 1991; и др.].

Литолого-стратиграфическая характеристика

В большинстве структурно-фациальных районов Риони-Куриной структурно-фациальной зоны (Грузинская глыба и южная периферийная часть Гагрско-Джавской зоны) над коричневатосерыми мергелями эгрисской свиты (аналог кумской свиты Северного Кавказа) согласно залегают зеленовато-серые и светло-серые мергели аргветской свиты (аналог белоглинской свиты Северного Кавказа) (табл. 4). Общий литологический состав последней меняется незначительно. Различия в литологии между породами этой свиты и смежными образованиями легко улавливаются. Свита выдержана по простирацию. Обнажения этих пород наблюдаются в Центральной и Восточной Абхазии (мощность до 70 м). К востоку от р.Ингури отложения свиты протягиваются вдоль северной части Одишской подзоны Грузинской

глыбы. Они прослеживаются также на Абадатовской, Накалекевской, Эхской и Уртинской антиклинальных складках южной и восточной частей этой подзоны (мощность до 60 м). Осадки аргветской свиты развиты в центральной части Грузинской глыбы в районе Чхари-Аджамети (мощность 30-80 м). Их выходы известны и в восточной части Грузинской глыбы (села Сурами, Вака и др.).

В мелководных прибрежных участках некоторых структурно-фациальных районов данного палеобассейна в позднем эоцене (позднеаргветское время) отлагались известковые песчаники и песчаные известняки (агские слои Рачинско-Лечхумской синклинали; мощность до 30 м), песчаники, известковые глины, а также глыбовые брекчии - олистоотромы (мацестинская свита Адлерской депрессии, реки Арагви, Ксани и др.), представляющие собой хаотическое скопление крупнообломочного материала.

В западной части Одишской подзоны Грузинской глыбы, между реками Окорани (правый приток р. Эриоцкали) и Олоры аргветская свита (мощность 8-25 м) непосредственно налегает на коричневатосерые мергели эгрисской свиты с остатками рыб (*Lyrolepis caucasica* Rom.) и с мелкими фораминиферами зоны *Globigerina turcomenica*. Она представлена зеленовато-серыми и светло-серыми мергелями. В нижней части свиты местами (реки Ртомисцкали, Тебена и др.) наблюдается чередование зеленовато-серых и коричневатосерых мергелей (здесь нижняя граница свиты

Таблица 4. Схема расчленения пограничных слоев эоцена и олигоцена Грузинской глыбы (Риони-Куринская структурно-фациальная область)

| Система | Отдел | Под-отдел | Свита, слои | Фораминиферы | Наннопланктон | Нуммулиты | Моллюски |
|----------|----------|-----------|--------------------------------------|--|--|---|---|
| Палеоген | Олигоцен | Нижний | Остракодовые слои (соленовские слои) | | | | Слои с <i>Janschinella garetzkii</i> : <i>Urbnisia lata</i> , <i>Cerastoderma serugosicum</i> , <i>C. samodurovi</i> , <i>Ergenica cimlanica</i> , <i>Janschinella garetzkii</i> , <i>Lenticorbula bogatschovi</i> |
| | | | Хадумская свита | Зона <i>Globigerina tapuriensis</i> | Зона <i>Clavicornococcus subdistichus</i> | <i>Nummulites vascus</i> | Слои с <i>Nucula comta</i> - <i>Nucula comta</i> , <i>N. chastelli</i> , <i>Nuculana chadumica</i> , <i>Abra dosqueti</i> , <i>Bathiarca saxonica</i> , <i>Corbula conglobata</i> , <i>Melanopsis hantkeni</i> , <i>Dentalium novaki</i> , <i>Cuspidaria variocostata</i> , <i>Tympanotonus margaritaceum</i> , <i>Aporhais speciosa</i> , <i>Tornatellaea simulata</i> |
| | Эоцен | Верхний | Аргветские слои Аргветская свита | Зона <i>Globorotalia centralis</i> Зона <i>Globigerapsis tropicalis</i> | Зона <i>Sphenolithus pseudoradians</i> Зона <i>Isthmolithus recurvus</i> Зона <i>Chiasmolithus oamaruensis</i> | <i>Nummulites fabianii</i> , <i>N. fabianii retianus</i> <i>Nummulites fabianii</i> , <i>N. bouillei</i> , <i>N. budensis</i> , <i>N. chavannesi</i> | Слои с <i>Variamussium fallax</i> - <i>Variamussium fallax</i> , <i>Ostrea queteleti</i> , <i>Pycnodonta bronniarti</i> , <i>Spondylus huchi</i> , <i>Sp. bifrons</i> , <i>Chlamys biarritzensis</i> , <i>Amussium corneum</i> , <i>Comus diversiformis</i> , <i>Turritella imbricataria</i> |

проводится по появлению прослоев зеленовато-серых мергелей). По р. Окорани в нижней, большей по мощности части аргветской свиты содержатся планктонные фораминиферы - *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *G. index* (Finl.), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. gortanii* Bors., *G. subtriloculinoides* Chalil., *G. angiporoides* Horn., *G. galavisi* Berm., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. pseudovenezuelana* Bann. et Blow, *G. tripartita* Koch, *G. praebuloides* Blow, *Globorotalia centralis* Cushm. et Berm., *G. pomeroli* Bolli, *G. cerroazulensis* (Cole), *G. socoensis* Cushm. (в верхней части), *Globigerinita howei* Bann. et Blow, *Globigerinata* barri Bronn., *Pseudohastigerina micra* (Cole).

Ассоциация планктонных фораминифер с аналогичным набором и распространением видов в этой же части аргветской свиты выделяется и в других разрезах Грузии. Она устанавливается несколько восточнее, по р. Эрисцкали, а также в центральной части Грузинской глыбы близ сел. Дзеври (район Чхари-Аджамети). Отложения с перечисленными фораминиферами выделяются как зона *Globigerapsis tropicalis*. В ней доминируют крупные глобигерины, а в верхней части присутствует *Globorotalia socoensis* Cushm., являющаяся видом-индексом одноименной зоны (или подзоны). Названная зона соответствует зоне *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин Северного Кавказа, т.е. примерно той части белоглинской свиты (реки Хеу, Кубань), где находятся представители рода *Globigerapsis* [Крашенинников, Музылев, 1975]. Зона *Globigerapsis tropicalis* Грузии уверенно сопоставляется с зонами *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia socoensis* Армении

[Крашенинников и др., 1985]. Последние в некоторых регионах выделяются в ранге подзон зоны *Globigerina corpulenta* [Крашенинников, Немков, 1975].

В верхней, значительно меньшей по мощности части аргветской свиты (0,8-1,2 м) непосредственно над отложениями зоны *Globigerapsis tropicalis* обнаружены следующие планктонные фораминиферы: *Globigerina corpulenta* Subb., *G. gortanii* Bors., *G. ampliapertura* Bolli, *G. officinalis* Subb., *G. prasaepis* Blow, *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. pseudovenezuelana* Blow et Bann., *G. tripartita* Koch, *G. pseudoampliapertura* Blow et Bann., *G. praebuloides* Blow, *G. galavisi* Berm., *Globorotalia centralis* Cushm. et Berm., *G. permicra* Blow et Bann., *Pseudohastigerina micra* (Cole). Сходный по составу комплекс фораминифер прослеживается также в верхних слоях аргветской свиты (1-1,5 м) по р. Эрисцкали и близ сел. Дзеври (бассейн р. Квирилы).

Названные фораминиферы характерны для зоны *Globorotalia centralis*. Этот комплекс мало отличается от ассоциаций фораминифер, обнаруженных в этой же части эоцена соседних регионов Кавказа. Отложения зоны *Globorotalia centralis* параллелизуются с верхними слоями белоглинского горизонта Северного Кавказа (реки Кубань и Хеу), где, по данным В.А. Крашенинникова и Н.Г. Музылева [1975], наблюдается совместное существование эоценовых и олигоценовых видов. Различия между комплексами рассматриваемой зоны и зоны *Globorotalia centralis* - *Globigerina gortanii* Армении не существенны [Крашенинников и др. 1985]. Можно считать их практически изохронными.

В разрезах Грузии и других регионов Крымско-Кавказской области в верхней части верхнего эоцена содержатся многочисленные бентосные фораминиферы. По ним выделяется зона *Bolivina antegressa*. Эти органические остатки имеют определенное биостратиграфическое значение. Следует уделить особое внимание соотношению зоны *Bolivina antegressa* с зонами по планктону. В изученных нами разрезах Грузии нижняя граница зоны *Bolivina antegressa* проходит несколько ниже подошвы зоны *Globorotalia centralis*.

В мергелях аргветской свиты по наннопланктону выделяются три зоны: *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*.

Интервал зоны *Chiasmolithus oamaruensis* определяется от появления вида-индекса до появления *Isthmolithus recurvus*. В ассоциации зоны сохраняются почти все виды нижележащей зоны *Discoaster saipanensis*, за исключением *Discoaster germanicus* и *D. distinctus*. Присутствуют единичные экземпляры *Chiasmolithus oamaruensis*. Объем зоны отвечает подзоне *Chiasmolithus oamaruensis* (зона *Discoaster barbadiensis*) Северного Кавказа и Крыма.

Зона *Isthmolithus recurvus* охватывает среднюю часть аргветской свиты, соответствует интервалу от появления вида-индекса до появления *Sphenolithus pseudoradians* и коррелируется с подзоной *Isthmolithus recurvus* зоны *Discoaster barbadiensis* Северного Кавказа [Крашенинников, Музылев, 1975] или же с нижней частью этой подзоны в новом понимании Н.Г. Музылева [1980].

Зона *Sphenolithus pseudoradians* охватывает интервал от появления вида-индекса до исчезновения *Discoaster saipanensis*. Для этой зоны, наряду с видами предыдущей зоны, характерны *Clausicoccus subdistichus*, *Reticulofenestra callida*, *Discoaster tanornatus*. Зона синхронна подзоне *Sphenolithus pseudoradians* [Крашенинников, Музылев, 1975] или слоям с *Sphenolithus pseudoradians* Северного Кавказа [Музылев, 1980].

В исследованных разрезах Грузии нижняя граница зоны *Chiasmolithus oamaruensis* по наннопланктону располагается несколько выше подошвы зоны *Globigerapsis tropicalis*. Нижняя граница зоны *Sphenolithus pseudoradians* почти совпадает или проходит несколько ниже подошвы зоны *Globorotalia centralis*.

В междуречье Гумиста-Шицквара в верхнем слое аргветской свиты обнаружены моллюски *Variamussium fallax* Korob., *Chlamys* cf. *mayeri* Hofm. Примерно на этом же уровне у с.Хунци (р.Цхенисцкали) присутствуют *Ostrea queteleti* Nyst, *Pycnodonta brongniarti* Bronn. В агвских слоях Лечхуми найдены *Spondylus buchi* Phil., *Sp. pausispinatus* Bell., *Sp. planicostatus* d'Arch., *Sp. cf. bifrons* Muenst., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Amussium corneum* Sow., *Pycnodonta brongniarti* Bronn., *Ostrea queteleti* Nyst, *Conus diversiformis* Desh., *Turritella* cf. *imbricata* Lam. и др. Ком-

плекс моллюсков очень сходен с таковым верхнего эоцена Северного Кавказа [Коробков, 1961, 1978].

В отложениях верхнего эоцена грузинской части Закавказского межгорного прогиба (аргветская и мацестинская свиты, агвские слои) присутствуют нуммулиты – *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. budensis* Hant., *N. bouillei* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, *N. orbigny* (Gal.), *N. incrassatus* de la Harpe и др. В глыбовых брекчиях и в песчано-глинистых образованиях бассейнов рек Арагви и Ксани, принадлежащих, очевидно, к самой верхней части верхнего эоцена, совместно с *Nummulites fabianii* (Prev.) *N. chavannesi* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe встречается *Nummulites fabianii retiatius* Rov. [Леонов, 1975].

В рассматриваемой структурно-фациальной зоне к олигоцену относятся образования майкопской серии. Они во многих разрезах несогласно залегают на разновозрастные слои. В нижней части олигоцена выделяется хадумская свита (нижняя часть майкопской серии). Последняя слагается преимущественно серыми и коричнево-серыми слабоизвестковистыми глинами. Местами встречаются прослои песчаников. В разрезах восточной части Грузинской глыбы нижний олигоцен более песчаный – увеличиваются количество и мощность прослоев песчаников. В ряде разрезов восточной части Мегрелии (междуречье Абаша–Цхенисцкали) в строении нижнего олигоцена принимают участие слои кремнисто-цеолитовых туфов и туффитов (до 14 м) – опаловые туфы и туффиты, туфоаргиллиты, спонголиты, туфоспонголиты, редкие прослои бентонитизированного витрического пепла [Махарадзе, Килосония, 1972]. Несколько восточнее, в бассейне р. Квирила (район Чхари–Аджамети) совместно с спонголитами, глинистыми опоками, спонголитовыми глауконитовыми песчаниками наблюдаются линзы халцедона (Бролискеди) и маломощные марганценовые слои.

В Чиатурском и Сачхерском районах (Чиатурское месторождение марганца) в низах майкопской серии, несогласно залегающей на верхнемеловых известняках, прослеживаются подрудные слои – аркозово-кварцевые песчаники (до 30 м). Над ними следуют рудные слои – аркозовые песчаники, алевриты, глины, кремнисто-цеолитовые породы, марганценовые слои (до 14 м).

В междуречье Окорани–Олори хадумская свита, представленная слабоизвестковистыми глинами, залегают непосредственно над мергелями аргветской свиты. По р. Окорани в нижних слоях хадумской свиты найдены планктонные фораминиферы – *Globigerina tapuriensis* Bann., *G. ampliapertura* Bolli, *G. angustiumbilocata* Bolli, *G. officinalis* Subb., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. prasaepis* Blow, *G. tripartita* Koch, *G. pseudoampliapertura* Bann. et Blow, *G. praebulloides* Blow, *G. galavisi* Berm., *Globorotalia permicra* Bann. et Blow, *G. opima nana* Bolli, *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Ps. barbadoensis* Blow. Аналогичный

комплекс присутствует также в нижних слоях хадумской свиты в разрезах р. Эрисцкали (Восточная Абхазия), сел. Блабурхва (западная часть Абхазии). Наличие этой микрофауны показывает, что мы, очевидно, имеем дело с зоной *Globigerina turpigiensis*, выделяемой на Северном Кавказе в низах майкопской серии, а также в Армении, Сирии и других регионах [Крашенинников, Музылев, 1975; Крашенинников и др., 1985; Крашенинников, Немков, 1975].

В нижних слоях хадумской свиты выделяется зона *Clausicoccus subdistichus* по наннопланктону. Нижняя граница этой зоны проходит чуть ниже (0,5–0,8 м) подошвы свиты. Интервал зоны определяется от исчезновения *Discoaster saipanensis* Bram. et Ried. до исчезновения *Coccolithus formosus* (Kamp.). У нижней границы зоны резко сокращается количество наннофоссилий. Наряду с некоторыми единичными видами предыдущей зоны здесь присутствуют редкие *Sphenolithus* cf. *predistentus*, *Pontosphaera pectinata* Bram. et Sull., *Pemma stradnerii* Chan., *Discoaster tani ornatus* и ряд переотложенных видов, начиная с маастрихских до среднеэоценовых включительно. Возможно, что к ним относится и находящийся здесь *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok.

В некоторых разрезах западной части Риони-Куринской структурно-фациальной зоны (реки Гумиста, Окорани, Эрисцкали, селения Менджи, Салхино) в отложениях хадумской свиты, наряду с *Planorbella*, И.В. Качарава определил *Nucula comta* Goldf., *N. chasteli* Nyst, *Nuculana* cf. *chadumica* Korob., *Abra bosqueti* Semp., *Bathiarca saxonica* Koen., *Corbula conglobata* Koen., *Cuspidaria variocostata* Korob., *Dentalium novaki* Koen. и др. Все перечисленные виды встречаются в хадумской свите Северного Кавказа. Большинство из них присутствуют также в каратубанском комплексе Южной Грузии. В Восточной Грузии (сел. Урбниси) обнаружены *Nucula comta* Goldf., *Melanopsis hantkeni* Hofm., *Tympanotonos margaritaceum* (Brocchi), *Aporhais speciosa* Schloth., *Tonatella simulata* Sol., *Dentalium novaki* Koen. и др. Этот комплекс моллюсков близко стоит к хадумской фауне других районов Кавказа [Казахашвили, 1984].

В песчаниках в ущелье р. Эльтура (правый приток р. Малая Лиакхи) содержатся нуммулиты *Nummulites vascus* Joly et. Leym., *N. kakhadze* Mrev. [Мревлишвили, 1978].

В западной части Риони-Куринской структурно-фациальной зоны (р. Гумиста) в слабоизвестковистых глинах с *Planorbella* хадумской свиты присутствуют остатки рыб: *Alosa genuina* Danilt., *Sardinella rata* Danilt., *Eomystophum koraense* Danilt., *E. colchidica* Gab., *Gephyroberyx robustus* (Bog.), *Capros longispinatus* Danilt., *Caprovesposus parvus* Danilt., *Serranus budensis* (Heckel), *S. comparabilis* Danilt., *Pristigenys spinosus* (Blain.), *Archaeus glarisanus* (Agas.), *Vinciguerria obscura* Danilt., *Scopeloides glarisanus* (Agas.), *Aeoliscus heinrichi* (Heckel), *Palimphytes chadumikus* Danilt.,

Ammodytes antipai Pauca, *Lepidopus glarisanus* (Blain.), *Thunnus abchasicus* Danilt., *Scomber voitestii* Pauca, *Homorhynchus colei* (Agas.), *Pseudotetrapturus luteus* Danilt., *Holosteus mariae* (Menner), *Fistularia contermina* Danilt., *Palaeogadus latebrosus* Danilt., *P. intergerinus* Danilt. Привлекает внимание существование в хадумском море глубоководных рыб (*Lepidopus*, *Vinciguerria*, *Eomystophum*), описанных П.Г. Данильченко [1960] и Ц.Д. Габелая [1977], которые указывают на общность ихтиофауны нижнеолигоценовых водоемов Грузии, Северного Кавказа, Карпат, Швейцарии и некоторых других регионов Южной Европы.

В вышележащих отложениях майкопской серии во многих разрезах западной части Грузинской глыбы выделяются остракодовые слои, представленные слабоизвестковистыми и неизвестковистыми глинами, редко встречаются прослои мергелей и песчаников (до 12 м). В них присутствуют плохо сохранившиеся солоновато-водные моллюски. В восточной части рассматриваемой структурно-фациальной зоны на этом стратиграфическом уровне в песчаниках (до 30 м) содержатся (сел. Урбниси) *Urbnisia lata* Gontsch., *Cerastoderma* cf. *serogosicum* (Nossov.), *C. samodurovi* Merkl., *Ergenica cimlanica* (Pop.), *E. bultunensis* Merkl., *Lenticorbula bogatschovi* (Vial.), *Janschinella garetskii* Merkl. Этот солоновато-водный комплекс моллюсков характерен для соленовских слоев Крымско-Кавказской области и Закаспия [Казахашвили, 1984].

Верхний эоцен Аджаро-Триалетской структурно-фациальной зоны характеризуется крайне разнообразным литологическим составом (табл. 5). В восточной части (Притбилисский район) выше навтлугской свиты (зона *Globigerina turcmenica*) залегают породы тбилисской свиты – песчаники, алевролиты, известковистые и неизвестковистые глины (до 1000 м). Последние местами (селения Асурети, Джорджиашвили, Цинцкаро) почти полностью замещаются конгломератами (асуретские конгломераты). В центральной части Аджаро-Триалетии (Ахалцихская депрессия) этот интервал эоцена слагают отложения ахалцихской свиты – известковистые глины и мергели. Наблюдаются прослои песчаников, которые местами (сел. Накурдеви, реки Абастуманисгеле, Борбалло и др.) сгруппированы в отдельные пачки. В составе свиты следует, по-видимому, рассматривать и нижнюю часть песчаников "горизонта каратубани" [И. Качарава и др., 1971; Воронина, 1983]. В западной части Ахалцихской депрессии в верхнем эоцене развиты вулканогенно-осадочные образования адигенской свиты. Вулканические породы представлены в основном субщелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, делленитами и известково-щелочными роговообманковыми андезитами.

Строение переходных толщ от эоцена к олигоцену в Аджаро-Триалетской структурно-фациальной зоне может быть проиллюстрировано на примере трех разрезов [М. Качарава, Хучуа,

Таблица 5. Схема расчленения пограничных слоев эоцена и олигоцена Ахалцихской депрессии (Аджаро–Триалетская структурно–фациальная зона)

| Система | Отдел | Под-отдел | Свита, слои | Фораминиферы | Наннопланктон | Нуммулиты | Моллюски |
|----------|----------|-----------|---|---|--|---|--|
| Палеоген | Олигоцен | Нижний | Оцхинские слои (соленовские слои) | | | | Слои с <i>Janschinella garetzkii</i> – <i>Cerastoderma serogosicum</i> , <i>C. samodurovi</i> , <i>C. chersonense</i> , <i>Janschinella garetzkii</i> , <i>Lenticorbula sokolovi</i> , <i>Urbnisia lata</i> |
| | | | Глинисто-песчаная свита (внизу каратубанские песчаники) | Зона <i>Caucasina schischkinskayae</i> ----- Зона <i>Pararotalia canui</i> (<i>Nonion granosum</i>) | Зона <i>Clausicoccus subdistichus</i> (<i>Ericsonia subdisticha</i>) | <i>Nummulites</i> sp. | Слои с <i>Nucula comta</i> – <i>Glycymeris obovatus</i> , <i>Nucula comta</i> , <i>N. chasteli</i> , <i>Pecten arcuatus</i> , <i>Chlamys bifida</i> , <i>Corbula conglobata</i> , <i>Nuculana chadumica</i> , <i>Pholadomya puschi</i> , <i>Panope heberti</i> , <i>Melanopsis subcarinata</i> , <i>M. hantkeni</i> , <i>Tracia speyeri</i> , <i>Cyprina rotundata</i> , <i>Gari fischeri</i> , <i>Isocardia subtransversa</i> |
| | Эоцен | Верхний | Ахалцихская свита | Зона <i>Bolivina antegressa</i> ----- Зона <i>Globigerapsis index</i> | Зона (подзона) <i>Sphenolithus pseudoradians</i> ----- Зона (подзона) <i>Isthmolithus recurvus</i> ----- Зона (подзона) <i>Chiasmolithus oamaruensis</i> | <i>Nummulites fabianii</i> , <i>N. orbignyi</i> , <i>N. bouillei</i> , <i>N. striatus</i> , <i>N. incrassatus</i> | Слои с <i>Variamussium fallax</i> – <i>Variamussium fallax</i> , <i>Pycnodonta brongniarti</i> , <i>Ostrea gigantea</i> , <i>Os. queteleti</i> , <i>Chlamys biarrizensis</i> , <i>Amussium corneum</i> , <i>Pecten arcuatus</i> , <i>Pholadomya puschi</i> , <i>Spondylus buchi</i> , <i>Sp. bifrons</i> , <i>Thracia bellardi</i> , <i>Callista delata</i> |

1991]. Первый из них, наиболее полный, вскрыт в восточной части северного борта Ахалцихской депрессии у сел. Каратубани.

На слоистой туфогенной толще среднего эоцена здесь залегают осадки среднего и верхнего олигоцена.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Средний эоцен | |
| 1. Туфы, глины, мергели белесоватые и коричневатые, с рыбными остатками и редкими планктонными фораминиферами <i>Globanomalina micra</i> (Cole), <i>Globigerina turkmenica</i> Chailil | 50-60 |
| Верхний эоцен | |
| 2. Мергели серовато-зеленые, неслоистые со скорлуповатой отдельностью, с фораминиферами <i>Globigerina frontosa</i> Subb., <i>G. eosaeana</i> Gümb., <i>Globigerapsis index</i> и др. | 30 |
| 3. Глины серые, известковистые, слоистые, монтмориллонитовые с окатанными включениями туфов и туффитов, с комплексом фораминифер зоны <i>Bolivina antegressa</i> Subb. | 25-30 |
| Олигоцен | |
| 4. Глины пачки 3 постепенно обогащаются алевропсаммитовым материалом и незаметно переходят в песчаные образования горизонта Каратубани (базальная пачка олигоцена). Таким образом, переходная пачка с бентосными фораминиферами зоны <i>Bolivina antegressa</i> перекрывается горизонтом граувакковых песчаников Каратубани с частыми прослоями глин и богатых комплексом моллюсков. Верхние слои горизонта Каратубани отнесены к зоне <i>Paragotolia sanui</i> . | 22 |
| 5. Выше над каратубанскими слоями залегают серые карбонатные глины с желтоватыми мергелями с включениями септарий | 23 |
| 6. Далее в разрезе следуют корбулиевые слои (нижние песчаники Цхрута-Цахана), сопоставляемые с соленовским горизонтом Предкавказья. | |

Во втором разрезе по р. Борбало у г. Ахалцихе над туфогенной толщей среднего эоцена залегают осадки верхнего эоцена и олигоцена.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Верхний эоцен | |
| 1. Песчанники с прослоями алевролитов с большим количеством пирокластического материала. Фауна моллюсков и мелких фораминифер, сходных с таковыми из разреза Каратубани | 21 |
| 2. Алевролиты, глины, алевропелиты, песчанники с фауной моллюсков и нуммулитов <i>Nummulites bouillei</i> de la Harpe, <i>N. striatus</i> (Brug.) и др. | 95 |
| Олигоцен | |
| 3. Мергели и глины голубовато-серые, с мелкими фораминиферами и <i>Nucula comta</i> | 15 |
| 4. Песчанники крупно- и грубозернистые, массивные, желтовато-серые. В нижней части пачки - алевролиты с <i>Pecten arcuatus</i> и мелкими фораминиферами | 30 |
| 5. Выше по разрезу плохо обнаженная глинистая пачка перекрывается нижними песчанниками Цхрута-Цахана с <i>Corbula helmertseni</i> Mikh. | 30 |

На северном склоне Триалетского хребта разрез переходных слоев эоцена и олигоцена обнажен в русле р.Крисхеви. Его верхнеэоценовая часть представлена пачкой мергелей (150 м) с прослоями песчанников, перекрытой глинами, темно-серыми известковистыми, песчанистыми (80-100 м), с редкими прослоями аркозовых песчанников. Мергелистая пачка принадлежит зоне *Globigerapsis index*, а пачка глин по мелким и крупным фораминиферам и моллюскам относится

к зоне *Bolivina antegressa*. Нижний олигоцен на Крисхеви образован глинами слабокарбонатными, светлыми, желтовато-коричневыми, с маломощными прослоями песчанников. По моллюскам и бентосным фораминиферам эти отложения относятся к нижнему хадуму и сопоставляются с зоной *Paragotolia sanui* верхней части каратубанского горизонта Ахалцихе. Выше залегают пачка глин листоватых, некарбонатных, с ярозитом, в которых встречаются только растительные остатки и рыбы. Эти глины постепенно переходят в пачку чередующихся в разрезе песчанников и алевролитов с моллюсками соленовского горизонта.

Сравнительная бедность пород верхнего эоцена и нижнего олигоцена грузинской части Малого Кавказа планктонными фораминиферами не позволяет осуществить четкое зональное подразделение этих отложений. В верхних слоях эоцена (выше зоны *Globigerina turkmenica*) обычно устанавливается зона *Globigerapsis index*. Среди планктонных фораминифер в отложениях этой зоны присутствуют *Globigerapsis index* (Finl.), *G. tropicalis* Blow et Bann., *Globigerina corpulenta* Subb., *G. gortanii* Bors. По палеонтологической характеристике и положению в разрезе эта зона соответствует зоне *Globigerapsis tropicalis* Грузинской глыбы. В самой верхней части верхнего эоцена виды *Globigerapsis* не встречаются. В этих образованиях много бентосных форм. Здесь выделяют зону *Bolivina antegressa* [М. Качарова, 1977].

В отложениях ахалцихской свиты (включая пачку песчанников нижней части "горизонта Каратубани") северного борта Ахалцихской депрессии (селения Ани, Каратубани, р. Лерциани) по нано-планктону устанавливается зона *Discoaster barbadiensis* с подзонами *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians* [Панова и др. 1984].

В позднеэоценовом море Аджаро-Триалетии существенное развитие имели крупные фораминиферы. В тбилисской свите и ее аналогах на обоих склонах Триалетского хребта присутствуют *Nummulites fabianii* Prev., *N. bouillei* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* Brug., *N. chavannesi* de la Harpe и др. В отложениях ахалцихской и адигенской свит обнаружены *Nummulites orbigny* (Gal.), *N. fabianii* Prev., *N. bouillei* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, *N. striatus* Brug., *N. incrassatus* de la Harpe; первый из них встречается преимущественно в верхних слоях этих свит. Названные нуммулиты определяют возраст вмещающих пород как приабонский.

Верхнеэоценовые осадки данного региона содержат богатую моллюсковую фауну. По р.Крисхеви (северный склон Триалетского хребта) в верхних слоях верхнего эоцена совместно с *Nummulites fabianii* Prev. встречаются *Variamusium fallax* Korob., *Pycnodonta brongniarti* Bron., *Pecten arcuatus* Broc., *Amusium corneum* Sow., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Dentalium* cf. *martini* Bouss. и др. По рекам Борбало и Марда

(южный борт Ахалцихской депрессии) в песчано-глинистых образованиях с *Nummulites fabianii* Prev. (ахалцихская свита) обнаружены *Pycnodonta brongniarti* Bronn., *Ostrea gigantea* Sol., *O. ventilabrum* Goldf., *Chlamys biarrizensis* d'Arch., *Amusium corneum* Sow., *Thracia bellardi* Pict., *Pholadomya puschi* Goldf., *Spondylus buchi* Phil., *S. bifrons* Muen., *Panopea heberti* Bosq., *Dentalium martini* Bouss., *D. haeringense* Dreg. Близ сел. Накурдеви (северный борт Ахалцихской депрессии) в накурдевских песчаниках (верхняя часть ахалцихской свиты) присутствуют *Variamusium fallax* Korob., *Pecten arcuatus* Broch., *Ostrea queteleti* Nyst, *O. gigantea* Sol., *Callista delata* Koen., *Chlamys bellicostatus* Wood., *C. picta* Goldf., *Pholadomya puschi* Goldf., *Thracia scabra* Koen., *Patella praetenuis* Koen. и др. [И. Качарова, 1955, 1961; Татишвили, 1965; Воронина, 1983]. Большинство названных моллюсков известно в верхнем эоцене Закавказского межгорного прогиба (Риони-Куринская структурно-фациальная зона) и Северного Кавказа, а также в латдорфском ярусе Западной Европы.

В породах ахалцихской свиты, развитых в северной части Ахалцихской депрессии (селения Ани, Каратубани), по данным Л.А. Пановой с соавторами [1984], содержится богатый комплекс миоспор, характерный для палинозоны *Quercus gracilis* – *Castanopsis pseudocingulum* – *Tricolporopollenites liblarensis* белоглинской свиты Северного Кавказа. Ахалцихский палинокомплекс отличается большим разнообразием пыльцы субтропических растений. В нем доминируют *Comptonia*, *Quercus gracilis* Boitz., *Castanopsis pseudocingulum* (R.Pot) Boitz., *Rhus*, *Tricolporopollenites liblarensis* Thoms., *Myrca*, *Oleaceae*. Здесь же встречается пыльца хвойных (*Pinus*, *Cardis*, *Picea*, *Ginkgo*) и теплоумеренных растений (*Carpinus*, *Juglans*). Из спор присутствуют главным образом представители семейства *Polypodiaceae*.

Нижняя часть олигоцена в данной структурно-фациальной зоне наиболее хорошо обнажена и палеонтологически полно охарактеризована в Ахалцихской депрессии. Эта часть разреза (между ахалцихской свитой и охинскими слоями) сложена преимущественно известковистыми и известковистыми глинами, песчанистыми глинами, алевролитами с прослоями песчаников. В породах много остатков рыб и *Planorbella*. В окрестностях селений Ани и Каратубани (северный борт депрессии) в низах этой толщи прослеживаются каратубанские песчаники (до 20 м). Они представляют собой верхнюю часть "горизонта Каратубани", в которых присутствует известный каратубанский комплекс моллюсков [И. Качарова и др. 1971; Воронина, 1983]. Эти песчаники в других обнажениях не наблюдаются в силу фациальных изменений.

В глинисто-песчанистых образованиях, развитых в указанных выше разрезах и в ущелье р. Борбало (южный борт депрессии), содержатся раз-

нообразные моллюски [И. Качарова, 1960, 1961; Лалиев, 1964; Татишвили, 1965; Казахашвили, 1969, 1984; И. Качарова и др., 1971; Коробков, 1978; Воронина, 1983; и др.]: *Glycymeris obovatus* (Lmk), *Nucula comta* Goldf., *N. orbignyi* Glib., *N. chasteli* Nyst, *Nuculana gracilis* Desh., *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys chadumica* Korob., *C. composita* (Goldf.), *Corbula conglobata* Koen., *Cassidaria buchi* Phil., *Calyptraea striatella* Nyst, *Babilonica caronis* Bron., *Panope heberti* Bosq., *Cardiopsis westendorpi* Nyst, *Arctica rotundata* Braun., *Callista splendida* Mer., *Gari fischeri* H. et B., *Pholadomya puschi* Goldf., *Glossus subtransversus* d'Orb., *G. cyprinoides* Braun., *Ostrea cyathula* Lmk., *Thracia speyeri* Koen., *Polinices achatensis* Recl., *Melanopsis subcarinata* Mor., *M. hantkeni* Hofm., *Lentidium triangulum* Nyst и др. Исследователи единодушно приходят к мнению, что комплекс перечисленных моллюсков Ахалцихской депрессии по составу весьма близок к ассоциации моллюсков хадумской свиты Северного Кавказа и рюпельского яруса Западной Европы. Следовательно, отложения, включающие эти комплексы, занимают одно и то же стратиграфическое положение.

В нижнеолигоценовых отложениях Южной Грузии (включая каратубанские песчаники) по мелким фораминиферам выделены зоны *Pararotalia canui* (или *Nonion granosum*) и *Caucasina schischkinskaya* [И. Качарова и др., 1971; М. Качарова, 1977].

В базальных слоях олигоцена по наннопланктону устанавливается зона *Clausicoccus subdistichus* [Воронина, 1983]. Эта зона (= зоне *Ericsonia subdisticha*) выделена в каратубанских песчаниках, где присутствуют бентосные фораминиферы зоны *Nonion granosum* и хадумский (рюпельский) комплекс моллюсков. Впоследствии нижнюю границу зоны стали проводить несколько выше, отмечая, что присутствие переотложенных форм затрудняет определение зональной принадлежности комплекса [Панова и др. 1984].

В нижнеолигоценовых отложениях Ахалцихской депрессии (селения Ани, Каратубани, р.Лерциани) Л.А. Панова с соавторами [1984] выявила довольно богатый палинокомплекс, где наряду с пыльцой субтропических растений (*Palmae*, *Comptonia*, *Platycarya* и др.) присутствует в значительном количестве и пыльца теплоумеренных растений (*Corylus*, *Alnus*, *Carpinus* и др.). Этот комплекс сопоставляется с палинокомплексом нижней части шехской свиты Северного Кавказа (слои с *Taxodiaceae*, *Quercus gracilis* – *Verrutricolporites* cf. *tenuicrassus*). Выше по разрезу установлена ассоциация, где состав пыльцы субтропических растений почти такой же (*Palmae*, *Nira*, и др.).

Здесь доминирует пыльца хвойных растений. Этот комплекс может быть сопоставлен с палинофлорой верхней части шехской свиты Северного Кавказа (слои *Taxodiaceae* – *Carya spackmania* – *Quercus ovalis*).

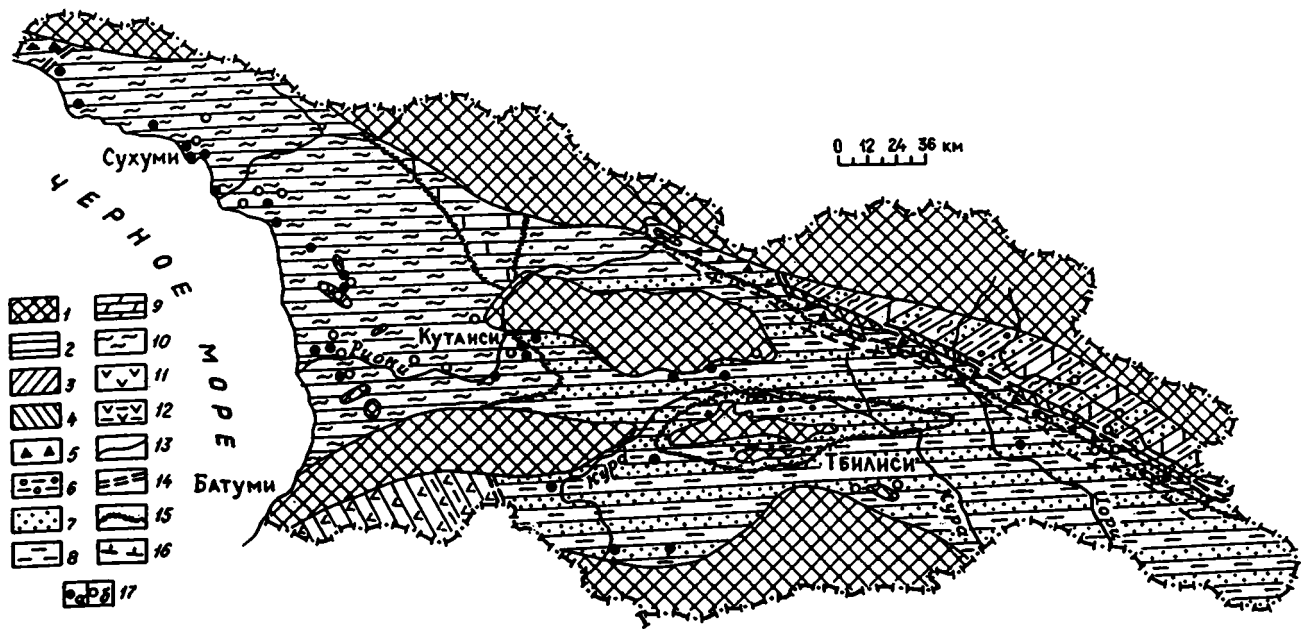


Рис. 17. Палеогеографическая и литолого-фациальная схема Грузии для позднего эоцена (Рисунки 17 и 18 составил Ф.Д. Майсадзе). Условные обозначения к рис. 17 и 18
 1 – суша; 2–4 – формации: 2 – терригенно-осадочная, 3 – флишевая и флишондная, 4 – вулканогенно-осадочная; 5 – олистостромы; 6 – конгломераты, брекчи, гравелиты; 7 – песчаники, алевролиты; 8 – глины; 9 – известняки; 10 – мергели; 11 – преимущественно пирокластиты и лавы; 12 – чередование вулканогенных и терригенно-осадочных пород; 13–15 – границы: 13 – моря и суши, 14 – формационных зон, 15 – литофаций; 16 – современная граница флишевого надвига; 17 – скважины: отложения данного возраста присутствуют (а) и отсутствуют (б)

Над слоями с хадумским (рюпельским) комплексом ископаемых организмов во многих разрезах Аджаро-Триалетии (селения Крисхеви, Тори, Шоравели, реки Бахвисцкали, Лерциани, Абастумани, Борбало и др.) прослеживаются слои с солоновато-водными моллюсками. Они соответствуют соленовским слоям других регионов Крымско-Кавказской области и Закаспия. Так, в северной части Ахалцихской депрессии непосредственно под "нижними песчаниками Цхрута – Цахана" выделяются оцхинские слои (слой Оцхе) – песчанистые глины и алевролиты (до 20 м), где присутствуют *Cerastoderma serogosicum* Nossov., *C. samodurovi* Merkl., *C. chersonense* Nossov., *Janschinella garetzkii* Merkl., *Lenticorbula sokolovi* (Karl.), *Urbnisia lata* Gon. и др. [Попов, Титова, 1982; Воронина, 1983; Казахашвили, 1984].

Палеогеографическая обстановка, геологические и биотические события

Характер развития органического мира и процесса осадконакопления в позднем эоцене и раннем олигоцене убедительно показывает, что в течение этого времени территория Грузии испытала заметные перестройки. Они тесно связаны с пиренейской фазой складчатости. Фациальные изменения и взаимоотношения стратиграфических подразделений хорошо отражают особенности развития бассейнов

эоценового и олигоценового осадконакопления. Границы между отдельными структурными единицами, по-видимому, контролировали размещение фауны, флоры и литофаций, а также распространение и особенности вулканической деятельности.

Фациальные изменения свидетельствуют о том, что в позднем эоцене в пределах региона осадкообразование происходило в расчлененном морском бассейне. В северной части Грузии, на месте Главного Кавказского хребта, располагались островные поднятия, откуда происходил снос терригенного материала. Через межостровные пространства осуществлялось, очевидно, свободное сообщение между эоценовым водоемом грузинской части Закавказья и акваториями, находившимися севернее Большого Кавказа. Низкие островные суши располагались также в центральной части Грузинской глыбы (Дзирульский массив, Окриба), в районе Месхетского хребта и в Южной Грузии (Джавахетское нагорье). С этих островов тоже происходил снос обломочного материала (рис. 17).

Между островами существовало мелководное эпиконтинентальное море. Общее углубление последнего намечается в северо-западном направлении. В Риони-Куринской части позднеэоценового морского бассейна Грузии происходило карбонатное осадконакопление (мергели, известковистые глины) с примесью песчано-алевролитового материала у восточной окраины (восточнее

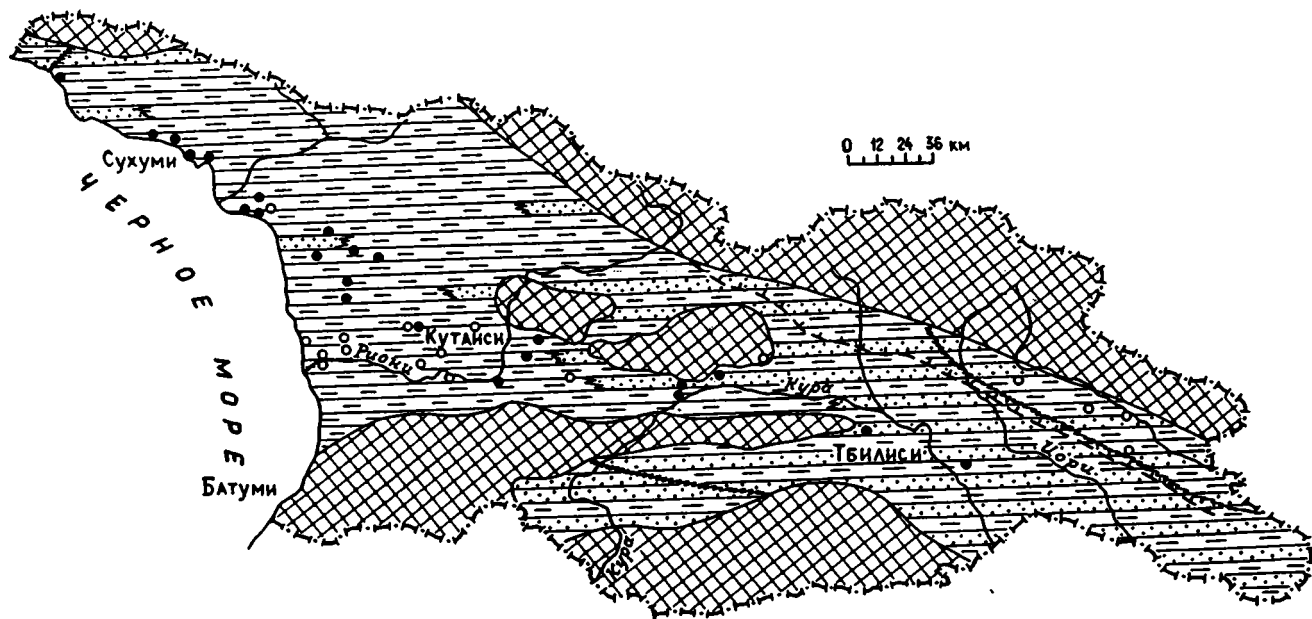


Рис. 18. Палеогеографическая и литолого-фациальная схема Грузии для олигоцена
Условные обозначения см. на рис. 17

Дзирульской суши). К югу карбонатность пород уменьшается (Аджаро-Триалетия). Здесь отлагались известковистые и неизвестковистые глины, песчаники, мергели, конгломераты (ахалцихская и тбилисская свиты). В некоторых структурно-фациальных районах Аджаро-Триалетии в строении позднеэоценовых образований принимают участие и продукты подводного вулканизма – мелко- и грубообломочные, местами массивные вулканические породы.

В конце позднеэоценового времени в ряде участков палеобассейна формировались мергели, песчаные известняки и известковые песчаники (Лечхуми, Рача), известковистые глины, песчаники и подводно-оползневые образования – олистохромы (Адлерская депрессия, реки Лиахви, Арагви, Ксани и др.). Наличие осадков регрессивного характера в кровле верхнего эоцена, а также присутствие на этом уровне переотложенных органических остатков (мелкие фораминиферы, наннопланктон) свидетельствуют о том, что в некоторых структурно-фациальных районах направленность тектонических движений была восходящей. К концу позднего эоцена прекратил существование Лиахви-Иорский (флишевый) бассейн осадконакопления, находившийся в районе современного Южного склона Большого Кавказа.

Как показывает анализ состава мелких и крупных фораминифер, моллюсков и наннопланктона, грузинская часть позднеэоценового водоема имела широкую связь с другими морями Кавказа. Фауна обитала в условиях нормальной солености. В южной части Грузии (Аджаро-Триалетия) наблюдает-

ся более богатая в видовом и количественном отношении нуммулитовая фауна (в том числе, гранулированные нуммулиты). Эту часть Малого Кавказа относят к Южной нуммулитовой провинции. Здесь условия существования фауны были близкими к относительно теплым субтропическим. В верхнеэоценовых разрезах Ахалцихской депрессии присутствует палинокомплекс, который "отличается большим разнообразием систематического состава пыльцы субтропических растений" [Панова и др., 1984]. Очевидно, Аджаро-Триалетия представляла собой часть Южной палеобиогеографической провинции, куда входили также Армения и Нахичевань.

В раннем олигоцене местами начались нисходящие движения (рис. 18). Углубление бассейна происходило довольно интенсивно. Во многих разрезах нижний олигоцен залегает несогласно на разных литостратиграфических подразделениях палеогеновой, меловой и юрской систем. Море покрыло Чиатура-Сачхерский район Дзирульской суши, где в раннем олигоцене формировались марганценовые образования. Наиболее глубоководная часть хадумского моря располагалась, очевидно, в Западной Грузии. Здесь в слабоизвестковистых глинах хадумской свиты содержатся скопления отпечатков и скелеты рыб, среди которых много светящихся видов, обитавших на значительных глубинах. Обедненный состав фауны, а иногда почти полное ее отсутствие в ряде участков нижнеолигоценного моря многие исследователи связывают с сероводородным заражением придонной части водоема.

Стеногалинные комплексы моллюсковой фауны, ихтиофауны и фораминифер свидетельствуют о том, что хадумское море Грузии имело нормальный солевой режим, близкий к океаническому. Море этого времени имело свободное сообщение с океаном.

С начала соленовского века связь с океаном, по всей вероятности, значительно ослабла и бассейн стал постепенно опресняться. Водоем характеризовался значительным понижением солевого режима. Соленовское море населяли представители эвригалинных и пресноводных групп фауны.

Полезные ископаемые

С отложениями нижнего олигоцена связано широко известное Чиатурское месторождение марганцевых руд, расположенное на северной периферии Дзирульского массива, к северо-востоку от г.Зестафони, а также проявления марганца в Шкмерском и Чхари-Аджаметском районах [М.Качарава, Хучуа, 1991]. На Чиатурском месторождении мощность марганценосного горизонта варьирует в пределах 1–7 м, реже достигает 10–14 м. Рудные слои перемежаются в разрезе с прослоями аркозовых алевролитов, песчаников, глин, а также кремнисто-цеолитовых пород. Строение и состав рудных слоев меняются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Нижняя часть рудного горизонта представлена в основном первично-окисными рудами, которые к северо-востоку переходят в карбонатно-марганцевые разности. Верхняя часть горизонта образована карбонатными рудами. Рудный горизонт подстилается "подрудными слоями", образованными базальным конгломератом. Перекрывающий нерудный горизонт представлен спонголитовыми песчаниками с прослоями тонкослоистых глин с линзами глауконитов. В восточной и северо-восточной части месторождения рудный горизонт перекрыт глинами.

На границе майкопских глин и спонголитов встречается несколько маломощных (до 0,1–0,2 м) прослоев окисных или карбонатных марганцевых руд, не имеющих промышленного значения ("второй рудный горизонт"). Органические остатки из рудного пласта и вмещающих пород свидетельствуют о его нижнеолигоценовом возрасте (зона *Spiroplectammina carinata*).

Основные выводы

Приведенный выше материал дает основание заключить, что в грузинской части Закавказья границу между эоценом и олигоценом следует проводить по подошве хадумской свиты и ее стратиграфических аналогов. На этом рубеже произошла смена карбонатного осадконакопления терригенным, преимущественно глинисто-песчаным. Граница эоцена и олигоцена проходит между зонами *Globorotalia centralis* и *Globigerina tapuriensis* по планктонным фораминиферам, примерно под зоной *Clausicoccus subdistichus* по наннопланктону, под слоями с *Glycymeris obovatus* и *Nucula compta* по моллюскам, над слоями с *Nummulites fabianii* и *Nummulites fabianii retiatus*. В Южной Грузии эта граница, по-видимому, совпадает с границей между зонами *Bolivina antegressa* и *Pararotalia canui* (или *Nonion granosum*) по бентосным фораминиферам.

К концу позднего эоцена исчезли многие представители нуммулитов. На этом рубеже намечаются значительные изменения в составе моллюсковой фауны. Комплекс моллюсков верхнего эоцена Грузии по составу близок верхнеэоценовому комплексу Северного Кавказа и латдорфского яруса Западной Европы. Нижнеолигоценовая (хадумская) моллюсковая фауна обнаруживает значительное сходство с хадумским комплексом Северного Кавказа и рупельскими моллюсками Западной Европы.

Регион X

Армения

Введение

На Кавказе выделяются пять геотектонических единиц: зона Предкавказских краевых прогибов, складчатая система (мегаантиклинорий) Большого Кавказа, Рионо-Куринская межгорная впадина, складчатая система Малого Кавказа и Среднеараксинская межгорная впадина. Армения располагается в пределах Малого Кавказа и Среднеараксинской впадины [Габриелян, 1981]. Территория ее подразделяется на две разновозрастные складчатые области: киммерийской складчатости (северная и северо-восточная части) и альпийской складчатости на западе и юго-западе Армении. Палеогеновые отложения широко распространены в последней из указанных областей. Выделяются три структурно-фациальные зоны.

Наиболее полный разрез палеогеновых отложений в морских фациях имеется в Приараксинской зоне (Приереванский район, бассейн р. Веди, сел. Шаган), где эоцен представлен песчано-глинистым флишем и карбонатными отложениями с богатой фауной мелких и крупных фораминифер, моллюсков, а нижний олигоцен выражен в фациях песчано-глинистых пород типа ранних морских моласс. Верхний олигоцен – нижний миоцен сложен лагунными пестроцветными молассовыми осадками.

В Севано-Зангезурской структурно-фациальной зоне широко распространены различные вулканические образования эоцена (базальты, андезиты, дациты и их пирокласты), местами переслаивающиеся с морскими туфогенными отложениями (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчи и др.).

В Еревано-Ордубадской синклинойной зоне преобладают туфообломочные породы, которые в западной части Ехегнадзорского синклинория фациально замещаются нормально-осадочными отложениями. Верхний эоцен включает туфообломочные и фациально замещающие их терригенные

и карбонатные отложения. Нижний олигоцен, как и в Приереванском районе, выражен в фациях песчано-глинистых (местами туфогенных) пород.

Краткая история изучения

В раннем периоде исследований заслуживают внимания работы Г. Аби́ха [1899, 1902], который установил олигоценный возраст шорагбюрской песчано-глинистой свиты. С 1920 по 1940 г. изучением палеогеновых отложений занимались Б.Ф. Мефферт, В.В. Богачев и др. Особенно следует отметить исследования К.Н. Паффенгольца, разработавшего общую схему стратиграфического расчленения фанерозойского комплекса отложений, слагающих территорию Малого Кавказа. Начиная с 1938 г., систематическим изучением палеогеновых отложений Армении занимался А.А. Габриелян со своими сотрудниками (Л.М. Радопуло, Ю.А. Мартиросян, Л.А. Авакян, А.А. Асатрян). В результате этих исследований и обработки богатой фауны моллюсков и нуммулитид к 1955 г. была предложена общая схема возрастного расчленения палеогена Армении [Габриелян, 1964].

В дальнейшем детальным изучением палеогена занимались О.А. Саркисян (литостратиграфия), А.Т. Вегуни, С.М. Григорян и А.Е. Птухян (нуммулитиды), П.М. Асланян (моллюски), Н.А. Саакян-Гезальян, Ю.А. Мартиросян (мелкие фораминиферы), С.А. Бубикян (остракоды), В.П. Асратян, И.Г. Гаспарян, А.А. Садоян (литология), А.Л. Тахтаджян, М.Е. Арутюнян (ископаемая флора), данные которых позволили внести значительные дополнения в разработанную А.А. Габриеляном схему расчленения палеогена Армении, уточнить границы стратиграфических подразделений и более подробно охарактеризовать литофациальные особенности и палеогеографические условия накопления осадков. Магматической геологии палеогена посвящены работы Р.Т. Джрбашяна.

Литолого-стратиграфическая характеристика и опорные разрезы

Приереванский район

В Приереванском районе палеогеновые отложения обнажаются широкой полосой к востоку и юго-востоку от Еревана, где они слагают Шорагбюрскую антиклинальную складку, Ацаганскую синклиналь и Котуцкую синклиналь. К востоку эти образования развиты в бассейне р.Азат, где они составляют крупную Ераносскую антиклиналь (рис. 19, 20).

По содержащимся в них органическим остаткам (крупные и мелкие фораминиферы, моллюски, растительные остатки и др.) в палеогеновых отложениях выделяются отделы и подотделы, зоны субглобального и местного значения.

Наиболее полный разрез среднего-верхнего эоцена имеется в бассейне р.Азат. Здесь на флишевой свите палеоцен-нижнеэоценового возраста согласно залегает мощная (2000 м) свита песчаников, алевролитов, глин и мергелей. Нижняя часть этой свиты на основании крупных и мелких фораминифер относится к среднему эоцену. В известковистых песчаниках и глинах верхней части свиты встречаются характерные для верхнего эоцена крупные фораминиферы (*Nummulites fabianii*, *N. incrassatus*, *Operculina alpina*, *Actinocyclus radians*, *Discocyclus sp.*) (зона *Nummulites fabianii*) и богатый комплекс мелких фораминифер зоны *Globigerina corpulenta*. Я.Б. Лейе выделила богатый спорово-пыльцевой комплекс верхнеэоценового возраста. Здесь встречаются свыше 80 видов различных спор и пыльцы покрытосеменных растений (от 17 до 62%) и хвойных (от 20 до 42%). Фаунистически хорошо охарактеризованы отложения верхнего эоцена в разрезах Веди, Шагап, Биралу в Западном Айоцдзоре, где четко выделяются зоны мелких и крупных фораминифер.

Нижний олигоцен залегает совершенно согласно и сложен мощной (около 1000 м) толщей песчано-глинистых пород (шорагбюрская свита). Наиболее полный разрез свиты наблюдается на северо-западном крыле Шорагбюрской антиклинали (к востоку от Еревана). Самые нижние горизонты (слои с *Nummulites vascus initialis*) обнажаются на северо-западном крыле Ацаганской синклинали. Литологически шорагбюрская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю – песчаниковую флишеидную мощностью около 180 м, среднюю – глинистую мощностью 500 м и верхнюю – песчано-глинистую мощностью около 100 м.

В породах свиты почти по всему разрезу встречается богатая и разнообразная фауна гастропод, пелелипод, нуммулитов, кораллов, морских ежей, мелких фораминифер, остракод, а также флоры. По нуммулитам выделяется зона *Nummulites intermedius* с двумя местными биостратиграфическими единицами – слои с *Nummulites vascus initialis* (пе-

реходные между верхним эоценом и олигоценом) и *Nummulites vascus vascus* (табл. 6). По моллюскам различаются четыре горизонта местного значения – *Variamussium fallax* и *Pecten arcuatus* в нижней части и циреновых песчаников и Кюра-Молла в средней и верхней частях нижнего олигоцена.

По планктонным фораминиферам шорагбюрская свита соответствует нерасчлененным зонам *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*, а по наннопланктону зонам *Sphenolithus pseudoradians*, *Ericsonia subdisticha* (верхний эоцен) и *Helicopontosphaera reticulata* (олигоцен) [Андреева-Григоревич, 1981] (см. табл. 6).

По данным И.В. Палибина [1939], в песчаниковой подсвите встречается флора олигоценового облика. По всему разрезу шорагбюрской свиты установлено около 130 видов спор и пыльцы, причем споровые растения составляют от 13 до 42%, хвойные – от 43 до 78%, покрытосеменные – от 7 до 25%. Согласно Я.Б. Лейе, основную роль в спорово-пыльцевом комплексе играют представители мезофильных теплолюбивых листопадных форм семейства *Fagaceae*. Богато представлены *Salix*, *Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia* и др. Из вечнозеленых тропических и средиземноморских форм продолжают встречаться коричные лавры, магнолии и др.

Фауна кораллов, приуроченная в большом количестве экземпляров к различным частям разреза, по заключению Н.С. Бендукидзе, указывает на нижний олигоцен.

Западная часть Ехегнадзорского синклинория

Палеогеновые отложения в рассматриваемом районе выполняют крупный Ехегнадзорский синклинорий, расположенный в бассейне р.Арпа (см. рис. 19, 20).

Палеоген представлен нормально-морской, вулканогенно-осадочной и вулканогенной фациями. Вулканогенные образования приурочены к восточной части синклинория, а осадочные – к западной. По содержащимся в нормально-морских отложениях органическим остаткам (крупные и мелкие фораминиферы, моллюски и др.) в двух крыльях Ехегнадзорского синклинория также выделяются отделы и подотделы палеогена с зонами субглобального и местного значения.

Верхний эоцен в Западном Айоцдзоре характеризуется разнообразием фаций. Здесь развиты как мелководные морские песчано-глинисто-известковистые отложения (мощностью 400–450 м), так и вулканогенные образования. Морские отложения Айоцзора содержат богатый комплекс крупных и мелких фораминифер, моллюсков, кораллов. Непрерывный разрез нижней части верхнего эоцена имеется у сел. Азатек и на левом берегу р.Арпа по линии г.Азизбеков – развалины сел. Кабахлу. Непрерывный разрез верхней части верхнего эоцена находится у сел.Малишка, на правой стороне

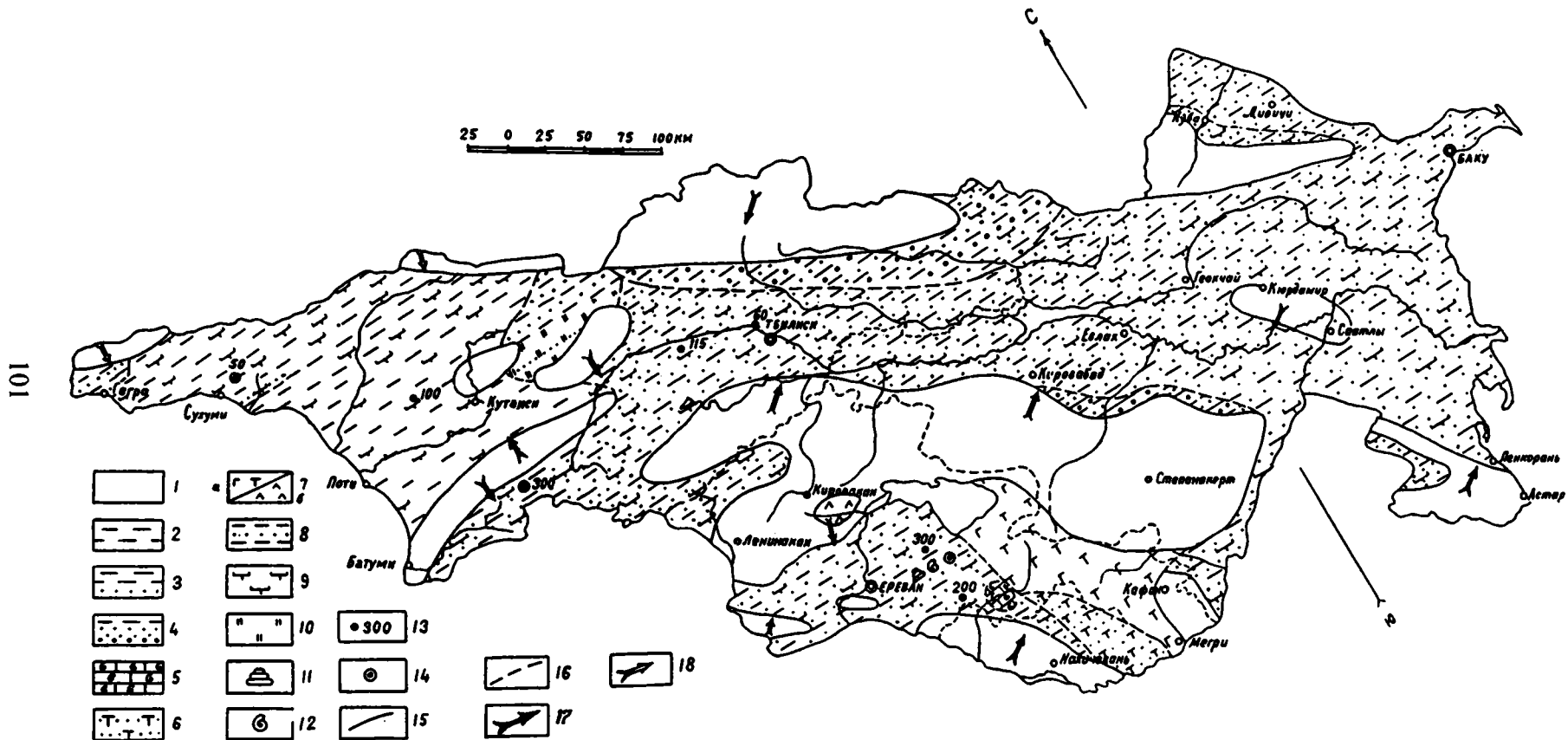


Рис. 20. Литолого-фациальная карта раннего олигоцена Закавказья

1 – суша (область сноса); 2 – аргиллиты, глины; 3 – глины, аргиллиты, песчаники; 4 – глины, аргиллиты, песчаники, конгломераты; 5 – известняки рифогенные; 6 – вулканотерригенные породы; 7 – эффузивы и пирокласты: среднего состава (а) и щелочного состава (б); 8 – чередование аргиллитов и песчаников; 9 – знак известковистости в породах смешанного состава; 10 – кремнистость; 11 – фораминиферы; 12 – моллюски; 13 – мощность отложений, м; 14 – опорные разрезы; 15 – граница суша – море; 16 – граница литологических комплексов; 17, 18 – направления сноса обломочного материала: 17 – главное, 18 – второстепенное

дороги Ехегнадзор – Малишка.

По крупным фораминиферам в верхнем эоцене выделяется зона *Nummulites fabianii* с четырьмя местными биостратиграфическими единицами: 1) слои с *Nummulites gizehensis*, 2) слои с *Nummulites millescaput*, 3) дискоциклиновые слои, 4) слои с *Nummulites fabianii retiatus* (в новом понимании)¹.

Зоне *Nummulites fabianii* соответствуют три зоны планктонных фораминифер [Крашенинников, Птухян, 1973]: *Globigeropsis semiinvoluta*, *Globorotalia sosoensis* и *Globorotalia centralis*.

В 1,5 км южнее сел. Ринд в средней части верхнего эоцена (риндский горизонт) совместно с крупными и мелкими фораминиферами встречается самый богатый в Армении комплекс моллюсков: *Glycymeris (Pectunculus) achalzichensis* Katsch., *Miocardiopsis cf. ovulina* Koen., *Chama subgigas d'Orb.*, *Diastoma costellatum* Lam., *Rostellaria goniophora* Bell., *Cypraedia elegans* Defr., *Velates schmidlianus* Chemn., *Cerithium vellicatum* Bell., *Ostrea gigantea* Sol., *Miltha gigantea* Desh. и многие другие. Эта фауна монографически описана К.М. Асланяном [1970]. Отложения риндского горизонта следует коррелировать с дискоциклиновым горизонтом бассейна р.Веди и верхним эоценом Ахалцихского бассейна Грузии (Мардачайская фауна моллюсков).

Нижний олигоцен в пределах Ехегнадзорского синклинория во многих разрезах представлен своими нижними слоями. Только в некоторых разрезах (у сел. Елпин) обнажаются более верхние слои (горизонт Кяра-Молла). Нижний олигоцен сложен нормально-осадочными, песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями общей мощностью 300 м. Они согласно залегают на породах верхнего эоцена и в нижней своей части фациально замещаются вулканогенно-обломочными породами. Стратиграфически выше олигоцен трансгрессивно и несогласно перекрывается лавовыми породами неогена.

В осадочных образованиях нижнего олигоцена выделяется зона *Nummulites intermedius* с двумя местными стратиграфическими единицами: слои с *Nummulites vascus initialis*, содержащие *N. fabianii retiatus*, *N. bouillei*, *N. intermedius* (единичные), *Operculina victoriensis*; слои с *Nummulites vascus vascus*, в которых встречаются только типичные для олигоцена нуммулиты – *N. intermedius*, *N. vascus*, *N. incrassatus*. Комплекс мелких фораминифер, представленный планктонными и бентосными формами, характеризует зону *Globigerina tapuriensis*.

Из моллюсков в нижнеолигоценых отложениях Западного Айоцзора встречаются *Chlamys subdiscors*, *Gryphaea brongniarti*, *Meretrix regularis*, *Venus helvetica*, *Crassatella tumida*, *Nuculana*

¹ Ранее в объем зоны *Nummulites fabianii retiatus* включались слои с *N. vascus initialis*, *N. bouillei*. Теперь мы относим их к олигоцену.

perovalis в нижней части разреза и довольно богатый комплекс в вышележащих слоях – *Polymesoda convexa*, *Meretrix (Cytherea) armeniaca*, *Cerithium charpentieri* и др. [Асланян, 1970; Атлас..., 1974; Габриелян, 1964].

Палеонтологическая характеристика

Морские верхнепалеогеновые отложения юга Армении содержат разнообразные органические остатки: крупные и мелкие фораминиферы, кораллы, пеллециподы и гастроподы, остатки низших и высших растений и др. На основании указанных групп фауны и флоры в верхнепалеогеновых отложениях Армении выделяются зоны и местные биостратиграфические единицы, имеющие большое значение для корреляции разрезов в региональном и субглобальном масштабах.

По крупным фораминиферам выделяются две зоны: 1) зона *Nummulites fabianii* в верхнем эоцене с двумя местными биостратиграфическими единицами в бассейне р.Веди – слои с *Nummulites millescaput* и слои с *Discocyclus veronensis*, а в западном Айоцзоре с четырьмя местными биостратиграфическими единицами – слои с *Nummulites gizehensis*, слои с *Nummulites millescaput*², дискоциклиновые слои и слои с *Nummulites fabianii retiatus*³; 2) зона *Nummulites intermedius* с двумя местными биостратиграфическими единицами – слои с *Nummulites vascus initialis* и слои *Nummulites vascus vascus* в нижнем олигоцене.

Слои с *Nummulites vascus initialis* под названием “зоны *Nummulites fabianii retiatus*” с комплексом *N. fabianii retiatus*, *N. vascus initialis*, *N. bouillei*, *Operculina victoriensis*, *Discocyclus nummulitica* А.А. Габриелян и С.М. Григорян ранее относили к верхнему эоцену (хотя не исключалась возможность их олигоценного возраста) на основании сопоставления с синхронными отложениями Северной Италии и присутствия в отложениях названной зоны рода *Discocyclus* [Габриелян, 1964; Григорян, 1979].

Однако, учитывая резкое изменение родового и видового состава крупных фораминифер между слоями с *Discocyclus veronensis* и слоями с *Nummulites vascus initialis*, а также наличие типичных олигоценных видов – *N. intermedius*, *Globigerina tapuriensis*, *G. officinalis* и многих видов моллюсков горизонта *Variamussium fallax* в слоях с *Nummulites vascus initialis*, их следует поместить в олигоцен, а границу между эоценом и олигоценом проводить по подошве слоев с

² Слои с *N. gizehensis* и слои с *N. millescaput* А.А. Габриелян и С.М. Григорян считают возрастными аналогами. Слои с *N. gizehensis* установлены лишь в одном Азатекском разрезе, а слои с *N. millescaput* – во многих разрезах бассейна р.Веди и в Западном Айоцзоре, причем эти подразделения имеют одинаковый сопутствующий комплекс крупных фораминифер.

³ Не в раннем понимании зоны *Nummulites fabianii retiatus*.

Nummulites vascus initialis, т.е. между зонами *Nummulites fabianii* и *Nummulites intermedius*.

В пределах верхнеэоценовой зоны *Nummulites fabianii* выделяются три зоны планктонных фораминифер: *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocolaensis*, *Globorotalia centralis* [Крашенинников, Птухян, 1973; Крашенинников, 1974] (см. табл. 6). По стратиграфическому положению зоне *Globigerapsis semiinvoluta* в Армении соответствуют слои *Nummulites millearput*, а двум вышележащим зонам – слои с *Discocyclusina veronensis*. В Западном Айоцзоре зону *Globorotalia centralis* коррелируют со слоями с *Nummulites fabianii retiatus*. В нижнем олигоцене Юго-Западной Армении зоне *Nummulites intermedius* соответствуют зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii* с многочисленными планктонными и бентосными мелкими фораминиферами. Граница между эоценом и олигоценом проходит по подошве зоны *Globigerina tapuriensis*.

По данным А.С. Андреевой-Григорович [1981], в интервале нижнего олигоцена Армении выделяются три наннопланктонные зоны: *Sphenolithus pseudoradians*, *Ericsonia subdisticha*, которые она относит к верхнему эоцену, и *Helicopontosphaera reticulata* олигоценного возраста. Первая зона по стратиграфическому положению соответствует слоям с *Nummulites vascus initialis*, вторая – горизонту *Pecten arcuatus*, а третья – горизонтам циреновых песчаников и Кяра-Молла. Следовательно, граница между эоценом и олигоценом по наннопланктону проводится значительно выше – по подошве горизонта циреновых песчаников.

Морские отложения верхнего эоцена и олигоцена региона характеризуются богатым комплексом моллюсков. По указанной группе фауны в олигоценовых отложениях Приереванского района, бассейна р.Веди и Западного Айоцзора выделяется несколько горизонтов местного значения (см. табл. 6).

Таким образом, на рубеже эоцена и олигоцена в Армении происходит довольно резкое изменение в родовом и видовом составе многих фаунистических и флористических групп: крупных и мелких фораминифер, моллюсков, динофлагеллат и прازیнофитов, спор и пыльцы и др.

Из многочисленных видов крупных фораминифер верхнего эоцена в нижнем олигоцене продолжают свое существование лишь некоторые виды филогенетических групп *N. fabianii* – *N. intermedius* и *N. incrassatus* – *N. vascus*, которые через переходные формы *N. fabianii retiatus* и *N. vascus initialis* получают широкое развитие в нижнем олигоцене. Представители *Asterocyclina*, *Actinocyclina*, *Pellatispira*, *Spiroclypeus*, *Grzybowskiia* и многие виды рода *Nummulites* (*N. striatus*, *N. garnieri*, *N. chavannesii* и др.) полностью исчезают на указанной границе. Из разнообразных видов рода *Discocyclusina* только *D. nummulitica* в единичных экземплярах встречается в базальных слоях олигоцена.

На границе эоцена и олигоцена происходит значительное изменение в составе планктонных фораминифер – исчезают *Globorotalia cocolaensis*, *G. cunialensis*, *G. sergoazulensis*, *Globigerina corpulenta*, представители родов *Cribrohantkenina* и *Globigerapsis*. В олигоцене получает развитие новый комплекс планктонных фораминифер наряду с бентосными видами *Bulimina*, *Bolivina*, *Uvigerina* и др.

Комплекс моллюсков на рубеже эоцена и олигоцена претерпевает значительное изменение, исчезают многие виды *Miltha*, *Lucina*, *Corbis*, *Vulsella*, гигантские устрицы, крупные фоладомии, крупные церитиды, теребеллулы, верметусы, ростелларии и др.

Магнитостратиграфическая характеристика

Дж.Минасян и А.Караханян провели магнитостратиграфические исследования в районе сел. Ланджар (Биралу), где имеется один из наиболее полных, фаунистически хорошо охарактеризованных разрезов верхнего палеогена Армении.

Из верхнеэоценовых отложений изучено десять образцов, из которых пригодными для определения палеомагнитного полюса оказались три образца. Палеомагнитный полюс, определенный по намагниченности этих образцов: $\varphi_p = 40^\circ$, $\lambda_p = 254^\circ$ ($n = 3$)¹

Среднее значение намагниченности:

$$J_{cp} = 56^\circ, D_{cp} = 292^\circ.$$

Из олигоценовых отложений изучено 20 образцов, из которых пригодными для определения палеомагнитного полюса оказались десять образцов. Палеомагнитный полюс, определенный по намагниченности этих образцов: $\varphi_p = 60^\circ$, $\lambda_p = 304^\circ$ ($n = 10$).

Среднее значение намагниченности:

$$D_{cp} = 325^\circ, J_{cp} = 50^\circ.$$

Судя по этим предварительным данным, породы верхнего эоцена и нижнего олигоцена в разрезе сел. Ланджар отличаются друг от друга по своим магнитным характеристикам.

Литолого-минералогическая характеристика

На территории Армении палеогеновые отложения входят в состав двух формаций: 1) флишевой (карбонатно-терригенная флишевая субформация; верхи среднего эоцена и верхний эоцен) мощностью до 1100 м и 2) нижнемолассовой (верхи верхнего эоцена – олигоцен) мощностью

¹ φ_p – широта виртуального геомагнитного полюса, λ_p – долгота виртуального геомагнитного полюса, J_{cp} – среднее значение магнитного наклонения, D_{cp} – среднее направление магнитного склонения, n – количество образцов.

до 900 м [Джрбашян, Садоян, 1978; Саркисян, 1966; Садоян, Гаспарян, 1975].

Отложения верхнего эоцена развиты в Ереванско-Ордубадской синклинирной подзоне Малого Кавказа. Они представлены карбонатно-терригенными, карбонатными, вулканогенно-осадочными и вулканическими породами с преобладанием первых.

В юго-западной части Армении наиболее распространены осадочные карбонатно-терригенные породы флишевой субформации верхов среднего и верхнего эоцена мощностью до 1100 м (скв. 33 у сел. Арамус), а на востоке развиты осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические образования верхнего эоцена, слагающие основную часть верхнеэоцен-олигоценовой нижнемолассовой формации. В Севано-Ширакской зоне верхний эоцен представлен вулканическими и, отчасти, вулканогенно-осадочными породами.

Основными типами пород карбонатно-терригенной флишевой субформации верхнего эоцена являются гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, мергели и известняки. Наблюдается ритмичное чередование флишевого типа зернистых и пелитовых пород, слагающих турбидитные последовательности или циклотемы. На нижней поверхности циклотем встречаются механоглифы и биоглифы. Мощности циклотем 3–136 см, часто 15–45 см. В разрезах циклотем обычно преобладают глины известковистые, алевритистые, преимущественно крупнодисперсные. Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит и смешанно-слоистое образование с неупорядоченно расположенными слюдястыми и монтмориллонитовыми слоями.

Основными породообразующими компонентами гравийно-алевролитовых пород являются обломки пород (преимущественно эффузивных), полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц. Цемент карбонатно-глинистый, часто поровый и базальный. Характерные минералы тяжелой фракции пород – пирит, магнетит, биотит, барит, целестин, обыкновенная роговая обманка, циркон, эпидот. Карбонатность пород субформации изменяется в широких пределах – от 3,2 до 90,1%, в отдельных разрезах в среднем от 11,5 (скв. 30, сел. Фонтан) до 25,2% (бассейн р.Веди). С юга на север и северо-запад содержание карбонатного вещества уменьшается.

В Айоцдзоре над отложениями флишевой субформации среднего эоцена согласно залегают осадочные и вулканогенно-осадочные образования верхнего эоцена мощностью до 530 м. Местами (селения Ринд, Ахавнадзор, Ехегнадзор, Малишка) они перекрываются осадочными породами (мощностью до 120 м) нижнего олигоцена. Верхнеэоценовые и нижнеолигоценые отложения имеют облик нижних моласс.

Вулканогенно-осадочные образования пользуются большим развитием в Центральном и Во-

сточном Айоцдзоре. Они представлены трахиандезитами, андезито-базальтами, силловыми и секущими телами диорит-порфиритового и габбро-порфиритового состава, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, разнотерристыми туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфалевролитами, туфоаргиллитами, местами переслаивающимися с осадочными терригенными и карбонатными породами.

В минеральном составе тяжелой фракции туфогенных пород определены магнетит, лимонит, обыкновенная и базальтическая роговые обманки, гиперстен, биотит, ильменит, лейкоксен, барит и целестин.

Вулканогенно-осадочные образования занимают средний и частично верхний горизонты верхнеэоценового разреза Айоцдзора и являются своеобразным субстратом для формирования рифовых органогенных построек.

В Ереванско-Ордубадской зоне (преимущественно в бассейне р.Арпа) в верхней части верхнего эоцена и в нижнем олигоцене наблюдаются мелкие и крупные рифовые массивы (мощностью до 80 м). Основными типами пород, слагающих эти органогенные постройки, являются биогермные известняки и известковистые конгломерато-брекчии. К рифостроителям известняков относятся водоросли, кораллы, фораминиферы и (иногда) мшанки. Встречаются также двустворки, брюхоногие, морские ежи и другие рифолюбы. Биогенные компоненты сцементированы мелким детритом и микростерристым карбонатом кальция. Обычно внутренняя часть органогенных построек заметно перекристаллизована. В некоторых органогенных известняках наблюдаются жеоды, мелкие скопления голубовато-белого целестина.

В минеральном составе известняков, кроме породообразующего кальцита, установлены: кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит, целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговые обманки. По всей вероятности, минеральная ассоциация – авгит, обыкновенная и базальтическая роговые обманки, биотит и магнетит – связана с соседними верхнеэоценовыми вулканическими образованиями Айоцдзора. Данные химических анализов показывают, что известняки органогенных построек преимущественно низкомагнезиальные (содержание Mg часто составляет 0,5 – 0,8%). Они характеризуются незначительным содержанием SiO₂, щелочей, окислов железа, алюминия. В некоторых пробах обнаружены окислы стронция. В основании многих рифовых массивов залегают пласты кремнистых известняков с крупными кварц-халцедо-новыми скоплениями. В районе горы Спитак-сар наблюдаются доломитизированные известняки.

Олигоценые образования нижнемолассовой (шлировой) формации на территории Армении имеют сравнительно небольшое распространение. Они развиты в Приараксинской парагеосинкли-

нальной зоне и в виде отдельных выходов в районах селений Гергер и Кубатлы в Севано-Акринской зоне. В первой зоне переход от верхнего эоцена к олигоцену постепенный, с согласным залеганием слоев. Представлен олигоцен терригенными породами (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины) с прослоями известняков и мергелей. В районе сел. Шорагбюр в самой верхней части шорагбюрской свиты (нижний олигоцен) наблюдаются небольшие известковые органогенные постройки.

В шорагбюрской свите и ее аналогах в верхней части преобладают глины, а в нижней – массивно-слоистые песчаники и алевролиты. В этой нижней подсвите нередко в виде маркирующего горизонта наблюдаются шаровидные (диаметром 10–90 см), эллипсоидальные песчано-карбонатные и алевроито-карбонатные конкреции. Центрами стяжения для них обычно служили обломки известковых раковин и обуглившиеся растительные остатки.

Основными породообразующими компонентами гравелитов, песчаников и алевролитов являются обломки эффузивов, плагиоклазы, кварц. Цемент карбонатно-глинистый. Содержание карбонатного вещества 5–10%, а в шаровидных и эллипсоидных конкрециях – 30–40%.

В тяжелых фракциях песчаников и алевролитов встречаются (в убывающем порядке): магнетит, пирит, гематит, биотит, эпидот, обыкновенная роговая обманка, барит, целестин, авгит, циркон, гранаты, актинолит, глаукофан, сфен, рутил, мусковит, турмалин, апатит. В глинах основным глинистым минералом является монтмориллонит. Обнаружены также гидрослюда, хлорит и палыгорскит.

Вулканиды кислого и среднего состава олигоценного (?) возраста встречаются в виде локальных выходов в Севано-Ширакской, Памбак-Зангезурской и Еревано-Ордубадской подзонах.

Вулканизм

В позднем эоцене в Армении имела место интенсивная вулканическая деятельность, которая к концу этого времени постепенно пошла на убыль. Она характеризовалась преимущественно центральным типом извержений. Последние приурочены к вулканическим островам в пределах внутренней зоны шельфа или образуют в прибрежно-континентальных условиях отдельные вулканотектонические структуры. Значительные объемы пирокластического материала среднекислого и среднеосновного составов участвуют в строении сравнительно разновозрастных терригенных толщ. В то же время формируются собственно лавовые фации агломератового и брекчированного облика, а разнообразные экструзивные образования в виде даек, силлов, небольших штоков прорывают как вулканиды, так и слоистые туфогенные и осадочные породы.

По петрографическим особенностям и петрохимическим параметрам породы, слагающие верхнеэоценовый вулканический комплекс, представлены преимущественно базальтами, андезито-базальтами, пироксеновыми, двупироксеновыми, пироксен-роговообманковыми андезитами, трахиандезитами, трахириолитами и т.д. В этом ряду широко развитием пользуются средние и основные члены серии. Серия относится к субщелочной ассоциации (тихоокеанский средний известково-щелочной тип по А. Ритману) с насыщенной и слабопересыщенной кремнекислотностью ($Q = 7,5-31,9\%$) и несколько повышенной щелочностью при $K_2O = Na_2O$.

Несколько самостоятельно выделяется разновозрастная формация Тежсарского массива (Памбакский хребет). Он имеет уникальные строение и состав слагающих его пород: от щелочных базальтоидов до лейцитовых фонолитов, с широким развитием тонко- и грубопирокластических фаций типа туфов и туфобрекчий. По петрохимическим параметрам породы данной щелочной формации относятся к среднему средиземноморскому типу по А. Ритману и характеризуются недосыщенностью кремнеземом ($Q=6-20\%$), пересыщенностью Al_2O_3 , повышенной железистостью и щелочностью при $K_2O > Na_2O$.

В раннем олигоцене площади развития вулканизма и его интенсивность значительно убывают. Вулканизм приурочен преимущественно к прибрежно-континентальной зоне или к областям неустойчивой суши. В целом, вулканизм данного возраста продолжает эволюционную линию развития позднеэоценового вулканизма с формированием пород андезит-трахиандезитовой формации. Кислые члены серии – дациты, риодациты, риолиты, трахириолиты – пользуются ограниченным развитием и главным образом представлены пирокластическими и экструзивными фациями.

По особенностям проявления вулканизма, а также по петрографическим и петрохимическим параметрам вулканиды раннего олигодена не отличаются от позднеэоценовых и принадлежат единой известково-щелочной ассоциации.

Палеогеографическая обстановка

Тектонические движения в среднем эоцене Армении отличались резкой дифференцированностью и высокой интенсивностью, амплитуда прогибания и поднятия достигала 3 км. В результате обособились два крупных тектоноседиментационных бассейна: Базумо-Зангезурский эвгеосинклинальный (на севере и северо-востоке) и Приараксинский миогеосинклинальный прогибы.

На границе среднего и позднего эоцена осевая зона Базумо-Зангезурской эвгеосинклинальной зоны испытала относительное поднятие (центральное поднятие в виде островов и подводных возвышенностей). Севернее и южнее располага-

лись широтные боковые прогибы, где существовал мелководный морской бассейн, изобиловавший вулканическими островами. В этих прогибах накопились вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования. В отличие от среднеэоценового, вулканизм переходного к позднему эоцену периода был менее интенсивный, значительную роль играли наземные излияния. Холмистая суша, расположенная севернее (антиклинорные поднятия Сомхето-Кафанской зоны) подвергалась слабому размыву (рис. 21).

В структурном плане в Приараксинской миогеосинклинальной зоне в позднем эоцене существенных изменений не произошло. В Еревано-Вединском прогибе в умеренно глубоком море в восстановительных геохимических условиях продолжалось накопление мощных (до 1000 м) флишевых карбонатно-терригенных отложений. Переход от среднеэоценовых отложений к верхнеэоценовым здесь постепенный. Остальная часть зоны была покрыта мелководным морем. Так, в Шагапской синклинали и в западной части Ехегнадзорского синклинория мощность верхнеэоценовых отложений сокращается до 300-350 м, содержание карбонатных пород увеличивается, встречаются слои с нуммулитовыми и рифовыми известняками и конгломератами. Характер фауны (нуммулиты, кораллы, крупные гастроподы) свидетельствует о теплом климате, нормальной солености и мелководном бассейне. В конце позднего эоцена предполагается увеличение площади области размыва (Цахкуняцкий антиклинорий, Гегамское и Вардениское поднятия на севере и северо-востоке, Араратское холмистое поднятие на юге). Климат на суше сохранялся теплым, переменновлажным, с тенденцией к аридизации. В лесах преобладали вечнозеленые растения, а также различные хвойные. Возрастала роль ксерофильных ассоциаций.

На рубеже эоцена и олигоцена произошли мощные складко- и горообразовательные движения, обусловившие инверсию геотектонического режима и преимущественно блоковые поднятия. Значительно изменились палеогеографические условия и план расположения седиментационных и денудационных зон. Базумо-Зангезурская эвгеосинклинальная зона претерпела интенсивное поднятие и превратилась в область поднятия и денудации. В центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа образовалась обширная низкогорная суша. Лишь в северо-западной части Севано-Ширакского синклинория в раннеолигоценовое время существовал мелководный морской бассейн (Лорийский залив Ахалцихской депрессии) с теплым климатом, нормальной соленостью и нуммулитовой фауной. Здесь накопились трансгрессивные терригенно-карбонатно-пирокластические осадки (до 250 м). В центральной части указанной суши в позднем олигоцене сформировался узкий продольный Дилижано-Амасийский

наложенный прогиб, в котором установился пресноводно-озерный режим (углесланценовые фации) (рис. 22).

В пределах Приараксинской миогеосинклинальной зоны пиренейская фаза орогенеза проявилась относительно слабо. В раннем олигоцене отмечаются частичное сокращение морского бассейна и заметное увеличение площади поднятий (Айнтап-Эчмиадзинское, Араратское, Нижнеахурянское). Северная береговая линия раннеолигоценового моря проходила примерно по линии севернее сел.Ехегнадзор – г.Камо – южнее г.Арагац. Наиболее глубокая часть этого мелководного моря располагалась в полосе Ереван – Веди – Ехегнадзор по мульдовой части Еревано-Вединского прогиба. Здесь мощность нижнеолигоценовых отложений максимальная (900 м). К Среднеараксинской впадине мощности отложений уменьшаются. По геотектоническим условиям и фациальным особенностям эти отложения относятся к типу раннеорогенных морских моласс. Фауна (нуммулиты, кораллы, крупные толстостенные гастроподы, пелециподы) показывает, что море было теплым, мелководным (особенно в конце раннего олигоцена), имело нормальную соленость, нормальные гидродинамический и газовый режимы.

В растительном покрове олигоцена присутствие ксерофильных форм свидетельствует о периодически проявляющейся аридизации. Ассоциация аутигенных минералов и состав органического вещества в отложениях нижнего олигоцена Еревано-Вединского прогиба говорят о восстановительной и слабощелочной средах осадконакопления.

Обширная суша центральной части Малого Кавказа в раннем олигоцене характеризовалась низкогорным рельефом, который в конце его заметно пенеппенизируется. На отдельных участках суши отмечаются проявления вулканизма. Терригенный материал в раннеолигоценовое море поступал с севера и северо-запада (Цахкуняцкий и Варденисский хребты) и с юга (Араратское поднятие).

В позднем олигоцене – раннем миоцене Малый Кавказ испытал новое интенсивное поднятие, обусловившее смещение бассейнов осадконакопления к югу, в центральную часть Среднеараксинской впадины, где образовалась обширная межгорная впадина и произошло накопление красноцветных песчано-глинистых молассовых отложений.

Климатическая обстановка

В позднем эоцене Малый Кавказ находился в южной части северных субтропиков Земли. На небольших участках суши (часто островных поднятиях) климат был теплым, переменновлажным с

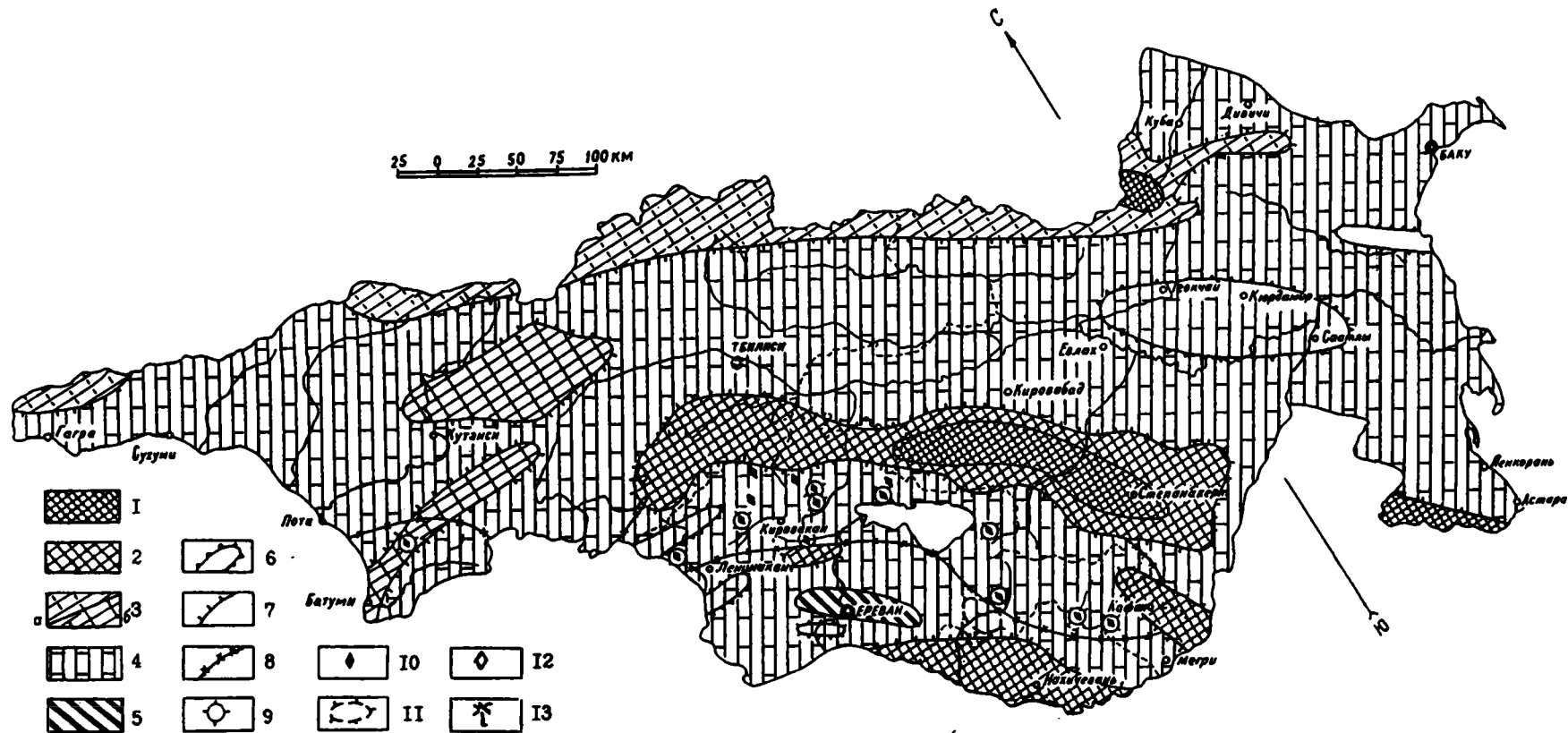


Рис. 21. Палеогеографическая карта Закавказья для позднего эоцена

Условные обозначения к рис. 21 и 22.

1 – средневысотные горы; 2 – горы низкие, с резко расчлененными формами рельефа; 3 – равнины возвышенные, холмистые: с резко расчлененными формами рельефа (а), со сглаженными формами рельефа (б); 4 – шельф (без расчленения на зоны); 5 – батинальная область моря; 6 – подводные поднятия; 7 – контуры береговой линии; 8 – границы вулканических областей; 9 – острова вулканического происхождения; 10 – подводные вулканические аппараты центрального типа; 11 – зоны развития рифовых построек; 12 – экструзивные купола; 13 – местонахождения флоры субтропического типа

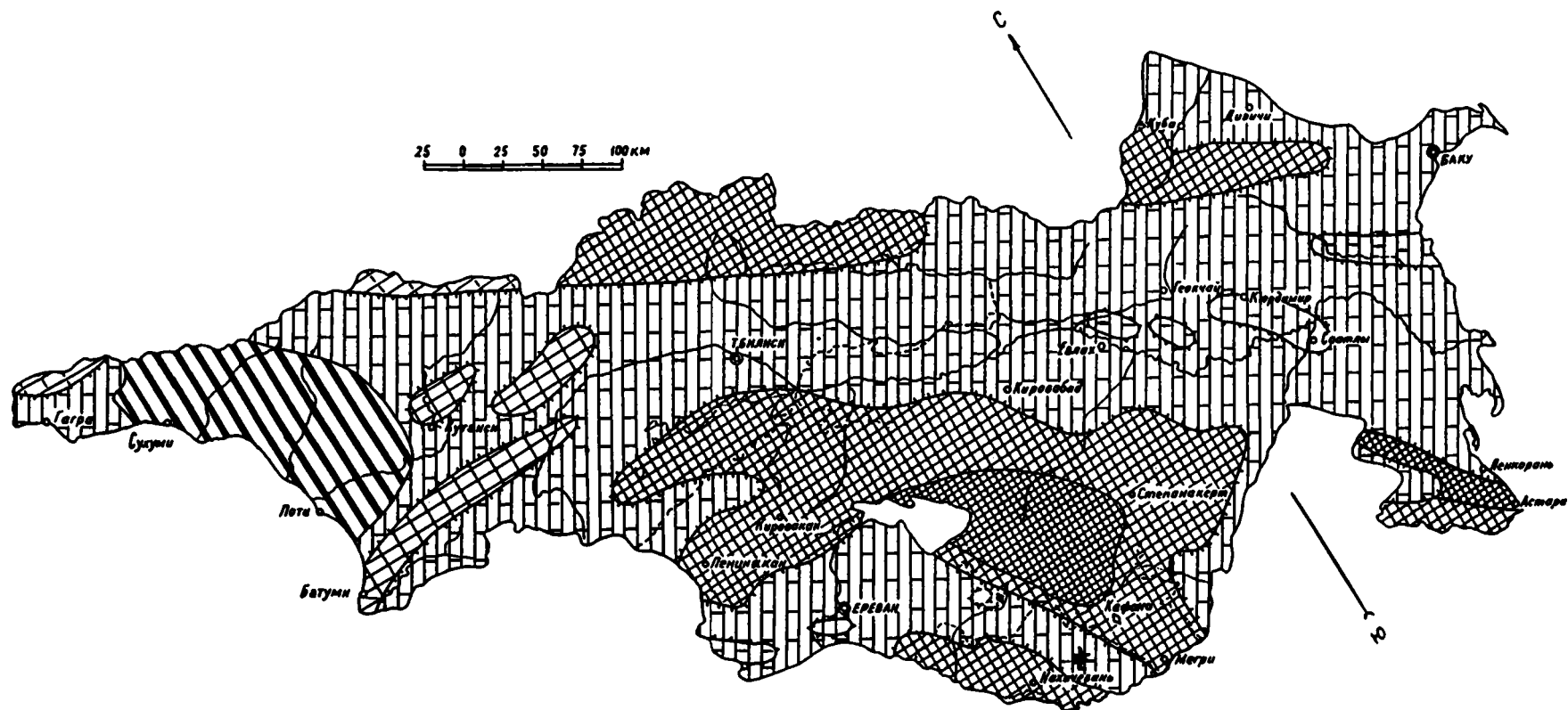


Рис. 22. Палеогеографическая карта Закавказья для раннего олигоцена
Условные обозначения см. на рис.21

тенденцией к аридизации. По данным Я.Б. Лейе, на суше преобладали субтропические и тропические растения, а также хвойные. В растительном покрове постепенно возрастала роль ксерофильных ассоциаций.

Фауна позднего эоцена принадлежит к стеногалинным, стенотермным организмам, обитавшим в теплых (по данным Н.А. Ясаманова по двустворчатым моллюскам, от 20 до 28,7°С, а по данным А.Е. Птухяна по нуммулитам, до 24,6°С) морских водах с нормальными соленостью и газовым режимом.

Осадконакопление происходило в восстановительных гумидных геохимических условиях, резко преобладали морские карбонатно-терригенные сероцветные отложения.

В олигоценовое время, в отличие от смежных регионов, испытавших сравнительное похолодание, климат Малого Кавказа оставался теплым, перемененно влажным, тропическим-субтропическим. По данным Я.Б. Лейе, комплекс спор и пыльцы в нижнеолигоценых песчано-глинистых отложениях свидетельствует о преобладании в растительном покрове ксерофильных форм, о жарком и сухом климате. Наличие небольшой примеси палыгорскита в составе глинистых минералов в самой верхней части разреза шорагбюрской свиты, вероятно, также указывает на возникновение сухого, жаркого климата в конце раннего олигодена.

Комплекс фауны (нуммулиты, кораллы, толсто-стенные и богато скульптурированные моллюски) указывает на то, что раннеолигоценое море в южной части Малого Кавказа было теплым, по температурному режиму близким к тропическому, с нормальными солевым, гидродинамическим и газовым режимами. Присутствие ряда сравнительно холоднолюбивых форм (*Nuculana*, *Pectunculus*, *Chlamys*, *Astarte*) свидетельствует о некотором похолодании климата. По данным Н.А. Ясаманова, температура морской воды раннего олигодена, определенная по раковинам двустворчатых моллюсков Малого Кавказа, равна 17–18°С. Приблизительно такие же температуры (17–20°С) получены по нуммулитам.

Ассоциация аутигенных минералов и состав органического вещества указывают на то, что осадконакопление в морских бассейнах происходило в восстановительной и слабощелочной среде, в гумидной зоне с начавшейся тенденцией к аридизации.

История тектонического развития

На рубеже среднего и позднего эоцена происходили мощные тектонические движения (первая пиренейская фаза складчатости), обусловившие значительные изменения в плане расположения структурно-фациальных зон, геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий, разви-

тие магматизма и повсеместное (за исключением мульдовых частей синклиналиев) трансгрессивное залегание отложений верхнего эоцена.

Более интенсивно эти движения проявились в Севано-Зангезурской тектонической зоне, где они вызвали инверсию в геотектоническом режиме. Центральные, наиболее прогнутые части среднеэоценовых прогибов испытали поднятие и превратились в область размыва (центральные поднятия), что сопровождалось формированием боковых прогибов – Лорийского и Памбакского. Эти поднятия и прогибы отчетливо выражены в современной структуре указанной зоны и отражены в рельефе обратными формами. Сравнительно слабо предпозднеэоценовые движения намечаются в Приараксинской тектонической зоне, но, тем не менее, и здесь верхнеэоценовые отложения во многих местах с эрозионным и небольшим угловым несогласиями ложатся на среднеэоценовые образования. После кратковременного перерыва в осадконакоплении, в позднем эоцене происходит трансгрессия и морские условия восстанавливаются по всей области альпийской складчатости Армении. Выделяются три фациальные зоны осадконакопления: в Приараксинской зоне отлагаются нормально-морские песчано-глинистые и карбонатные флишевые осадки; в Ехегнадзорском синклинории – туфоосадочные отложения; в Севано-Зангезурской зоне – различные вулканогенные образования, местами переслаивающиеся туфоосадочными породами.

В конце позднего эоцена и начале олигодена имели место новые, гораздо более интенсивные тектонические движения (главная пиренейская фаза), сыгравшие решающую роль в создании современной тектонической структуры Армении и Кавказа в целом и обусловившие полную инверсию в геотектоническом режиме.

Граница эоцена и олигодена была временем завершения геосинклинального режима не только на Кавказе, но и для всего альпийского Средиземноморского пояса, временем формирования современных крупных оротектонических элементов Кавказа – Предкавказского краевого прогиба, мегантиклинорного поднятия Большого Кавказа, Риони-Куринской межгорной впадины, сложно построенного мегантиклинорного поднятия Малого Кавказа и Среднеараксинской межгорной впадины.

В результате геантиклинального поднятия центральной части Малого Кавказа в конце эоцена произошла регрессия моря, а области осадконакопления сместились к юго-западу (в Среднеараксинскую впадину) и к северо-востоку (в Куринскую впадину). Поэтому олигоценовые морские отложения развиты только в указанных впадинах и прилегающих к ним районах поднятий Малого Кавказа. Центральная часть последнего превратилась в область размыва, и только в некоторых небольших остаточных прогибах в позднем

олигоцене произошло накопление лагунно-континентальных молассовых образований.

Поэтому олигоценовые морские отложения имеют гораздо меньшее распространение по сравнению с верхнеэоценовыми и залегают на последних (в бортовых частях синклиналий) трансгрессивно. В мульдовых частях прогибов между ними наблюдается постепенный переход.

Предолигоценовые тектонические движения обусловили также резкие изменения фаций: карбонатные фации верхнего эоцена замещаются терригенной молассой (ранние морские молассы) в олигоцене.

На рассматриваемом рубеже имели место мощные магматические процессы – как эффузивные, так и интрузивные. В это время произошло внедрение крупнейшего на Кавказе Мегри-Ордубадского гранитоидного плутона, Памбакского комплекса щелочных пород и ряда других интрузий кислого состава.

С магматической деятельностью связаны многие известные эндогенные месторождения: медно-молибденовые (Каджаран и др.), полиметаллические, железорудные.

Полезные ископаемые

Палеогеновые породы являются вмещающим многих рудных и нерудных полезных ископаемых.

Рудные полезные ископаемые в основном приурочены к Севано-Ширакской, Памбак-Зангезурской и Айоцзорской зонам. Рудообразовательные процессы были наиболее интенсивными в позднеэоценовое и раннеолигоценовое время. Именно в этом интервале формировалась значительная часть молибденовых, полиметаллических, золотоносных, золото-сурьмяно-полиметаллических и марганцевых руд Армении.

Из нерудных полезных ископаемых заслуживают внимания верхнеэоценовые (возможно, и нижнеолигоценовые) проявления стронция (целестин) и кварц-халцедоновые стяжения в кремнистых известняках и конкреции агата в измененных вулканогенно-осадочных породах.

Верхнеэоценовые и олигоценовые терригенные отложения Приараксинской тектонической зоны являются наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности. Во время опробования из них получены небольшие притоки газовых углеводородов.

Геологические и биотические события

Биостратиграфический и общегеологический анализы верхнепалеогеновых отложений региона позволяют сделать следующие выводы:

1. В палеогеновых отложениях Армении четко выделяются фаунистически хорошо охарактеризо-

ванные верхний эоцен (слои с *Nummulites fabianii*, *N. garnieri*, *Cribrohantkenina*, *Globorotalia coccaensis*, *G. cunialensis*, *G. certoazulensis*, многими руководящими формами моллюсков) и нижний олигоцен (слои с *Nummulites intermedius*, *N. vascus*, *Globigerina tapuriensis*, *Pectunculus (Axinia) pulvinata*, *Megatilotus crassatina*, *Helicoponto-sphaera reticulata*).

Верхний эоцен и олигоцен различаются своими литофациальными особенностями: в первом из них преобладают карбонатные породы, а во втором – терригенные. Наблюдается переход от флишевой формации к нижнемолассовой формации.

2. Граница эоцена и олигоцена проводится в подошве зоны *Globigerina tapuriensis* по планктонным фораминиферам и в подошве зоны *Nummulites intermedius* по нуммулитам. Основанием для такого заключения служат следующие факты:

а) зона *Globigerina tapuriensis* характеризуется полностью сформированным комплексом планктонных фораминифер олигоцена;

б) у нижней границы зоны *Nummulites intermedius* исчезают типичные верхнеэоценовые нуммулиты, дискоциклины, пеллатиспиры, оперкулины, гжибовский и появляются олигоценовые *N. intermedius* и *N. vascus initialis*;

в) выше рассматриваемого рубежа развит комплекс моллюсков (слои с *Variamussium fallax* и слои с *Pecten arcuatus*), представители которого – *Variamussium fallax* Korob., *Leda perovalis* Koen., *Nuculana perovalis* Koen., *N. lezginica* Korob., *Crassatella woodi* Koen., *Astarte dilatata* Phill. и др. – встречаются в нижней части майкопской серии (хадумский горизонт) Северного Кавказа, олигоценый возраст которой достоверен.

3. Нижняя часть зоны *Nummulites intermedius* (слои с *Nummulites vascus initialis*) содержит комплекс нуммулитид, переходный от верхнеэоценового к олигоценовому. Здесь особенно типичны предковые формы олигоценовых нуммулитов – *N. vascus initialis*, *N. fabianii retiatus*. По литологическим особенностям эта пачка также имеет переходный облик – от карбонатных отложений верхнего эоцена к терригенным отложениям олигоцена.

4. Моллюсковая фауна нижнего олигоцена Армении имеет большое сходство с фауной латдорфского "яруса" Германии, описанной А. Кёненом, а отложения латдорфского "яруса" Германии занимают стратиграфическое положение в основании олигоцена.

5. Присутствие в породах олигоцена, наряду с теплолюбивыми формами, и холодолюбивых моллюсков, а также определения палеотемператур изотопно-кислородным методом по раковинам моллюсков и нуммулитов верхнего эоцена и олигоцена свидетельствуют о постепенном похолодании климата на рубеже эоцена и олигоцена.

Регион XI

Азербайджан

Введение

Вопросы стратиграфии, палеонтологии, литологии и нефтегазоносности палеогеновых отложений Азербайджана освещены в ряде монографий и трудов [Агаларова, Джафаров, Халилов, 1940; К.А. Али-Заде, 1942, 1945, 1947; К.А. Али-Заде и др., 1972; А.А. Али-Заде, 1945, 1947; Азизбеков, 1961; Алиев, 1949; Халилов, 1956, 1962, 1967; Халилов, Мамедова, 1984; Багманов, 1963, 1966, 1980; Мамедов, 1967; Паффенгольц, 1979; Алиюлла и др., 1984; Шихлинский, 1985; Региональная стратиграфическая ..., 1989]. Перспективность на нефть и газ эоцен-олигоценного комплекса отложений и большой объем нефтегеологических работ в Среднекуринской депрессии, а также необходимость составления легенд для крупномасштабного картирования горно-рудных регионов Малого Кавказа потребовали проведения детального изучения фауны, флоры, уточнения стратиграфии, расшифровки палеогеологической и палеогеографической обстановок, а также решения других актуальных вопросов геологии палеогена.

Верхнеэоценовые и нижнеолигоценные отложения в Азербайджане, как и в других регионах Закавказья, имеют широкое распространение, выполняя все кайнозойские прогибы и мульды. Представлены они мергельно-глинистыми и глинисто-песчаными отложениями.

Рубеж эоцена и олигоцена соответствует границе двух региональных литостратиграфических подразделений – коунской и майкопской свит.

Литолого-стратиграфическая характеристика

На юго-восточном окончании Большого Кавказа верхнему эоцену соответствует верхнекоунская подсвита, литологически выраженная на Юнусдагской гряде зеленовато-серыми, зелеными и красно-бурыми глинами, в Шемахино-Кобыстанском прогибе – пестроцветными мергелистыми глинами с прослоями песчаников. В Северо-Восточном Азербайджане в разрезе верхнего эоцена значительно увеличивается карбонатность пород, встречаются пачки мергелей, сильнокарбонатных глин и известняков. Мощность верхнего эоцена в Северо-Восточном Азербайджане не превышает 35–40 м, а в Шемахино-Кобыстанском прогибе имеет 100–186 м (рис. 23–28).

В Среднекуринской впадине верхний эоцен вскрыт большим числом разведочных скважин в пределах Евлах-Агджабединского и Иори-Куринского прогибов, где он представлен карбонатными глинами с редкими прослоями песчаников; общая мощность до 410 м.

Верхнеэоценовые отложения присутствуют во многих прогибах Малого Кавказа. Фаунистически наиболее полно они охарактеризованы в разрезах Агджабединского прогиба, где представлены маломощными мергелистыми глинами и песчаниками (реки Кюракчай и Инджечай). В Нахичеванской впадине верхний эоцен распространен на ограниченных участках, он сохранился лишь в некоторых синклинальных мульдах (Тиркеш) и трансгрессивно перекрыт вулканогенно-осадочной толщей олигоцена.

В Горном Талыше к верхнему эоцену относятся песчаники, туфопесчаники, глины, туфы, туфобрекчии, эффузивные образования значительной мощности.

Верхний эоцен Азербайджана характеризуется развитием фораминифер, радиолярий, наннопланктона, остракод, двустворчатых моллюсков и других ископаемых организмов. Неодинаковая степень распространения упомянутых групп фауны и флоры находит отражение в выделении и прослеживании зон, местных стратиграфических подразделений, фаунистических комплексов и в соотношении подразделений, выделенных по различным группам ископаемых.

По планктонным фораминиферам намечается двухчленное деление верхнего эоцена: нижняя зона *Globigerapsis tropicalis* и верхняя – *Globigerina officinalis*. Верхняя зона, вероятно, относится к регионально-стратиграфическим подразделениям, поскольку видовой состав сильно изменчив, и в ряде регионов примерно на этом уровне выделяется зона *Bolivina antegressa*. В Среднекуринской депрессии в основании верхнего эоцена прослеживается комплекс планктонных фораминифер с *Globigerapsis semiinvoluta*. Зона характеризуется присутствием *Globigerapsis tropicalis* Banner et Blow, *G. index* (Finl.), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. subcorpulenta* Chalil., *G. galavisi* Bermudez, *G. irregularis* Subb., *Globorotalia centralis* Cushm. et Bermudez, *G. kirovabadensis* Chalil.

Для региональной зоны *Globigerina officinalis* типично развитие мелких глобигеринид и пышный расцвет *Bolivina*.

| СИСТЕМА | | ОБЩАЯ ШКАЛА | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | МОЩНОСТЬ, М | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ |
|----------|---------------|---------------|----------------|---------------------|------------------------|-------------|--|--|
| ПАЛЕОГЕН | ОЛИГОЦЕН | ОТДЕЛ, | ПОДОТДЕЛ | | | | | |
| ЭОЦЕН | НИЖНИЙ | G. tropicalis | G. tarutiensis | C. schischkinskayae | Майкопская | 90 | Глины темно-серые, слоистые, омарганцованные. Прослойки песчаников | <i>Caucasina schischkinskayae</i> , <i>Cibicides refulgens</i> , <i>Baggina iphigenia</i> , <i>Pseudohastigerina micra</i> , <i>Cytheropteron sp.</i> , <i>Cythereis sp.</i> , <i>Pontocypris sp.</i> , зубы и обломки костей рыб |
| | | | | | | | | |
| Верхний | G. tropicalis | B. antegressa | Коунская | C. schischkinskayae | Майкопская | 125 | Глины зеленовато-серые, с редкими прослоями песчаников среднезернистых | <i>Globigerina corpulenta</i> , <i>G. corpulentiformis</i> , <i>G. officinalis</i> , <i>G. ouachitaensis</i> , <i>G. posttriloculinoides clinata</i> , <i>Bolivina antegressa</i> , <i>B. nobilis</i> , <i>Marginulina subbulata</i> , <i>Nonion agderensis</i> , <i>N. curviseptum</i> , <i>Uvigerina pygmaea</i> , <i>U. hispida</i> , <i>Eponides subumbonatus</i> , <i>Planulina costata</i> , <i>Cibicides perlucidus</i> |
| | | | | | | | | |

Рис. 23. Разрез Инжечай

| СИСТЕМА | | ОБЩАЯ ШКАЛА | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | МОЩНОСТЬ, М | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ |
|----------|---|---|---|---|--|---|--|---|
| ПАЛЕОГЕН | ОЛИГОЦЕН | ОТДЕЛ | ПОДТЕЛ | | | | | |
| ЭОЦЕН | ВЕРХНИЙ | G. tropicalis | B. antegressa | C. schischkinskayae | Майкопская | 20 | Глины, песчаники | <i>Globigerapsis tropicalis</i> , <i>G. index</i> , <i>Globigerina corpulenta</i> , <i>G. subcorpulenta</i> , <i>G. pseudoeocaena</i> , <i>G. eocaena</i> |
| | | | | | | | | |
| НИЖНИЙ | 30 | Глины пепельно-серые | <i>Planorbella</i> sp., <i>Globigerina tumbeli</i> , <i>G. ouachitaensis</i> , <i>G. praebulloides</i> , <i>Nonion pseudomartkobi</i> , <i>N. insolutum</i> | | | | | |
| | | | | ОЛИГОЦЕН | 80 | Глины буровато-серые, с прослоями песчаников и мергелей | <i>Caucasina schischkinskayae</i> , <i>Nonion pseudomartkobi</i> , <i>N. dosularensis</i> , <i>Bolivina binaensis</i> , <i>Elphidium oligocaenicum</i> , <i>Chilostomella normalis</i> , <i>Rotalia binaensis</i> , <i>R. zeivensis</i> , <i>R. diverposita</i> , <i>R. novemocamerata</i> | |
| 300 | Переслаивание глин желтовато-серых и песчаников с налетом ярозита | <i>Caucasina schischkinskayae</i> , <i>Nonion maragaensis</i> , <i>N. pseudomartkobi</i> , <i>N. dosularensis</i> , <i>Bolivina bottgeri</i> , <i>B. azerbaidjanica</i> , <i>Chilostomella sexocamerata</i> | | | | | | |
| | | | 140 | Глины темно-серые, песчанитые, с прослоями среднезернистых песчаников | <i>Chilostomella normalis</i> , <i>Rhizammina indivisa</i> , <i>Nonion ex gr. dendriticus</i> , <i>Gyroidina soldanii</i> , <i>Rettenina zeivensis</i> , <i>Pontocypris</i> sp., <i>Cytheridea</i> sp. | | | |

Рис. 24. Разрез Зейва

| СИСТЕМА | | ПАЛЕОГЕН | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|---------|-------------------|---------------|---|---|--|-----|--------|--|---|--------|----------------|---------------|------------|--------------|--|-----|--------|--|--|
| ОТДЕЛ | ПОДТЕЛ | ОЛИГОЦЕН | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ОБЩАЯ ШКАЛА | | НИЖНИЙ | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ЗОНА | | ЗОНА | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| По фораминиферам | | По фораминиферам | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| По наннопланктону | | По наннопланктону | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| По фораминиферам | | По фораминиферам | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| По наннопланктону | | По наннопланктону | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ГОРИЗОНТ | | Хадумский | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | | Хадумский | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| МОЩНОСТЬ, М | | Хадумский | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | | Хадумский | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ | | Хадумский | | РЕГИОН-АЛЬНАЯ ШКАЛА | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ЭОЦЕН | СРЕДНИЙ | ВЕРХНИЙ | G. tropicalis | D. barbadiensis I. recurvus Sp. pseudoradians | Ch. oamatuensis I. recurvus Sp. pseudoradians | | 270 | (3610) | Глины светло-серые, голубовато-зеленые, известковистые, с прослоями мергелей | <i>Coccolithus eoelagicus</i> , <i>Cyclococcolithina formosa</i> , <i>Discoaster barbadiensis</i> , <i>D. saipanensis</i> , <i>D. deflandrei</i> , <i>Isthmolithus recurvus</i> , <i>Sphenolithus furcatolitoideis</i> , <i>Helicoponthosphaera seminulum</i> , <i>H. reticulata</i> | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | НИЖНИЙ | G. tapuriensis | H. reticulata | G. tumbeli | Ch. normalis | | 220 | (3310) | Глины темно-серые, слонистые, известковистые, с прослоями мергелей | <i>Coccolithus eoelagicus</i> , <i>Cyclococcolithina formosa</i> , <i>Coranullus germanicus</i> , <i>Coccolithus subdistichus</i> |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Рис. 26. Разрез скважины Дамиртапа-Удабно-2

| СИСТЕМА | | ПАЛЕОГЕН | | ОБЩАЯ ШКАЛА | |
|-------------------------------|--------|---|--|-------------------------------|--|
| ОТДЕЛ | ПОДТЕЛ | ОЛИГОЦЕН | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПОДТЕЛ | | НИЖНИЙ | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО ФОРМИНИФЕРАМ | | G. tapuriensis | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО НАННОПЛАКТОНУ | | H. reticulata | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО ФОРМИНИФЕРАМ | | G. subdistichus | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО НАННОПЛАКТОНУ | | G. tumbeli | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО ФОРМИНИФЕРАМ | | Ch. normalis | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ПО НАННОПЛАКТОНУ | | G. subdistichus | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ГОРИЗОНТ | | Хадумский | | РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | | | | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | |
| МОЩНОСТЬ, М | | 240 | | МОЩНОСТЬ, М | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | | Глины темно-серые, черные, в нижней части известковистые | | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | |
| ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ | | <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Cyclococcolithina formosa</i> , <i>Isthmolithus recurvus</i> , <i>Helicoponthosphaera sp.</i> , <i>Lanternitus sp.</i> | | ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | | | | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА | |
| МОЩНОСТЬ, М | | 200 | | МОЩНОСТЬ, М | |
| ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | | Глины известковистые, темно-серые, песчанистые, с редкими прослоями мергелей | | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА | |
| ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ | | <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Cyclococcolithina formosa</i> , <i>Discoaster saipanensis</i> , <i>D. barbadiensis</i> , <i>Isthmolithus recurvus</i> , <i>Chiasmolithus oamaruensis</i> | | ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ | |

Рис. 27. Разрез скважины Зардоб-4

Зональное деление верхнего эоцена Азербайджана по нуммулитам провести пока не удастся. Верхнеэоценовый комплекс представлен *Nummulites fabianii* Prev., *N. rectus* Curry, *N. budensis* Hant., *N. paradashensis* Mamed.

По наннопланктону выделяется три зоны: *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Sphenolithus pseudoradians*. Нижние две зоны, вероятно, соответствуют фораминиферовой зоне *Globigerapsis tropicalis*.

В зоне *Chiasmolithus oamaruensis* встречаются *Cyclococcolithina formosa* (Kampt.), *Chiasmolithus oamaruensis* Defl., *Ch. grandis* Bram. et Riedel, *Discoaster deflandrei* Bram. et Riedel, *D. saipanensis* Bram. et Riedel, *D. tani tani* Bram. et Riedel.

Зона *Isthmolithus recurvus* устанавливается по присутствию *Neococcolithus dubius* Defl., *Isthmolithus recurvus* Defl., *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. tani nodifer* Bram. et Riedel, *D. saipanensis* Bram. et Riedel, *Sphenolithus predistentus* Bram. et Wilcoxon.

Для зоны *Sphenolithus pseudoradians* характерно присутствие *Helicopontosphaera compacta* Bram. et Sull., *H. intermedia* (Martini), *H. reticulata* Bram. et Sull., *Sphenolithus pseudoradians* Bram. et Wilcoxon, *Discoaster saipanensis* Bram. et Riedel, *D. barbadiensis* Tan Sin Hok.

Отложения олигоценового возраста в Азербайджане выражены в майкопской фации и имеют широкое распространение. Они обнажаются на юго-восточном Кавказе, на Малом Кавказе, в Горном Талыше, а также вскрыты большим числом разведочных скважин на северо-востоке Азербайджана и в Среднекуринской депрессии.

В основании майкопской свиты песчано-глинистую пачку во многих разрезах относят к хадумскому горизонту. Этот горизонт и весь олигоцен наиболее полно палеонтологически охарактеризован в предгорьях Малого Кавказа, где Д.М. Халилов [1962] в нижнем майкопе выделил хадумский горизонт (с мелкими *Globigerina* и *Planorbella*), представленный серыми, темно-серыми карбонатными глинами с редкими прослоями песчаников общей мощностью около 35 м. В этих слоях встречаются *Globigerina officinalis* Subb., *G. tumbili* Chalil., *Elphidium oligocaenicum* Chalil., *Baggina iphigenia* (Samoil.).

Выше залегают песчаники и глины слоев с *Caucasina schischkinskayae oligocaenica*, относящиеся к аджидаринской свите. Из этих слоев К.А.Али-Заде отмечает находки *Nuculana crispata* Koen., *Astarte kickxi* Nyst, *Chlamys belicostatus* Wood., *Gryphaea brongniarti queteleti* Nyst.

Сланцеватые карбонатные глины нижнего олигоцена Северо-Восточного Азербайджана мощностью около 100 м (разрез Казмакрыз) содержат мелкие глобигерины, *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.) и остатки рыб. Южнее карбонатность пород значительно уменьшается.

В пределах Апшеронского полуострова в коричневых и темно-серых глинах встречаются

Globigerina tumbili Chalil., *G. officinalis* Subb., *G. ouachitaensis* Howe et Wallace, *Bolivina antegressa minor* Chalil., *Rotalia mexicana caucasica* Chalil., *R. zeivensis* Chalil.

Западнее (в бассейне р. Гирдыманчай) низы майкопской свиты представлены серыми и зеленоватосерыми карбонатными глинами с *Globigerina postcretacea* Mjatl., *G. officinalis* Subb., *Rotalia zeivensis* Chalil., *Bolivina antegressa minor* Chalil.

Нижний олигоцен в Талыше сложен песчано-глинистыми осадками с богатыми остатками листовой флоры. Здесь мощность хадумского горизонта достигает 300–400 м, в его составе участвуют туфопесчаники и глинистые сланцы. Микрофаунистически характеризуется присутствием *Globigerina officinalis* Subb., *G. praebulloides* Blow, *Caucasina schischkinskayae oligocaenica* Chalil., *Bolivina dentata* Subb., *Asterigerina falcilocularis* Subb., *Cibicides amphisyliensis* (Andr.), *Rotalia mexicana caucasica* Chalil., *R. hexocamerata* Chalil.

Комплекс фораминифер хадумского горизонта Малого Кавказа и Талыша позволяют провести сопоставление одноименных отложений.

В погребенных структурах Среднекуринской депрессии прослеживаются фации предгорий Малого Кавказа.

Палеогеографическая обстановка

Анализ литофаций, фауны и флоры, геотектонического режима позднего эоцена и раннего олигоцена Азербайджана позволяет осветить вопросы палеогеографии и распространения различных литологических типов осадков (рис. 29–32).

В конце эоцена на заключительном геосинклинальном этапе развития Кавказа территория Азербайджана в значительной степени была покрыта морем, по площади несколько уступавшем среднеэоценовому бассейну. Этот единый бассейн характеризовался свободным сообщением между отдельными областями прогибания и относительного воздымания. Геоантиклиналы Главного Кавказского хребта, Малого Кавказа и Талыша представляли собой сушу – области сноса терригенного материала. Широкая связь отдельных частей бассейна определила сходство по составу фаунистических комплексов. Тем не менее в позднеэоценовом едином бассейне Азербайджана наблюдается обособление ряда регионов, в которых формировались различные осадочные и вулканогенно-осадочные формации. Осадконакопление происходило и в зоне шельфа, и на материковом склоне.

Позднеэоценовая бурная вулканическая деятельность в Талыше привела к формированию мощных вулканогенно-осадочных образований. Предмалокавказский, Иори-Куринский, Евлах-Агдабединский, Шемаха-Апшеронский регионы представляли собой глубокие прогибы, в которых накапливались карбонатные глинистые осадки. Существующие подводные поднятия и участки,

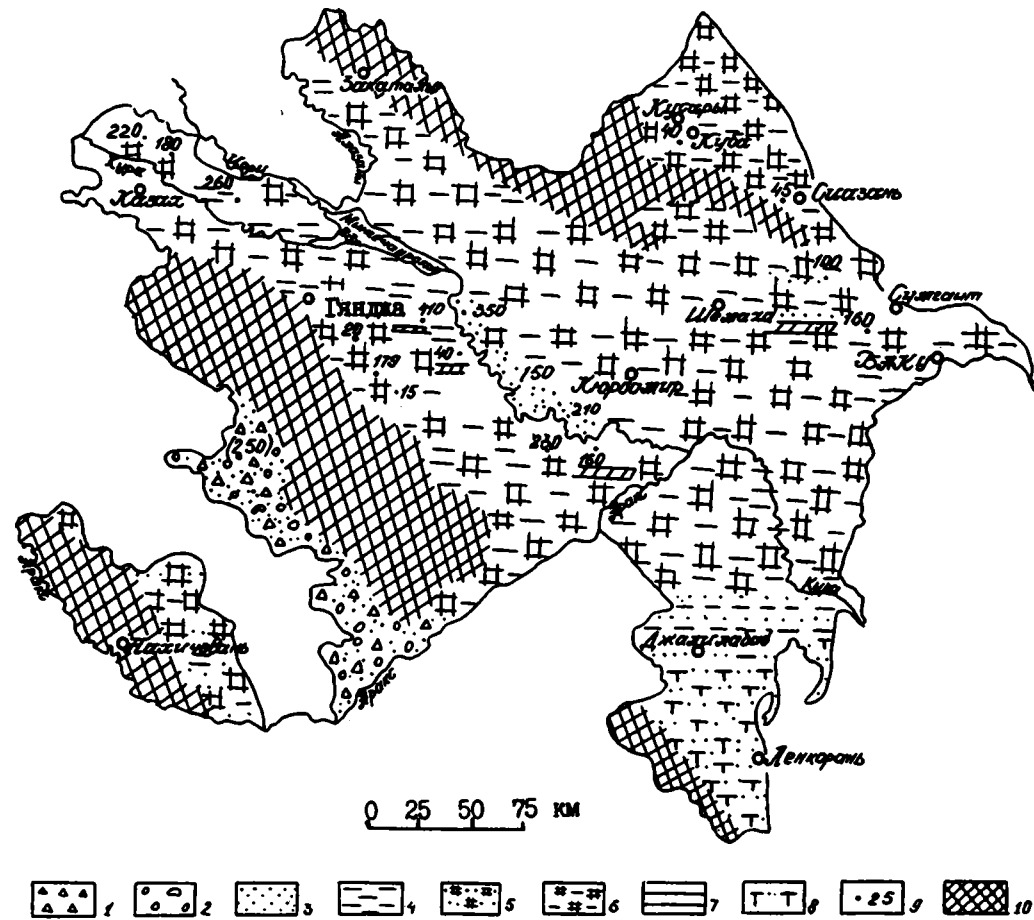


Рис. 29. Литолого-фациальная карта верхнезоеновых отложений Азербайджана

1 – брекчии; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – аргиллиты и глины; 5 – песчаники известковистые; 6 – аргиллиты и глины известковистые; 7 – мергели; 8 – вулканогенно-терригенные породы; 9 – мощность истинная, м; 10 – области сноса

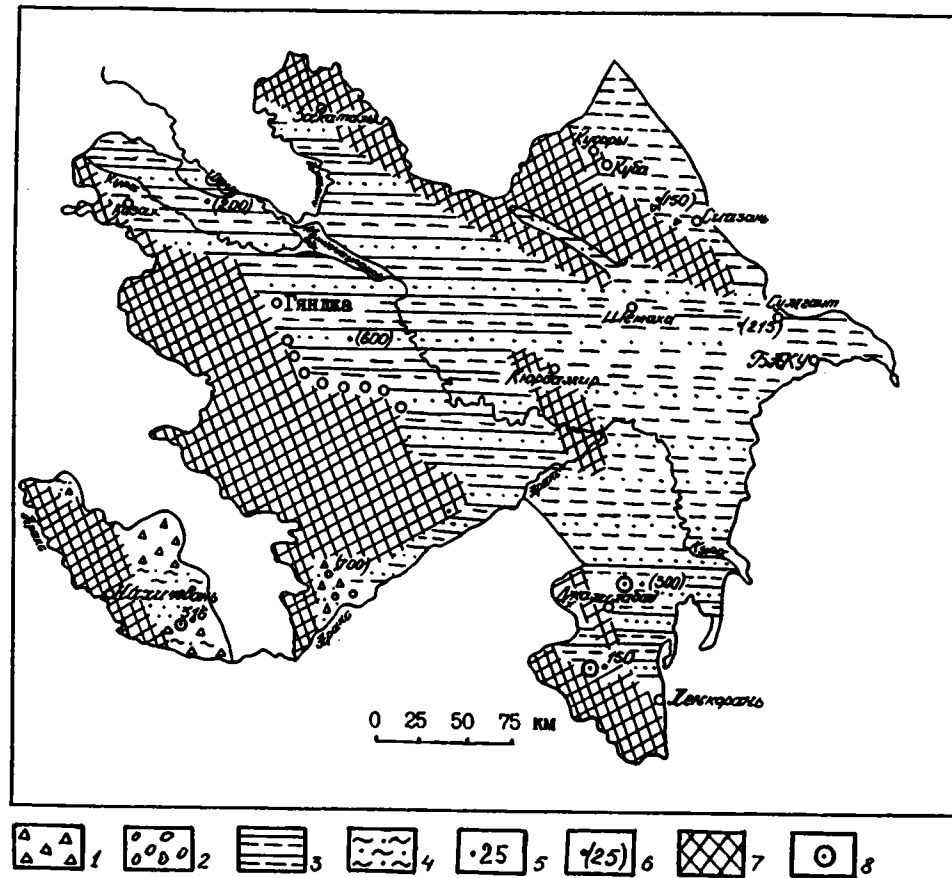


Рис. 30. Литолого-фациальная карта нижнеолигоценовых отложений Азербайджана
 1 – брекчии; 2 – конгломераты; 3 – чередование песков, аргиллитов и глин; 4 – туфы, туфопесчаники; 5, 6 – мощность, м: 5 – истинная, 6 – видимая; 7 – области сноса; 8 – опорные разрезы

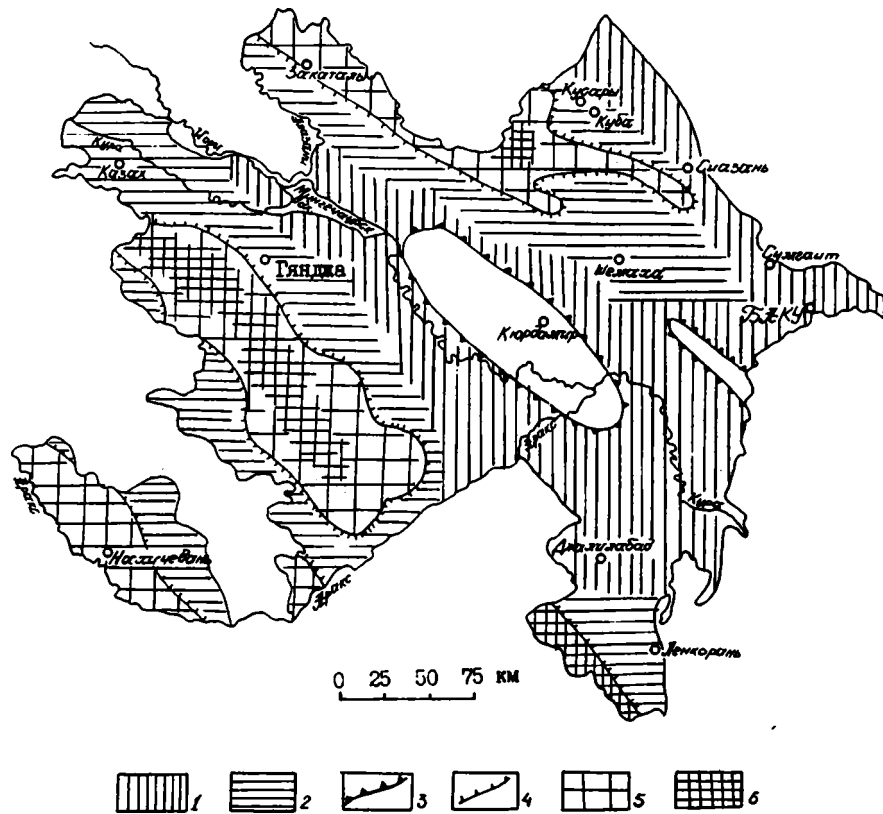


Рис. 31. Палеогеографическая карта позднего эоцена Азербайджана

Условные обозначения к рис. 31 и 32

1 – внешняя зона шельфа и материковый склон; 2 – внутренняя зона шельфа; 3 – подводные поднятия; 4 – контуры береговой линии; 5, 6 – горы: 5 – низкие, 6 – высокие

расположенные вблизи береговой линии, служили источниками сноса грубой фракции. Эрозия низкого мелкогогористого и равнинного рельефа прилегающей Малокавказской суши и размыв глинисто-карбонатных пород в области Кавказа нашли отражение в формировании отложений верхнего эоцена.

В конце эоцена – начале олигоцена в области Азербайджана, как и во многих других регионах Кавказа, наступает новый этап в осадконакоплении и развитии фаунистических и флористических комплексов. Этот этап связан с изменениями гидрохимических, гидрофизических, биохимических условий водной среды и с формированием моласс майкопского бассейна.

В ряде районов предгорий Большого и Малого Кавказа отмечается трансгрессивное залегание олигоцена на верхнеэоценовых и более древних отложениях, а в предгорных прогибах и межгорной депрессии имеет место постепенный переход от верхнекоунской подсытки к хадумскому горизонту.

История геологического и тектонического развития

Палеотектонический анализ показывает, что поздняя стадия геосинклинального цикла развития Азербайджана в позднем эоцене ознаменовалась дальнейшим разрастанием складчатых областей Большого и Малого Кавказа и прогибанием Куринской впадины. За это же время четко намечается формирование передовых и межгорных прогибов, а также наложенных мульд, в которых накапливались тонкообломочные осадки (рис. 33).

В Прикаспийско-Кубинской области формируется Кайнарджинский передовой прогиб и происходит дальнейшее прогибание Кусаро-Дивичинской наложенной мульды. Темп погружения первой структуры превышал в два раза темп погружения второй, где мощность верхнего эоцена в два раза меньше. Отложения верхнего эоцена в пределах Кайнарджинского прогиба состоят из сильноизвестковистых глин, мергелей, песчаников, имеющих флишевое строение, мощностью 80 м, что указывает на условия их формирования в неглубоководном бассейне. К югу от этого прогиба находилась Шахдаг-Тенгалты-Бешбапмакская суша, выступавшая в виде удлиненного полуострова. Продукты ее размыва (конгломераты и грубозернистые песчаники) встречаются в верхнем эоцене по р.Кемалчай – притока р.Джагоджикчай. В Шахдагской зоне (Будугская синклинали) поздний эоцен Кусаро-Дивичинской наложенной мульды представлен равномерным чередованием мергелей, глин, алевролитов; мощность 35-40 м.

Отложения верхнего эоцена пользуются широким развитием в пределах Апшеронского периклиналильного прогиба, составляющего юго-восточное продолжение геоантиклинального поднятия Большого Кавказа. В позднеэоценовое время этот прогиб имел сложное тектоническое строение (в нем

закладывались антиклинальные поднятия и синклинали). Здесь накапливались флишевые карбонатно-терригенные отложения, названные И.М. Губкиным верхнекоунскими слоями. Представлены эти слои зеленоватыми и красно-бурыми сланцеватыми глинами и мергелями с прослоями алевролитов. Мощность от 50 до 90 м.

К западу от Апшеронского периклиналильного прогиба в Шемахино-Кобыстанской области в позднеэоценовое время формировался передовой прогиб, где разрез состоит из глинисто-мергельных и алевролитовых отложений. Позднеэоценовое море узким заливом проникало также в область погребенного Ленгезиз-Алятского поднятия (Ширванское поднятие, по В.Е. Хаину), благодаря чему в этой части Шемахино-Кобыстанского прогиба в разрезе верхнего эоцена учащаются слои алевролитов и песчаников. Обширной областью прогибания в позднем эоцене была Прикуринская депрессия, тектоническое строение которой отличалось сложностью и разномасштабностью прогибания и воздымания в отдельных ее частях. В центре депрессии находилось погребенное Саатлы-Кюрдамирское поднятие, испытывавшее относительное воздымание, где накапливались маломощные верхнеэоценовые отложения. Представлены они мергелями, мергелистыми глинами и песчаниками. Аналогичная литофация прослеживается и в остальных частях депрессии, но мощность сильно варьирует от 20-30 до 300-400 м, что указывает на неравномерный характер прогибания отдельных частей депрессии.

В позднем эоцене крупные геотектонические события происходили в Талышской зоне, где в результате ее усиленного прогибания накапливались мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. На юге Талыша имели место крупные подводные излияния порфировых трахиандезитобазальтов и лейцитовых трахиандезитов; мощность 1000-1200 м. Пирокластическая фация их состоит из вулканогенных брекчий и туфов. На севере Талыша накапливалась туфогенно-осадочная толща с базальным конгломератом, трансгрессивно перекрывающая средний эоцен. Она состоит из туфов, туфопесчаников, глин, глинистых сланцев, мергелей и известняков. Мощность около 1000 м.

В вулканогенно-осадочной формации верхний эоцен представлен в Южной Мугани к северу от Талыша, но здесь масштаб прогибания был ограниченный, о чем свидетельствует небольшая мощность этих образований – 250-300 м.

Сравнительно крупный прогиб в позднеэоценовое время возник в юго-западной части Малого Кавказа, заполненный осадочными образованиями. Они распространены в районах селений Догтумас, Чёрели, Агбас, Искендербеиди, Алигулишаги, а также в Кубатлинской зоне. Здесь верхний эоцен представлен аргиллитами, алевролитами, глинистыми известняками и сланцами. Разрез имеет флишеидный характер. Общая мощность

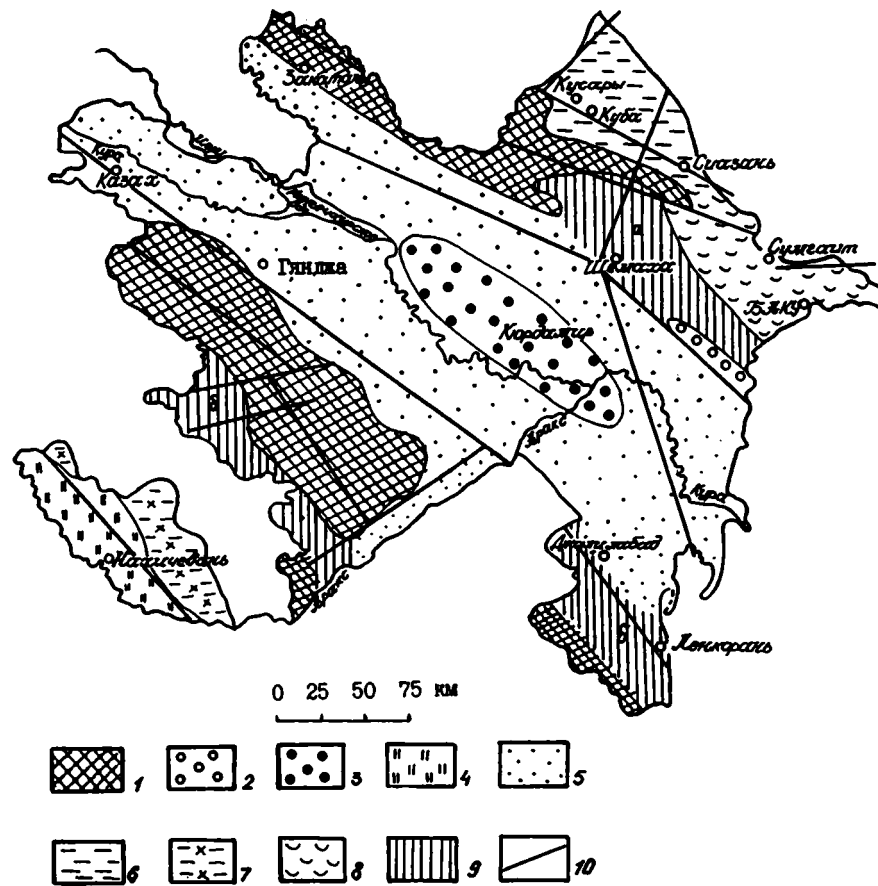


Рис. 33. Палеотектоническая карта поздней стадии геосинклинального цикла Азербайджана (верхний эоцен)

1, 2 – геоантиклинальные поднятия, испытавшие: 1 – абсолютное воздымание, 2 – относительное воздымание с маломощным разрезом верхнего эоцена; 3 – погребенное поднятие, испытавшее слабое опускание с маломощным разрезом верхнего эоцена; 4 – субплатформенное поднятие, испытавшее слабое абсолютное воздымание без осадков верхнего эоцена; 5–9 – прогибы поздней стадии геосинклинального цикла: 5, 6 – наложенные мульды, выполненные формациями: 5 – терригенной, 6 – вулканогенно-терригенной; 7 – периклиналиный прогиб, выполненный терригенной флишевой формацией; 8 – передовой прогиб, выполненный терригенно-карбонатной формацией; 9 – межгорные прогибы, выполненные терригенно-карбонатной (а) и вулканогенно-терригенной (б) формациями (см. карту); 10 – глубинные разломы

верхнего эоцена 160 м. В Сарыбабинском и Тоургачайском синклиниях по древним разломам происходило внедрение мелких тел кварцевых диоритов.

В Нахичеванской области породами верхнего эоцена сложена наложенная мульда, испытывавшая усиленное прогибание, в результате чего накопилась мощная (650-700 м) толща туфоконгломератов, туфопесчаников и осадочных пород – песчаников, аргиллитов, глин и известняков. Учитывая, что эта мульда своим одним краем перекрывает Нахичеванскую субплатформу, ее можно было бы назвать и краевым прогибом.

В позднеэоценовое время Большой и Малый Кавказ испытали достаточно заметное воздымание, приведшее к замыканию прогибов, в которых до этого сравнительно длительное время (с верхнего мела) накапливались флишевые образования. В обоих регионах были созданы крупные участки суши, послужившие источниками сноса терригенного материала.

Формирование массивов суши, различных по масштабам, типам прогибов и эффузивной деятельности, сопровождалась сильной активностью глубинных разломов, как продольных, так и поперечных.

Рубеж между эоценом и олигоценом на территории Азербайджана, как и в других регионах Альпийского пояса, характеризуется геологическими событиями, коренным образом изменившими геотектонический режим. В это время по глубинным разломам сформировались крупные складчато-глыбовые поднятия, определившие положение передовых, межгорных, предгорных и периклинальных прогибов. На участках геоантиклинальных поднятий возникли хорошо выраженные орографические сооружения, послужившие позднее источниками сноса терригенного материала (рис. 34).

С усилением воздымания юго-восточного замыкания Большого Кавказа и Малого Кавказа в прогибах накапливались мощные песчано-глинистые молассы.

На рубеже между эоценом и олигоценом произошли складкообразовательные процессы, послужившие причиной несогласного и трансгрессивного залегания нижнего олигоцена на верхнеэоценовых и более древних породах. В предраннеолигоценовое время на отдельных участках эоценовые, палеоценовые и даже верхнемеловые отложения подверглись размыву.

Нижний олигоцен Азербайджана почти повсюду начинается хадумским горизонтом, содержащим хорошо сохранившиеся остатки планорбелл. В Прикаспийско-Кубинской области в результате подъема значительно расширился Тенги-Бешбармакский антиклинорий, превратившийся в крупный источник сноса грубообломочного терригенного материала. Здесь размыву подверглись не только отложения позднего эоцена, но также палеоцена, мела, юры. В пределах Кайнарджинского

передового прогиба в нижней части хадумского горизонта мощностью 50-100 м прослеживаются песчаные слои и пласты брекчии, состоящие из неокатанных крупных обломков юрских, меловых и нижнепалеогеновых пород, принимавших участие в строении указанного антиклинория. В предхадумское и в хадумское время осушились бассейны, занимавшие синклинальные структуры Шагдагской зоны (Будуг, Казмакрыз и др.), где до этого накапливались позднеэоценовые отложения.

В пределах Апшеронского периклинального прогиба между хадумским горизонтом и верхнеэоценовыми отложениями наблюдается постепенный и согласный переход, хорошо прослеживаемый в районе горы Уч-тепе на берегу оз. Ах-чала. Д.В. Голубятников эту пачку назвал "переходными слоями". В хадумское время неравномерному усиленному прогибанию подвергался Шемахино-Кобыстанский прогиб, где мощность хадумского горизонта превышает 360 м. В южной части прогиба отмечается увеличение в разрезе песчаных образований, связанное, по-видимому, с близостью Ширванской суши и ныне погребенного Кюрдамирского гравитационного максимума силы тяжести.

Характер контакта между верхнеэоценовыми и нижнеолигоценовыми породами в этой области весьма различен благодаря тектонической расчлененности дна прогиба. Там, где к этому времени были сформированы антиклинальные структуры, на верхнем эоцене располагаются отложения нижнего олигоцена (к югу от горы Кублядаг). В северной части прогиба нижнеолигоценовые слои с угловым несогласием перекрывают верхнемеловые образования. Подобный контакт отмечается и в южной бортовой части Шемахино-Кобыстанского прогиба, где нижний олигоцен залегает на верхнемеловых отложениях (складчатая зона Шабиан-Келахан).

На рубеже позднего эоцена и раннего олигоцена усиленному воздыманию подверглась Вагдамская геоантиклиналь, в хадумское время поставившая терригенный материал в Шемахино-Кобыстанский прогиб. Неравномерное прогибание в хадумское время испытала Курунская депрессия. На Мурадханлинском, Зардобском и Амирахском погребенных поднятиях между верхнеэоценовыми и нижнеолигоценовыми породами отмечается согласное залегание, а несколько севернее, в пределах Джарлинского, Сорсорского и Караджалинского поднятий олигоцен вообще отсутствует. Отложения нижнего олигоцена в Мурадханлах, Зардобе и Амирахе состоят в основном из глин мощностью до 100 м.

Нижнеолигоценовые отложения в согласном залегании с верхнеэоценовыми прослеживаются на многих структурах междуречья Куры и Иори, испытывавшего усиленное прогибание в олигоцене; мощность олигоцена здесь более 1000 м. Вскрытая мощность нижнего олигоцена превышает 100-150 м (глины с тонкими прослоями алев-

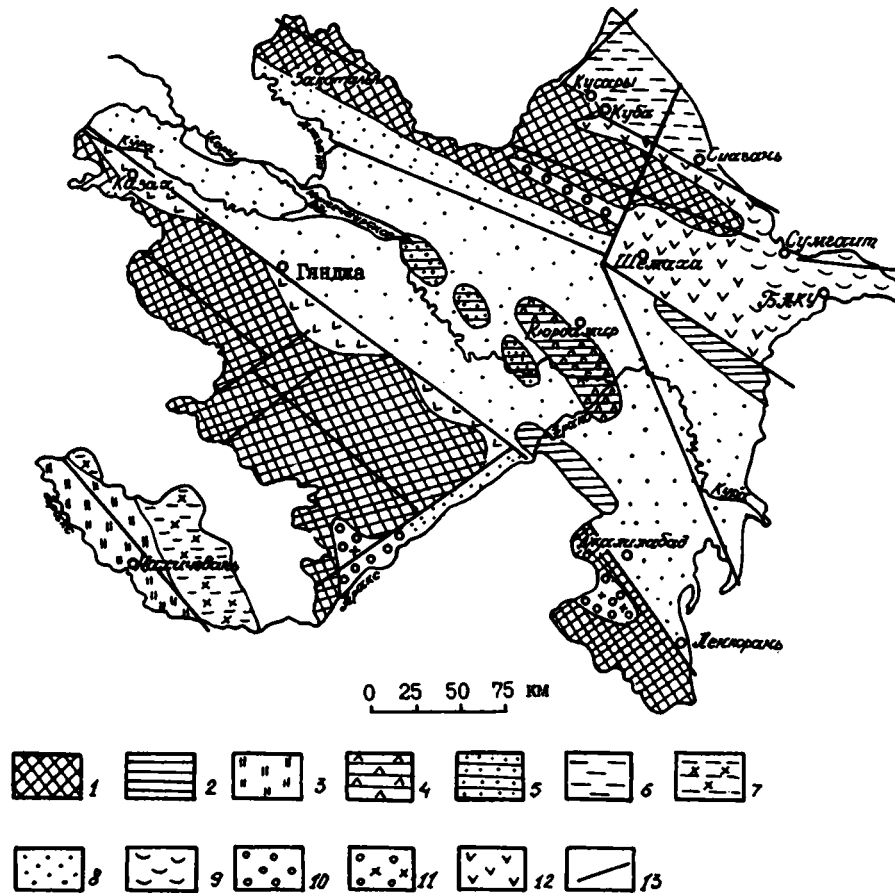


Рис. 34. Палеотектоническая карта ранней стадии орогенного цикла Азербайджана (олигоцен)

1,2 – геантиклинальные поднятия, испытавшие: 1 – абсолютное воздымание, 2 – относительное воздымание с маломощным разрезом нижнего олигоцена; 3 – субплатформенное поднятие, испытавшее слабое абсолютное воздымание; 4,5 – погребенные поднятия, испытавшие: 4 – слабое абсолютное воздымание, без осадков нижнего олигоцена, 5 – относительное воздымание, с маломощным разрезом осадков нижнего олигоцена; 6–12 – прогибы ранней стадии орогенного цикла: 6 – наложенная мульда, выполненная вулканогенно-осадочной формацией, 7,8 – межгорные прогибы, выполненные формациями: 7 – вулканогенно-осадочной, 8 – терригенной; 9 – периклинальные прогибы, выполненные терригенной формацией; 10,11 – внутригорные прогибы, выполненные формациями: 10 – терригенной, 11 – вулканогенно-осадочной; 12 – предгорные прогибы, выполненные терригенной формацией; 13 – глубинные разломы

ролитов и песчаников).

Сложное геотектоническое развитие в раннеолигоценое время испытал Малокавказский сегмент, когда область Малого Кавказа интенсивно воздымалась. Масштаб этого подъема по крупным разломам превышал размер такового в пределах Большого Кавказа. Об этом свидетельствует накопление мощной толщи песчано-глинистых и конгломератовых пород олигоцена в передовых прогибах Малого Кавказа. В прогибах, расположенных западнее и восточнее г. Гянджа (Кировабад), хадумские слои с планорбеллами, фораминиферами и остракодами представлены глинами, песчаниками, гравелитами, конгломератами и брекчиями. В ряде мест между эоценом и нижним олигоценом имеет место угловое несогласие до 10–15°.

В Агджакендском прогибе мощность грубообломочных отложений значительно возрастает. Отмечается быстрое изменение фациального облика отложений – отдельные пачки конгломератов часто выклиниваются и переходят в глинистые, песчаные и гравелитовые слои. В окрестностях сел. Гюрзальяр из хадумских песчаников К.А. Али-Заде описал богатую конхилиофауну латдорфского облика. После некоторого возрастания объема глинистого материала и уменьшения роли грубообломочных разностей пород в районе долины р. Тер-тер снова доминируют песчаные образования. Разрез хадумского горизонта в Агдамской зоне в основном состоит из глинистых пород с прослоями песчаников. Подобное резкое изменение фаций от одного прогиба к другому указывает на неравномерное воздымание отдельных блоков Малого Кавказа.

Явно выраженный перерыв и несогласное залегание между нижнеолигоценовыми и более древними породами наблюдается в предгорьях Малого Кавказа на структурах, ориентированных субмеридиально (Биргезская, Адждеринская, Чалуслагская, Инджачайская "структурные косы"), где грубообломочные породы нижнего олигоцена трансгрессивно и несогласно перекрывают меловые отложения указанных структур. В то же время в прогибах переход между эоценом и нижним олигоценом постепенный, без видимого углового несогласия.

В раннеолигоценое время областью накопления осадков был Араксинский прогиб, где отложения олигоцена развиты по долинам рек Акера и Базарчай до сел. Кубатлы. Контакт их с подстилающими слоями нигде не обнажен, однако наличие хадумского горизонта вполне вероятно. Литологически олигоцен представлен песчано-конгломератовой толщей с прослоями глин и с примесью туфогенных образований. Поскольку мощность всего олигоцена в Нижнеараксинской депрессии доходит до 1000 м, есть основание предполагать, что мощность нижнего олигоцена (начальная стадия орогенного этапа развития Ма-

лого Кавказа) превышает 200-300 м. Эти цифры указывают на величину прогибания депрессии в данное время.

Нижнеолигоценые отложения распространены в юго-восточной части Нахичеванского прогиба – на Неграмском плато, в нижнем течении р. Алинджачай, в районе горы Дарры-даг. По данным Ш.А. Азизбекова, нижний олигоцен состоит из туфобрекчий с прослоями туфопесчаников, мощность до 450 м. В туфопесчаниках выделен выдержанный по площади "пальмовый" горизонт, содержащий остатки листьев пальм *Sabal* и *Trachycarpus*, папоротников *Blechnum*, а также покрытосеменных – лавровых, буковых и др. [Ахметьев, Запорожец, 1989]. Литофациальный состав нижнего олигоцена Нахичевани явно указывает на эвгеосинклиальные условия геотектонического развития региона. Между верхним эоценом и нижним олигоценом в районе сел. Шурут отмечаются постепенный переход и согласное залегание.

Сложное геотектоническое развитие в раннем олигоцене испытал Талыш, где хадумские отложения распространены в Ярдымлинском и Астраханбазарском синклиниях. Отложения нижнего олигоцена в Ярдымлинском синклинии представлены глинисто-песчаными образованиями с прослоями вулканических пеплов, туфов и мергелей мощностью от 200 до 350 м. В основании залегает пласт конгломерата мощностью 5-7 м. Эти отложения трансгрессивно и резко несогласно располагаются на туфогенно-осадочной толще верхнего эоцена. Литологический состав нижнеолигоценых отложений и условия их залегания свидетельствуют об интенсивном воздымании Талыша на рубеже позднего эоцена и раннего олигоцена и прогибании Ярдымлинского и Астраханбазарского синклиниев в раннеолигоценое время. Эти геотектонические движения сопровождались вулканической деятельностью, причем пирокластические породы накапливались в раннеолигоценном бассейне Предталышской зоны.

Таким образом, в раннеолигоценое время территория Азербайджана подвергалась контрастным тектоническим движениям, приведшим к общему воздыманию Большого и Малого Кавказа, интенсивному прогибанию различных по генезису и форме прогибов и активизации глубинных разломов. Малый Кавказ развивался в виде складчато-глыбового поднятия, интенсивность воздымания которого превышала таковую юго-восточного окончания Большого Кавказа. Столь же активно воздымался и Талыш. В Куринской депрессии параллельно с прогибанием ее отдельных участков воздыманию подвергались Саатлы-Джарлы-Караджалинское (Кюрдамирское) и Ширванское погребенные поднятия, послужившие источником сноса песчаного материала в раннем олигоцене в южной части Шемахино-Кобыстанского прогиба.

Значительное погружение испытывали Предма-локавказский и Предталышский прогибы, где за олигоценовую эпоху накопилась толща пород мощностью свыше 3000 м. В этих прогибах, а также в Кайнарджинском прогибе в раннем олигоцене сформировались грубообломочные образования, характеризующие начало трансгрессии хадумского моря.

На участках развития антиклинальных структур нижнеолигоценные слои несогласно залегают на верхнеэоценовых отложениях; в прогибах между верхним эоценом и нижним олигоценом повсюду отмечается постепенный переход и согласное залегание.

В целом, раннеолигоценные отложения знаменуют начало формирования морской тонкокластической молассы в различных окраинных прогибах.

Полезные ископаемые

С эоцен-олигоценными отложениями Азербайджана связаны залежи нефти и газа и нерудных полезных ископаемых.

Нефтегазоносность эоценовых отложений доказана в Дивичи-Кубинском районе Северо-Восточного Азербайджана. Промышленная нефтегазоносность этих отложений установлена также на площадях Гянджинской (Кировабадской) нефтегазоносной области. В последнее время крупные залежи нефти, приуроченные к эоценовым отложениям, открыты в Среднекуринской депрессии.

Олигоценные отложения Азербайджана регионально нефтегазоносны. Залежи нефти и газа из олигоценовых отложений разрабатываются на площадях Сиазань, юго-западной части Апшерона, Центрального Кобыстана и Гянджинской области.

К нерудным полезным ископаемым относятся залежи бентонитовых глин Западного Апшерона. Конгломератовая толща нижнего олигодена предгорий Малого Кавказа поставяет сырье для до-рожного строительства.

Биотические события

Анализ распространения позднеэоценовых и раннеолигоценовых фораминифер Азербайджана позволяет отметить, что зона *Globigerapsis tropicalis* характеризуется появлением и пышным развитием видов *Globigerina* (*corpulenta*, *subcorpulenta*, *galavisi*, *pseudovenezuelana*) и *Globigerapsis* (*tropicalis*, *index*), которые отличаются своими крупными размерами и большим числом особей. Наряду с ними встречаются *Globigerina praebulloides* Blow, *G. irregularis* Subb., *Globigerinita howei* Blow et Banner, *Pseudohastigerina micra* (Cole), но в значительно меньшем количестве экземпляров.

Род *Globorotalia* представлен видами *G. cerroazulensis* Cole, *G. centralis* Cushman et Bermudez, *G. kirovabadensis* Chalil.

Наряду с планктонной ассоциацией встречаются разнообразные бентосные фораминиферы: виды

Chilostomella, *Nonion*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Uvigerina* и др.

Комплекс фораминифер зоны *Globigerina officinalis* носит переходный характер. У нижней границы зоны исчезают все представители *Globigerapsis*, становятся единичными *Globigerina corpulenta* Subb., *G. subcorpulenta* Chalil., появляются мелкие глобигерины (*G. officinalis*, *G. ouachitaensis*, *G. inflatiformis*, *G. pseudoampliapertura*, *G. ampliapertura*), значительное увеличение числа особей которых происходит в олигоцене. В составе рода *Globorotalia* появляется *G. permicra* Blow, продолжает встречаться *G. centralis* Cushman et Bermudez.

В зоне *Globigerina officinalis* весьма важную роль играют представители бентосных родов: *Bolivina*, *Bulimina*, *Eponides*, *Nonion*, *Chilostomella*, *Cibicides*, *Heterolepa*. Массовые скопления в ряде регионов рода *Bolivina* (*binaensis*, *nobilis*, *antegressa*, *chlamida*) позволяют выделить слои с *Bolivina antegressa*.

На рубеже эоцена и олигодена (кровля зоны *Globigerina officinalis*) исчезает большое число позднеэоценовых представителей *Globigerina*, *Globorotalia*, *Bolivina*, *Nonion*, *Eponides*, *Anomalina*.

Комплекс зоны *Globigerina tumbili* (олигоцен) характеризуется появлением целого ряда видов *Globigerina* (*tumbili*), *Nonion* (*pulleniformis*), *Elphidium* (*oligocaenicum*), *Neobulimina* (*elongata*), *Uvigerina* (*oligocaenica*) и др. Вместе с ними встречаются виды, известные еще в позднем эоцене: *Globigerina officinalis* Subb., *G. ouachitaensis* Howe et Wallace, *G. praebulloides* Blow, *Globorotalia permicra* Blow.

Выше зоны *Globigerina tumbili* во многих разрезах олигодена Азербайджана выделяются слои с *Caucasina*, где среди фораминифер весьма важную роль играют *Caucasina schischkinskayae* *schischkinskayae* (Samoil.) C. *schischkinskayae* *oligocaenica* Chalil., *Rotalia sexocamerata* Chalil., *Elphidium oligocaenicum* Chalil., *Nonion pseudomartkobi* Chalil.

В составе сообществ известкового наннопланктона на рубеже эоцена и олигодена наблюдается определенная закономерность в развитии и распространении ряда родов и видов. Изменение комплексов наннопланктона было изучено в непрерывных разрезах эоцена и олигодена (скважины Среднекуринской депрессии и естественные обнажения Апшеронского полуострова).

Наблюдается значительное угасание многих эоценовых родов (хиазмолиты, дискоастеры, рабдоферры и др.). Виды, распространенные в эоценовых комплексах: *Chiasmolithus gigas* Bram. et Sull., *Ch. grandis* Bram. et Riedel, в олигоцене встречаются редко. Эоцен-олигоценный рубеж фиксируется вымиранием большинства дискоастеров. Из известных в эоцене *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. bonlangieri* Lez., *D. wemmelensis* Ach. et Str., *D. saipanensis* Bram. et Riedel, *D. deflandrei* Bram. et Riedel, *D. tani nodifer* Bram. et Riedel, *D. tani tani* Bram. et Riedel в олигоцене продолжают существовать только два-три вида.

Определенные изменения происходят в составе хеликоидных кокколитов. Данный рубеж характеризуется значительным развитием хеликопонтосфер. Наряду с встреченными в верхнеэоценовых отложениях *Helicopontosphaera compacta* Bram. et Sull., *H. intermedia* (Martini), *H. reticulata* Bram. et Sull., появляется *H. truncata* Bram. et Wilcoxon и много других мелких представителей данной группы.

В распространении ретикулофенестр и циклококколитин наблюдается заметный спад. Крупные представители *Reticulofenestra umbilica* (Levin), широко развитые в позднем эоцене, в раннеолигоценовых сообществах обычно очень редки и значительно меньших размеров. Вид *Cyclococcolithina formosa* (Kampt.), образующий массовые скопления в осадках среднего и верхнего эоцена, продолжает существовать только в самой нижней части нижнего олигоцена.

Таким образом, изменения систематического состава родов и видов, происходящие на рубеже эоцена и олигоцена, довольно существенны и отражают переломный момент в развитии данной группы.

Позднеэоценовая и раннеолигоценовая моллюсковая фауна в основном приурочена к разрезам предгорий Малого Кавказа. Верхний эоцен содержит довольно бедный комплекс (виды *Chlamys*, *Nuculana*, *Nucula*, *Corbula*, *Thracia* и др.). Существенно иная моллюсковая фауна развита в низах

майкопской свиты, где, наряду с *Planorbella*, встречаются *Nucula comta* Goldf., *N. sulcifera* Koen., *Nuculana perovalis* Koen., *N. crispata* Koen., *Arca sulcicosta* Nyst, *Astarte kickxi* Nyst, *Thyasira ignota* Korob., *Lucina batalpaschinica* Korob., *L. gracilis* Nyst, *Cordiopsis incrassata* Sow., *Cardium cingulatum* Goldf., *Angulus* (Homala) *explanatus* Koen., *Corbula conglobata* Koen., *Lentidium triangulum* Nyst, *L. donaciforme* (Nyst).

Растительный покров Азербайджана в олигоценовую эпоху характеризуется развитием пышной субтропической флоры с участием пальм на равнинах и в предгорьях и более мелколистной флоры в горных поясах, где климат был более засушливым.

Большие скопления ископаемых растений раннего олигоцена известны в предгорьях Малого Кавказа, в бассейнах рек Зейва и Аджидере. Анализ систематического состава современных аналогов олигоценовой флоры и изучение условий ее обитания позволили выделить на Малом Кавказе зону с повышенным увлажнением, расположенную вблизи прибрежной полосы с ассоциацией камыша, рогоза, лилий. На склонах вблизи прибрежной зоны произрастали *Pinus*, *Sequoia*, *Quercus*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Cinnamomum*. На удаленных от прибрежной полосы участках располагалась зона сухих, хорошо освещенных горных склонов, покрытых ксерофильной растительностью, доминантами которой являлись представители *Ericaceae*, *Myrtaceae*, *Proteaceae*.

Регион XII Туркменистан

Введение

На территории Туркменистана расположены три обширные тектонические области, существенно различающиеся особенностями строения и развития [Геология СССР. 1972, т.22]. Большая часть территории занята южным окончанием Туранской плиты, относящейся к эпигерцинской платформенной области. Южную часть Туркменистана занимают горные складчатые поднятия Копетдага, Большого и Малого Балхана, восточное обрамление Южно-Каспийской впадины и Предкопетдагский прогиб (область альпийской складчатости). Крайняя юго-восточная часть приурочена к горному глыбово-складчатому поднятию отрогов Гиссара, являющемуся эпиплатформенным орогеническим образованием.

Эти тектонические области изобилуют региональными разломами, резко выраженными в фундаменте и проникающими в вышележащие структурно-формационные комплексы. Разломы имеют значительную протяженность, ограничивают или пересекают основные структурные элементы и играют важную роль в строении тектонических блоков. С вышеупомянутыми тектоническими областями связаны три основные крупные структурно-фациальные зоны: Северо-Туркменская, Копетдагская и Гаурдакская. Первые две можно подразделить на более мелкие подзоны: Северо-Туркменскую – на Прикарабогазскую, Дарьялык-Дауданскую, Заунгузскую, Центрально-Каракумскую; Копетдагскую – на Западно-Копетдагскую, Центрально-Копетдагскую, Тедженскую.

Туркменский палеогеновый бассейн охватывал почти всю рассматриваемую территорию и только в конце эоцена – начале олигоцена море покинуло районы Бадхыза, Карабиля, Гаурдак-Кугитангского района, Восточного Копетдага и район между Красноводским выступом и Центрально-Каракумским сводом. Континентальные образования верхнего эоцена – олигоцена зафиксированы только на крайнем юго-востоке Туркмении, в районе Бадхыз-Карабильской ступени (низы санымшорской свиты).

Краткая история изучения

Первыми исследователями туркменского палеогена были И.В.Мушкетов, В.А.Обручев, Н.И.Андрусов, А.Д.Архангельский, А.Д.Нацкий, К.И.Богданович, И.И.Никшич, В.И.Огнев, а затем П.И.Калугин, М.И.Варенцов, В.В.Александров, С.М.Михайловский, П.Т.Суворов, А.Р.Бурачек, М.П.Сукачева, А.В.Данов. Значительные заслуги в изучении палеогеновых отложений Туркменистана принадлежат О.С.Вялову. Его исследования в области стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии стали основой для дальнейших палеонтологостратиграфических работ и до сих пор не утратили своего значения.

В последующие годы изучением стратиграфии, фаунистических и флористических остатков, литологии и тектоники палеогена разных районов занимались Е.К. Шуцкая, Д.М. Халилов, Д.А. Агаларова, В.Г. Морозова, Н.К. Быкова, Н.Е. Минакова, М.А. Ткачук, М.К. Родионова, В.Т. Балахматова, Г.М. Коровина, Г.Г. Кургалимова, В.А. Иванова, Э.М. Бугрова, Э.И. Саперсон, Г.Е. Кожевникова, М. Сарыев, З.Д. Кулиев, М.Т. Захарова, Л.Е. Невмирич, Л.С. Невзорова, Н.Д. Гаврилова (фораминиферы), Т.Р. Розыева, И.А. Николаева, О.Курбанназарова, В.Г. Шеремета (остракоды), О.С. Вялов, П.И. Калугин, И.А. Коробков, А.И. Коробков, Н.А. Фокина, А.В. Дмитриев, В.В. Джабаров, Р.Л. Мерклин, М.М. Судо (моллюски), Н.Д. Василевская, А.Н. Криштофович (флора), А.А. Алланов, А.П. Щавелева, М. Назаров, А.А. Железнов, Т.Ф. Травина, А.Н. Шахова, Т.Х.Тановицкая (литология), В.П.Калугин, В.Н. Крымус, А.А.Куделин, Т.Быкова, Л.Д.Ятченко, П.Н. Абрисимов, Ю.В. Тимофеев, В.Б. Окушко, С.П. Вальбе, А.В. Яхно, Н. Чупиев, М. Шашаев, А.Н. Давыдов, М.И. Раевский, Г.А. Габриэлянц, Т.Мередов, З.Б.Хуснутдинов (стратиграфия), Л.Д. Ятченко, С.П.Вальбе, Н.М.Мельник, О.А.Одеков, Л.Н.Смирнов, Г.И.Амурский, К.В.Тиунов, Э.И.Птушкин, Г.И. Морозов, В.В. Семенович, В.А. Теплицкий (тектоника).

Литолого-стратиграфическая характеристика

Главнейшими опорными разрезами палеогена туркменского региона являются: разрез Кызылчешме, Карагез, Уйля, Иланлы, Торонглы, скв. 1, 2, 3 площади Гяурли; скв. 7, 10 Западного Копетдага; скв. 169 Прикарабогазья (Красноводский полуостров); разрез Ахчакая, скв. 1-к, 53 Дарьялык-Дауданского прогиба; разрез Арчман, Куручай, Актепе, Келята Центрального Копетдага; разрез Шор-гаудан Гяурского Копетдага; разрез Чильбур и Акайры Гаурдак-Кугитанского района; скв. 1-к Каракель, скв. 601, 602 Марыйского района; скв. 86, 19-р, 4 Заунгузских Каракумов; скв. 391 Центрально-Каракумского свода.

Литоологический состав верхнеэоценовых отложений Туркменистана показывает, что наиболее глубоководная часть морского бассейна была приурочена к Дарьялык-Дауданскому прогибу, Заунгузской впадине и Приамударьинскому району, где развиты мергели светло-серой, голубовато-серой, зеленовато-серой и кирпично-красной расцветки. Несколько мелководнее осадки Западного, Центрального и Гяурского Копетдага и Центрально-Каракумского свода (зеленые, рыжеватозеленые, красные глины). Наиболее мелководные отложения встречаются на юго-востоке Туркмении (пестроцветные, зеленые, красные алевролитистые глины и алевролиты).

Нижний олигоцен представлен зелеными и пестроцветными глинами в северной и западной частях Туркменского палеогенового бассейна.

Основными группами органических остатков, которые были использованы для проведения границы эоцена и олигоцена в Туркменистане, были фораминиферы и, в меньшей степени, остракоды и двустворчатые моллюски.

Нижняя часть верхнеэоценового разреза (мергели различной окраски) содержит на Красноводском полуострове (скв. 169) в большом количестве планктонные и разнообразные бентосные фораминиферы: *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann., *G. rubriformis* (Subb.), *Globigerina corpulenta* Subb., *Spiroplectammina praecarinata* J. Nik., *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Pseudoclavulina cylindrica* Hantk., *Karreriella siphonella* (Reuss), *Siphonodorsaris spinescens* (Reuss), *S. adolphina* (d'Orb.), *Lenticulina laticostata* (Tutk.), *L. kubinyi* (Hantk.), *Robulus limbosus* (Reuss), *Marginulina behmi* (Reuss), *M. fragaria* Gumb., *Saracenaria arcuata* d'Orb., *Eponides umbonatus* (Reuss), *E. subumbonatus* Mjatl., *Alabama almaensis* (Samoil.), *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Pseudoparella plumata* (N. Byk.), *Anomalinoides affinis* (Hantk.), *A. granosa* (Hantk.), *A. alazanensis* (Nuttall), *Brotzenella taurica* (Samoil.), *B. discoidea* (Balakhm.), *Heterolepa plana* Sapers., *H. dutemplei peelensis* (ten Dam and Rainhold), *Planulina costata* (Hantk.), *Cibicoides ungerianus* (d'Orb.), *C. pygmeus* (Hantk.), *C. perlucidus* (Nuttall),

Pullenia quinqueloba (Reuss), *P. bulloides* d'Orb., *Melonis dosularensis* (Chalil.), *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Bulimina aksuatica* Moroz., *B. sculptilis* Cushm., *B. ovata* d'Orb., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *U. costellata* Moroz., *U. pygmaea* d'Orb., *Bolivina microlancetiformis* Subb., *B. antegressa* Subb., *B. subtilissima* Mjatl., *B. nobilis* Hantk., *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *G. inexculta* (Franzenau).

Восточнее, в Дарьялык-Дауданском прогибе, Приамударьинском районе, на Центрально-Каракумском своде и в Низменных Каракумах нижняя часть верхнего эоцена также сложена разноцветными мергелями, которые содержат несколько меньшее количество бентосных фораминифер. Планктонная группа по-прежнему многочисленна и разнообразна.

Иной состав фораминифер наблюдается на юго-востоке Туркменистана, южнее зоны Донгузсырт-Ербентского разлома, где верхнеэоценовые отложения характеризуются переслаиванием серых и зеленоватых глин и алевролитов с редкими *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. Ассоциация фораминифер состоит в основном из бентосных известковых фораминифер – *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Cibicoides bionus* (Schutz.), *Asterigerina lucida* Minak., *Melonis dosularensis* (Chalil.), *Globocassidulina globosa* (Hantk.). Алевролитовые разности лишены планктонных фораминифер.

Среди фораминифер позднего эоцена Копетдагской структурно-фациальной зоны планктонные фораминиферы также очень редки. Только в разрезах Карагез, Ак-Тепе, Торонглы обнаружены единичные *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. и немногочисленные *Globigerina praebulloides* Blow, *G. ouachitaensis* Howe et Wall. Здесь преобладают бентосные фораминиферы: *Reophax planus* Halkyard, *Ammodiscus latus* Grzyb., *Ammobaculites aff. lobsanensis* (Andr.), *Recurvoides anormis* Mjatl., *Haplophragmoides orphaensis* Rod., *Trochammina aff. advena* Cushm., *Karreriella longula* Cushm. et Lalick., *Spiroplectammina praecarinata* J. Nik., *Sp. tuaevi* Moroz. и виды семейства *Anomalinidae*.

В разрезе Карагез Западного Копетдага встречаются совместно зональные виды: *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. Крымско-Кавказской области, *Cyclammina pseudocancellata* Moroz. Малого Балхана, Западного и Центрального Копетдага и *Gavelinella wachschica* Dav. Таджикской депрессии. Совместное их нахождение на территории Туркменистана доказывает одновозрастность вмещающих эту микрофауну отложений в указанных регионах.

Зона *Bolivina*, отвечающая терминальной части верхнего эоцена, выделяется не повсеместно. Она установлена лишь в Прикарабогазье (скв. 169, интервал 451–392 м), Дарьялык-Дауданском прогибе и на Малом Балхане. В других районах Туркменистана она либо размыта, либо не распознается. Зона *Bolivina* характеризуется значительным уменьшением содержания планктонных фораминифер.

нифер (здесь встречаются лишь редкие глобигерины) и пышным развитием известкового бентоса: *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Pseudoclavulina tertensis* (Chalil.), *P. cylindrica* (Hantk.), *Spiroplectamina praecarinata* J. Nik., *Fronicularis budensis* (Hantk.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *E. jacksonensis* Cushm., *Epistomina paleogenica* N. Byk., *Anomalinoidea affinis* (Hantk.), *Brotzenella taurica* (Samoil.), *B. discoidea* (Balakhm.), *Planulina costata* (Hantk.), *Melonis dosularesis* (Chalil.).

Верхнеэоценовые отложения Туркменистана содержат немногочисленные, но довольно разнообразные двусторчатые моллюски: *Nucula praelonga* Wood., *N. khanabadensis* Ivan., *N. korobkovi* Asl., *N. ferganensis* Ivan., *N. turgaica* Miron., *N. aralensis* Luk., *Ostrea plicata* Sol., *Aralocardia turcomanica* (Vial.), *A. aff. mica* (Ovetsch.), *A. eichwaldiana* (Rom.), *Venericardia lukovichi* Ruch., *V. cf. turgaica* Miron., *Corbula conglobata* Koen., *Nuculana perovalis* Koen., *N. cf. gapilica* Korob., *N. crispata* Koen., *Variamussium fallax* Korob., *Gryphaea queteleti* Nyst, *Pholadomya michailovskiy* Luk., *Turritella sulcifera* Desh., *T. erro* Vial. et Soloun, *Mesalia variabilis* Defr., *Solen rimosus* Bell., *Crassatella desmaresti* Nyst, *C. khanabadensis* Ivan., *Pitar latilamella* Desh., *P. sp.*, *Cordiopsis incrassata* Sow., *Chlamys subitus* Kor., *Ch. cf. pictus* Goldf., *Pseudoamussium corneum* (Sow.), *Cardium cingulatum* Goldf., *Modiola elegans* Sow., *Glycymeris cf. heberti* Bosquet., *Dentalium haeringensis* Dreg., *Anomia* sp., *Cuspidaria* sp., *Thracia asiatica* Alex. (Марыйский район, Малый Балхан, Западный Копетдаг, Гяурский Копетдаг, Восточный Копетдаг, Низменные и Заунгузские Каракумы).

Остракоды в верхнеэоценовых отложениях встречаются редко. Они обнаружены в разрезах Гяурского Копетдага (*Cytheridea pinquisaformis* Ros., *C. aff. fraudulenta* Ros., *Schizocythere vulgaris* Mandelst., *Clithrocytheridea aff. innae* Mandelst.), Западного Копетдага (*Cytheridea reticulata* Mandelst., *Cytherella compressa* (Munst.), *Echynocythereis ferganensis* Mandelst., *Clithrocytheridea innae* (Mandelst.)) и некоторых других районов.

В раннем олигоцене относительно глубоководными оставались районы Дарьялык-Дауданского прогиба, Заунгузской впадины, Красноводского полуострова, районы Западного Копетдага, Центрально-Каракумского свода и северной части Бахардокской моноклинали. Относительно мелководными были районы Центрального и Гяурского Копетдага, Предкопетдагского прогиба, южной части Бахардокской и Захметской моноклиналей, Серахской седловины и Сандыкачинской зоны прогибов.

Относительно глубоководные глины нижнего олигодена (дауданская свита) Дарьялык-Дауданского прогиба, Заунгузской впадины и Прикарабогазья содержат в нижней части разреза (6-40 м) бентосные фораминиферы: *Spiroplectamina carinata oligocena* J. Nik., *Lenticulina*

herrmannii (Andr.), *Quinqueloculina ermani* (Born.), *Q. romboidea* Ser., *Neogyroidina memoranda* Subb., *N. inornata* Balakhm., *Guttulina makarova* Tsatsir, *Globulina amygdaloides* Reuss, *Ceratobulimina intrusa* N. Byk., *C. bykovae* Nevm. (in litt.), *Heterolepa almaensis* (Samoil.), *H. sulzensis* (Herrm.), *Anomalinoidea macrurus* (N. Byk.), *Caucasina schischkinskayae* (Samoil.), *Uvigerinella californica parva* Kleinp., *Bolivina mississippiensis* Cushm. Здесь встречаются *Robulus limbosus* (Reuss), *Alabamina almaensis* (Samoil.), *Bulimina sculptilis* Cushm., известные из подстилающих верхнеэоценовых отложений. Планктонные формы редки: *Globigerina officinalis* Subb., *G. brevispira* Subb., *G. postcretacea* Mjatl.

Выше в тонкослоистых неизвестковистых глинах бентосные фораминиферы отсутствуют. Здесь встречаются лишь единичные планктонные *Globigerina officinalis* Subb. и *G. brevispira* Subb.

Далее в неизвестковистых глинах с прослоями алевролитов зоны *Lenticulina herrmanni* снова появляются бентосные фораминиферы: *Spiroplectamina carinata oligocena* J. Nik., *Cornuspira involvens* (Reuss), *Quinqueloculina ermani* (Born.), *Spiroloculina praecanaliculata* Saak. et Mag., *Triloculina enoplostoma* Reuss, *T. gibba* (d'Orb.), *Sigmoilina tenuis* (Czjzek), *Cibicoides speciosus* (Cushm. et Cederstr.), *Planorbulina anomalinoidea*, Balakhm., *Lenticulina herrmanni* (Andr.). Планктонные фораминиферы единичны - *Globigerina officinalis* Subb.

В Западном Копетдаге (Центрально-Каракумский свод) в нижнем олигоцене присутствуют, кроме перечисленных выше бентосных форм с известковой раковиной, многочисленные агглютированные фораминиферы: *Saccamina variabilis* Bogd., *Ammodiscus tenuiculus* Subb., *Reophax scalaria* Grzyb., *Haplophragmoides stavropolensis* Ter-Grig., *H. deformabilis* Subb., *H. fidelis* Ter-Grig., *Ammomarginulina aff. lobsanensis* (Andr.), *Spiroplectamina carinata oligocena* J. Nik., *Gaudryina gracilis* Cushm. et Appl., *Trochammina aff. advena* Cushm. В некоторых разрезах (Уйля, Карагез, Торонглы) многочисленны аномалиниды и нониониды: *Gavelinella munda* (N. Byk.), *G. munda assakensis* (Korov.), *G. postacana* Dav., *G. multa* Dav., *G. subbotinae* (N. Byk.), *G. schurabica* Dav., *Heterolepa almaensis* (Samoil.), *H. experta* (Schutz.), *Cibicoides amphisyliensis* (Andr.), *Melonis dosularesis* (Chalil.), *Nonion pseudolaevis* Putr., *Nonionella jacksonensis* Cushm., *Astrononion* sp. Зональный вид *Lenticulina herrmanni* (Andr.) встречается совместно с видами рода *Gavelinella*, характерными для нижнеолигоденовых отложений Таджикистана. Планктонные фораминиферы редки: *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *G. praebullosa* leroyi Blow et Bann., *G. angustumbilicata* Bolli, *Subbotina droogeri* Mjatl., *Gumbellina gracillima* (Andr.).

На крайнем юго-западе Копетдага (скв. 36, 38) нижнеолигоценые отложения содержат значительные количества *Gavelinella munda assakensis* Korov., *G. munda munda* (N. Byk.), *G. multa* Dav., *G. postacanica* Dav. с подчиненными *Quinqueloculina ermani* Born., *Triloculina enoplostoma* Reuss, *Nonionella jacksonensis* Cushm., т.е. более мелководный комплекс.

Несколько иной систематический состав фораминиферы имеют в этом же районе на площади Гяурли (скв. 1, 2, 3). Здесь преобладают миллиолиты — *Pyrgo simplex* (d'Orb.), *P. inornata* (d'Orb.), *Pyrgo* spp., *Triloculina tricarinata* d'Orb., а также *Bulimina pupoides* d'Orb., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *B. aff. scalprata* Schwag., *B. aff. pseudonobilis* Hantk., *B. beyrichi* Reuss, *Globocassidulina oblonga* (Reuss), *Islandiella praeislandica* Nevm. (in litt.). Довольно многочисленны и разнообразны планктонные фораминиферы *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *G. brevispira* Subb., *G. pseudovenezuelana* Blow et Bann., *G. yeaguaensis* Weinz. et Appl., *G. psichensis* Ter-Grig. (in litt.). Очевидно, на общем фоне относительной мелководности в пределах Западного Копетдага были и более глубоководные участки.

Более мелководные комплексы фораминифер первой половины раннего олигоцена отмечены южнее Донгузсырт-Ербентского разлома в Сандыкчинской зоне прогибов (скв. 86, 277, 703, 601, 602, 53 1-К), где в пестроцветных глинах и алевролитах обнаружены *Quinqueloculina romboidea* Ser., *Spiroloculina praecanaliculata* Saak. et Mag., *Marginulina behmi salensis* J. Nik., *Biapertorbis asiaticus* Tkatsch., *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Gavelinella schurabica* Dav., *G. postacanica* Dav., *G. munda* (N. Byk.), *Heterolepa almaensis* (Samoil.), *Cibicidoides amphisyliensis* (Andr.), *Cibicides* (*Planorbulina*) *macrurus* N. Byk., *Ceratobulimina bykovae* Nevm. (in litt.), *Caucasina schischkinskayae* (Samoil.), *Nonion pseudolaevis* Putr., *Cribronion rischtanicum* (N. Byk.), *Uvigerinella californica parva* Kleinp. Планктон очень редок и плохой сохранности — *Globigerina brevispira* Subb., *G. khadumica* N. Byk., *Gumbellina gracillima* (Andr.).

Планктонные фораминиферы — *Globigerina officinalis* Subb. и *G. postcretacea* Mjatl. были обнаружены в нижней части санымшорской толщи пестроцветных песчаников, алевролитов, глин и известняков, мощность которой на востоке Бадхыз-Карабильской ступени колеблется от 47 до 273 м.

Возможно, в начале раннего олигоцена море покрывало Бадхыз-Карабильскую ступень, но несколько позже шло накопление континентальных отложений с листовой флорой (санымшорская толща).

В нижнеолигоценых отложениях Туркменистана обнаружены моллюски: *Thyasira unicarinata* Nyst, *Bathyarca saxonica* Koen., *Nuculana chadumica*

Korob., *N. aff. cristata* Koen., *Cuspidaria* cf. *prokopovi* Koen., *C. cf. variacostata* Korob., *Pleurotoma* ex gr. *selysii* Konin., *Drillia nassoides* Koen., *Pseudoamussium hauchecornei* Koen., *Ps. corneum* Sow., *Abra bosqueti* Semp., *Nucula sulcifera* Koen., *N. comta* Goldf., *N. aralensis* Luk., *N. cf. chadumica* Korob., *Cardita kickxii* Nyst et West, *Pecten* cf. *arcuatus* Brocc., *Glycymeris* sp., *Thracia* cf. *speyeri* Koen., *Th. asiatica* Alex., *Chlamys* aff. *picta* Goldf., *Tellina inuenta* Koen., *T. praepostera* Koen., *Crassatella khanabadensis* Ivan., *Venericardia lukovichi* Ruch., *Cardium cingulatum* Goldf., *Pitar latilamella* Luk., *P. incrassata* Sow., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Corbula conglobata* (Дарьялык-Дауданский и Барсакельмесский прогибы, Устюрт, Западный Копетдаг, Прикарабугазье, Центральный Копетдаг, Гяурский Копетдаг, Предкопетдагский прогиб, Марыйский район).

Список остракод из нижнеолигоценых отложений Туркменистана включает *Cytherella peyrichi* (Reuss), *C. compressa* Mandelst., *Cytheridea reticulata* Mandelst., *C. pernota* Oerti et Keij, *Clithrocytheridea innae* Mandelst., *Schularidea gratusa* Ros., *Echinocythereis ferganensis* (Mandelst.), *E. depressa* Ros., *Cytheretta* aff. *tomsensis* Mandelst., *Krithe papillosa* (Bosq.), *Echinocythereis hirsuta* (Lnl.), *E. hispida* (Speyer), *Cytheridea munsteri* (Roem.), *Schularidea pervorata* (Roem.), *Schizocythere nodosa* Scher, *Pontocypris* sp., *Argilloecia obtusa* Lnl., *Loxocncha* sp., *Pterygocythereis retinodosa* Oertli (Западный Копетдаг, Красноводский полуостров, южная часть Сандыкчинской зоны прогибов, Гяурский Копетдаг, районы Северо-Восточной и Юго-Восточной Туркмении).

Сравнение комплексов фораминифер из отложений зоны *Lenticulina herrmanni* (нижний олигоцен) и верхнего эоцена Туркменистана обнаруживает их существенное различие. При статистической обработке первого из них оказывается, что более 40% видов уже появились в позднеэоценовых отложениях и исчезли на различных уровнях зоны *Lenticulina herrmanni*.

Примерно 13% видов приурочены исключительно к зоне *Lenticulina herrmanni*: *Quinqueloculina romboidea* Ser., *Spiroloculina praecanaliculata* Saak. et Mag., *Globulina makarovae* Tsatsir, *Marginulina behmi salensis* J. Nik., *Biapertorbis asiaticus* Tkatsch., *Gavelinella multa* Dav., *G. postacanica* Dav., *G. schurabica* Dav., *Nonion pseudolaevis* Putr., *N. tscheganicus* Putr., *Bulimina keljataensis* Kozhev. и др.

Около 21% видов из отложений зоны *Lenticulina herrmanni* переходит в следующую зону *Spiroplectammina carinata* и *Cyclammina constrictimargo*: *Quinqueloculina ermani* Born., *Triloculina enoplostoma* Reuss, *T. gibba* (d'Orb.), *Globigerina brevispira* Subb., *Caucasina schischkinskayae* (Samoil.), *Uvigerinella californica parva* Kleinp., *Bolivina mississippiensis* Cushm.,

Globocassidulina oblonga (Reuss), *Lenticulina herrmanni* (Andr.).

Примерно 14% состава видов распространены от зоны *Lenticulina herrmanni* до кровли зоны *Sphaeroidina variabilis* и *Spiroplectammina terekensis* верхнего олигоцена. Наконец, около 11% относятся к видам с широким или недостаточно выясненным стратиграфическим интервалом.

Граница между эоценом и олигоценом в Туркменистане проходит между пачкой мергелей и зеленых известковистых глин в Северо-Туркменской зоне, пачкой пестроцветных и красноцветных глин и толщей переслаивания зеленых алевролитов, глин и глауконитовых песчаников в Копетдагской структурно-фациальной зоне и внутри толщи красноцветных глин и алевролитов на юго-востоке Туркмении. На территории Гяурдакской структурно-фациальной зоны отложения верхнего эоцена и олигоцена отсутствуют. На среднем эоцене (туркестанские слои) здесь непосредственно залегают пестроцветные образования нижнего миоцена (зона *Porosonion dendriticum* и *Cibicides ornatus*).

Отложения зон *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa* Туркменистана коррелируются с белоглинским горизонтом (верхний эоцен) Крыма, Причерноморья, Южного Ставрополя, Центрального Предкавказья, Южного Приаралья и Северного Устюрта [Решение коллоквиума ..., 1970], с кушанским горизонтом Таджикской депрессии и исфаринско-ханабадскими слоями Ферганской депрессии [Давидзон и др., 1982].

Зона *Lenticulina herrmanni* (нижний олигоцен) Северо-Туркменской зоны (дауданская свита) и Копетдагской зоны (вернеторымбеурская подсвита) сопоставляется с кызылджарским горизонтом Крыма, рубановским горизонтом Херсонской области, сумсарским горизонтом Узбекистана (Ферганская депрессия), санглакским горизонтом Таджикской депрессии. Комплекс фораминифер этой зоны хорошо прослеживается в Приаралье [Иванова, 1966, 1971], Устюрте [Прусова, 1964], Тургайском прогибе [Серова, 1960; Липман, Хохлова, 1964] и в основании майкопской серии (хадумский горизонт) Предкавказья. В Центральном Предкавказье аналогом зоны *Lenticulina herrmanni* Туркменистана является зона *Asterigerina lucida* и *Haplophragmoides deformabilis*, а в низовьях Дона – зона *Cibicidoides salensis* и *Haplophragmoides deformabilis* [Никитина, 1964].

Палеогеографическая и палеоэкологическая обстановки

В позднеэоценовое время (зоны *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa*) на территории Туркменистана располагался морской бассейн. Наиболее глубокой его частью был Дарьялык-Дауданский прогиб и отдельные участки Красно-

водского полуострова, о чем свидетельствует резкое преобладание в комплексах фораминифер планктонной группы (до 93%). Согласно Т. Гримсдейлу и Ф. Моркховену [1956], такое пышное развитие планктона приурочено к глубинам более 200 м. Южнее, в Заунгузской впадине и в северной части Центрально-Каракумского свода роль планктона уменьшается, появляются агглютинированные виды. Вероятно, здесь были несколько меньшие глубины, а источники сноса располагались ближе. Предположительно наиболее мелким море было на крайнем юго-востоке Туркменистана, где присутствует лагенидово-гавелинелловый палеоэоценоз, развившийся на алевроито-песчаном субстрате. Присутствие *Asterigerina*, *Lenticulina*, *Rotalia* подтверждает мелководные условия обитания.

В пределах Копетдага глубина моря соответствовала, вероятно, верхней части сублиторали – здесь происходит резкое сокращение в палеоэоценах планктонной группы фораминифер при увеличении роли бентоса. Однако глубина не везде была одинаковой.

Соленость позднеэоценового бассейна была нормально-морской, на что указывает пышное развитие планктонных и бентосных фораминифер, современные представители которых обитают в морских бассейнах с нормальной соленостью. Несколько пониженная соленость, очевидно, была на востоке, где разнообразие родов уменьшается и появляются представители семейства *Rotaliidae*, способные переживать некоторое изменение солености.

Температура поверхностных вод морского бассейна была повышенной, близкой к таковой современных субтропических морей. Этот вывод основывается на обилии планктонных фораминифер, среди которых обычны крупные глобигерины и глобигерапсисы. Некоторое похолодание (и обмеление) бассейна имело место на рубеже с олигоценом, когда вымирает род *Globigerapsis* и значительно уменьшается количество и размеры раковин различных видов *Globigerina*.

Пышное развитие бентосных фораминифер в центральной части позднеэоценового бассейна Туркменистана говорит о том, что в придонных водах было достаточное количество кислорода. Некоторое нарушение газового режима, вероятно, наблюдалось в западной и южной частях бассейна, о чем свидетельствуют присутствующие в бентосной группе агглютинированные фораминиферы (*Haplophragmoides*, *Cyclammina*, *Trochammina*, *Recurvovoides*, *Textularia*, *Spiroplectammina*). Предполагается [Геккер и др., 1962], что вследствие обогащения придонных вод углекислотой, выделяющейся при разложении органического вещества, существование фораминифер с известковыми раковинами становилось затруднительным и развивался бентос с агглютинированными раковинами. На восстановительную обстановку и неблагоприят-

ятные условия обитания указывает и присутствие пирита в известковистых глинах и алевролитах.

Размеры морского раннеолигоценового бассейна Туркменистана мало изменились по сравнению с позднеоценовым. Его биомические условия не были однообразными. Об этом прекрасно свидетельствуют отложения и палеоценозы фораминифер в наиболее полных разрезах Дарьялык-Дауданского прогиба, Западного Копетдага, Красноводского полуострова.

В раннедауданское время наиболее глубокой частью бассейна был Дарьялык-Дауданский прогиб, где глубины, вероятно, достигали 100-150 м. На относительную глубоководность рассматриваемой части бассейна указывают также и тонкостенные моллюски родов *Nuculana* и др. В Заунгузской впадине и в северной части Центрально-Каракумского свода содержание планктона уменьшается и увеличивается число мелководных бентосных форм из семейств *Miliolidae*, *Nonionidae*, *Polymorphinidae*. В этих районах глубина бассейна была несколько меньшей.

Наиболее мелководной частью раннеолигоценового бассейна был крайний юго-восток, акватория Предкопетдагского бассейна, Центрального и Гяурского Копетдага и Тедженского района, где в палеоценозах преобладают наиболее мелководные представители *Miliolidae* (*Quinqueloculina*), *Nonionidae* (*Florilus*, *Cribrononion*, *Nonion*), *Discorbidae* (*Biapertorbis*), *Anomalinidae* (*Gavelinella*, *Heterolepa*), *Ceratobuliminidae* (*Asterigerina*) и *Buliminidae* (*Turritina*). О значительном обмелении свидетельствуют также мелководные зеленые и красные песчано-глинистые образования, содержащие заметные количества глауконита. Красноцветная окраска глин говорит об образовании осадка в окислительной среде. Присутствие гипса в отдельных прослоях красцветов Тедженского района указывает на то, что, вероятно, в отдельные моменты раннеолигоценового времени происходило отшнуровывание этой части мелководья и расчленение его на водоемы с разной соленостью. В некоторых из них шло накопление гипса. Частично огипсование могло быть и вторичным.

На фоне общего обмеления в направлении с севера на юг во время, отвечающее зоне *Lenticulina heitmani*, можно отметить и существование относительно более глубоких участков в центральной части Туркменского бассейна, где в палеоценозе преобладали очень мелкие по размерам многочисленные (до 65%) планктонные фораминиферы (Кизыл-Чешме) и относительно глубоководные моллюски *Nucula* (Учаджи).

На территории Западного Копетдага наиболее глубоководные палеоценозы встречены в отложениях разреза Кизыл-Чешме, западнее и восточнее этого района наблюдается значительное уменьшение глубины раннеолигоценового бассейна. О мелководности и повышенной динамике водной среды свидетельствуют многочисленные *Gavelinella*, яв-

ляющиеся постоянной составляющей палеоценозов. Газовый и кислородный режимы, а также соленость были нормальными. Относительно глубоководные глинистые осадки с булиминово-булиновыми палеоценозами развиты также на крайнем юго-западе Туркменского бассейна (площадь Гяурли). Этот район был наиболее удаленным от источников сноса (от береговой линии).

В среднедауданское время в Дарьялык-Дауданском прогибе и в северной части Центрально-Каракумского свода произошло некоторое углубление бассейна (глубины превышали 200 м). Фаунистический комплекс состоит из очень мелких *Globigerina* и рыбных остатков. Газовый режим придонного слоя был, вероятно, неблагоприятным для жизни бентосных фораминифер. Аэрация была несколько затрудненной, грунт илистым, подвижность вод придонного слоя слабой, соленость нормальной, температура умеренной. В позднедауданское время глубины бассейна уменьшились до 150 м (появление толстостенных милиолид и аномалинид) при сохранении неизменными прочих биомических факторов.

В области Западного Копетдага аэрация водных масс была сравнительно затрудненной, поскольку в палеоценозах 24% составляют агглютинированные фораминиферы, способные переносить недостаток кислорода.

В конце раннего олигоцена вдоль южной окраины Туркменского бассейна отчетливо намечилось обмеление. Море надолго покинуло эти районы. Морская трансгрессия проникла сюда только в раннем миоцене.

Географическое распространение целого ряда видов фораминифер из комплекса *Lenticulina heitmani* свидетельствует о широких связях раннеолигоценового бассейна Туркменистана с морями Мангышлака, Азербайджана, Предкарпатья, Крыма, Карпат, Узбекистана и Таджикистана.

Области сноса в раннеолигоценовое время находились на севере – в районе Султануиздага и на юге – в Иранском нагорье.

Климатическая обстановка

Палеоклиматические изменения на рубеже эоцена и олигоцена следует связывать с усилением тектонической активности и формированием альпийских горных систем. По данным К.К. Флерова с соавторами [1974], Н.А. Ясаманова [1978] и Н.Д. Василевской [1957], на юге Средней Азии в эоцене были аридные условия (бадхызская флора). К концу эоцена происходит обеднение или полное исчезновение субтропических фораминифер рода *Globigerina*, уменьшение размеров и толщины стенки видов *Globigerina*. В начале олигоцена получают большое развитие тонкостенные и мелкие представители *Globigerina* и *Gumbelina* и бентосной группы *Islandiella*, характерные для холод-

ных вод. Значительно возрастает роль холодно-водных организмов и среди моллюсковой фауны: *Nucula*, *Nuculana*, *Thracia*, *Astarte*, *Tellina*, *Abra*, *Mastra*, *Pectunculus*, *Cyprina*, *Pholas* в сочетании с моллюсками, предпочитающими морские воды с умеренными температурами – *Solen*, *Panopea*, *Pholadomya*, *Corbula*. Все эти данные свидетельствуют об изменении климата на рубеже эоцена и олигоцена в сторону похолодания.

Палеотектоническая обстановка

Активизация тектонической деятельности в области альпийской складчатости привела к коренной перестройке тектонического строения осадочного чехла и сыграла решающую роль в формировании современного структурного плана Туркменистана. К этому периоду относится образование Бадхыз-Карабильского, Каракумского, Южно-Унгузского, Байрамалийского глубинных разломов, Сандыкачинской зоны прогибов, передового Предкопетдагского и Дарьялык-Дауданского прогибов, Заунгузской впадины.

Обширные площади Бадхыза, Гаурдак-Кугитангского района, восточной части Копетдага были охвачены восходящими движениями, и морские олигоценовые осадки там отсутствуют.

В конце эоценовой эпохи начался распад Копетдагской геосинклинали и образование в ее пределах полубособленных впадин, глубина, соленость, газовый режим, условия седиментации и (в связи с этим) органический мир которых были неоднородны. Четко выделялись Западно-Копетдагская впадина и Предкопетдагский прогиб, в центральных частях которых накапливались относительно глубоководные глинистые образования, а по периферии – более мелководные.

Довольно скудные сведения о тектонической и геологической истории развития имеются по территории Западно-Туркменской впадины. Она подразделяется на четыре крупные структурные ступени: Северную, Восточно-Каспийскую, Гограньдаг-Чикишлярскую и Мессерианскую. Вероятно, эта территория в олигоценовое время уже не покрывалась морем, поскольку бурением олигоценовые отложения нигде не вскрыты.

Севернее располагалась Центрально-Туркменская область поднятий [Геология СССР, 1972, т.22], западное замыкание которой составляло Карабогазский свод, в средней части выделялись Туаркырский и Карашорский валы, а на крайнем востоке располагался Центрально-Каракумский свод. Последний отделялся Верхнеузбойским прогибом от Карашорского вала. Нижняя часть олигоценовых отложений зафиксирована только по периферии Центрально-Каракумского свода, в Верхнеузбойском прогибе. В конце олигоцена свод испытывал интенсивное воздымание.

Южно-Туркменская краевая зона занимала южную окраину Туранской плиты. Она примыкала к

области альпийской складчатости и эпиплатформенной орогенической области. Здесь преобладали отрицательные структурные элементы: Красноводская впадина, Бахардокская моноклинал, Мургабская впадина, переходящая к северу в Мары-Учаджинскую моноклиналную область. Восточнее располагался Бешкентский прогиб, переходивший к юго-востоку в Афгано-Таджикскую впадину, а к северу – в Карабекаульский прогиб. Крайняя восточная часть территории Туркменистана была занята эпиплатформенной орогенической областью – юго-западными отрогами Гиссара. В конце эоцена и в олигоцене эта область Туркменистана оказалась приподнятой; только в раннем миоцене она вновь была покрыта мелководным морем. Приамударьинская область имела ступенчатое строение и включала (частично) Чарджоускую и Бухарскую ступени и Амударьинскую зону дислокаций.

Полезные ископаемые

К полезным ископаемым на территории Туркменистана относятся эоценовые глины (Бахарденское месторождение, Центральный Копетдаг), являющиеся сырьем для керамзитовой промышленности и связующим материалом в литейном производстве; бентонитоподобные глины Гяурсадага, используемые как стройматериалы; олигоценовые глауконитовые глины Западного Копетдага.

Основные выводы

1. Территория Туркменистана являлась частью огромного морского бассейна, протягивавшегося от Карпат до Таджикистана. Этот регион имеет сложное тектоническое строение. Он включал три крупные структурно-фациальные зоны, внутри которых было несколько подзон.

2. В эоцен-олигоценовых отложениях рассматриваемой области наиболее изученными являются фораминиферы, остракоды и моллюски.

3. Граница между эоценом и олигоценом проводится: в Северо-Туркменской структурно-фациальной зоне – в кровле белоглинского горизонта и в подошве дауданской свиты; в Копетдагской зоне – в нижней трети верхнеторымбеурской подсвиты; в Центральном, Гяурском Копетдаге и в Тедженском районе – внутри красноцветной толщи.

4. Наиболее характерной особенностью осадконакопления на рубеже эоцена и олигоцена является почти полное прекращение карбонатообразования.

5. На основе анализа фораминиферных и, частично, остракодовых палеооценозов определено, что в позднем эоцене на территории Туркмении располагалось теплое неглубокое море с нормальными соленостью и газовым режимом. В раннем олигоцене акватория моря несколько сократилась,

глубина была различной для отдельных участков, соленость менялась от нормальной до слабо опресненной, газовый режим не был постоянным. Температура поверхностных и придонных вод несколько снизилась. Источники сноса обломочного материала в эоценовую и олигоценовую эпохи оставались теми же.

6. Климатические изменения в сторону похолодания произошли в результате активизации тектонических движений. Интенсивное сжатие на рубеже эоцена и олигоцена предопределило формирование

предгорных и межгорных морских впадин с разными глубиной, соленостью и динамикой. В результате произошли значительные изменения в систематическом составе биоты, прекратилось карбонатное осадконакопление, преобладающими стали глинистые и алевроито-глинистые фации.

7. Область Туркменистана в эоцен-олигоценовую эпоху была переходной зоной между глубоководными отложениями Крыма и Кавказа и мелководными образованиями Таджикской и Ферганской депрессий.

Регион XIII

Узбекистан

Введение

Узбекистан расположен в пределах центральной и юго-восточной частей Туранской плиты и сочлененного с ней постплатформенного орогена Тянь-Шаня. Эоценовая и олигоценовая эпохи были богаты событиями, нашедшими отражение в геологической истории Средней Азии. В эоцене происходила последняя в кайнозое грандиозная трансгрессия и наступление Мирового океана на Евразийский континент. Относительно глубоководное теплое море покрывало равнины Турана, Тургая и Западную Сибирь, через которые устанавливалась связь южных морей с Арктическим бассейном. Своеобразная глинистая или карбонатно-глинистая формация среднего–верхнего эоцена, выдержанная на огромных пространствах, отвечает периоду спокойного, типично платформенного тектонического развития основных структурных элементов Туранской плиты.

Рубеж эоцена и олигоцена ознаменовался началом неотектонической активизации, приведшей к обширным по площади региональным поднятиям и осушению значительной части эпиконтинентальной акватории на востоке и юго-востоке Турана. В то же время происходил распад единой до этого эпигерцинской платформы на две резко различные по тектоническому режиму развития геоструктурные области – постплатформенный ороген Тянь-Шаня и Туранскую плиту. В отличие от эоцена, олигоцен в Средней Азии представлен двумя принципиально различными формациями. На западе, в пределах Мангышлака, Устюрта и Приаралья, которые с олигоцена начинают испытывать интенсивное погружение, развита мощная (300–400 м), относительно глубоководная, зеленоцветная глинистая формация; на востоке и юго-востоке, в Каракумах, Кызылкумах и в предорогненной зоне, – мелководная красноцветно-пестроцветная терригенная формация, мощность которой не превышает первые десятки метров.

Краткая история изучения

Стратиграфии, палеогеографии и истории геологического развития востока Средней Азии в палеогене посвящены исследования Н.В. Авербург, А.М. Акрамходжаева, Н.Д. Араповой, В.Т. Балахматовой, Г.А. Беленького, И.Г. Беленькой, Т.И. Бельской, О.С. Вялова, Р.Г. Гарецкого, Р.Ф. Гекке-

ра, М.Н. Грамма, Р.М. Давидзона, В.А. Ивановой, Л.П. Кахановой, В.Г. Клейнберга, А.А. Коптельцева, И.А. Коробкова, Г.П. Крейденкова, И.Ф. Кувшиновой, О.А. Кузьминой, Г.Г. Кургалимовой, Е.В. Ливеровской, Р.К. Макаровой, Р.Л. Мерклина, Н.Е. Минаковой, С.Х. Миркамаловой, Л.Д. Мироновой, С.Д. Морозова, А.М. Осиповой, Г.Ф. Пантелеева, В.П. Полякова, В.И. Попова, Б.И. Пинхасова, И.А. Прусковой, У.М. Расулова, М.С. Радовильского, Ш.Г. Саидходжаева, Н.И. Сакиной, Г.Х. Салибаева, Б.Б. Ситдикова, И.С. Сулейманова, Э.Ф. Цацир, Н.В. Черкашенко, Е.К. Шуцкой, В.К. Юровских.

В основу стратиграфической схемы верхнего эоцена и олигоцена Узбекистана положены многочисленные материалы геолого-съемочных работ и тематических стратиграфических исследований, а также данные Р.К. Макаровой и И.Г. Беленькой по моллюскам, Н.В. Авербург, Н.Е. Минаковой, Э.Ф. Цацир, В.К. Юровских и Н.Д. Араповой по фораминиферам и Н.И. Сакиной по остракодам.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Верхнеэоценовые отложения

В пределах региона верхний эоцен представлен тремя основными типами разрезов – устюртским, кызылкумским и ферганским, отражающими изменение осадков и биоценозов по мере приближения к береговой линии бассейна (табл. 7, рис. 35). На Устюрте, в Южном Приаралье, в районе Хорезма и в Западных Кызылкумах развиты относительно глубоководные глинисто-карбонатные отложения с богатым комплексом планктонных и бентосных фораминифер и моллюсков Крымско-Кавказской палеозоогеографической провинции. В Центральных и Восточных Кызылкумах верхний эоцен сложен бескарбонатными глинами окраинной зоны шельфа с богатой и разнообразной малакофауной, в которой доминируют среднеазиатские виды. У подножия горных сооружений Тянь-Шаня, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, Сурхандарьинской и Ферганской впадинах, где некогда располагалась зона прибрежно-морского мелководья, заливов и лагун, верхний эоцен представлен глинистыми отложениями с богатым и разнообразным комплексом моллюсков с преобладанием устриц (рис. 36).

Таблица 7. Схема стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Узбекистана

| Общая стратиграфическая шкала | | | | Корреляция местных стратиграфических разрезов | | | Стратиграфическая схема Казахстана | |
|-------------------------------|----------|--|---|---|----------------------|---|---|----------------------|
| Система | Отдел | Подотдел | Зона* | Юго-Восточный Устюрт, Южное Приаралье, Хорезм | Кызылкумы | Фергана | Северный Устюрт [Цирельсон, 1987] | |
| Неоген | Миоцен | Нижний | | Слон с <i>Pitar (Calista) italica</i> и <i>P. (Cardiopsis) gigas</i> Глины, алевролиты, песчанники Мощность 20-60 м | Сарбатарская свита | Слон с <i>Corbula helmersenii</i> Пески, песчанники серые слоистые Мощность 5 м | Лона <i>Pitar bajsunica</i> Глины и песчанники красные Мощность 2 м | Аральский горизонт |
| | | | Лона <i>Porosonion dendriticus</i> и <i>Cibicides ornatus</i> Глины серые, с прослоями алеаритов и песчанников Мощность 70 м | Слон с <i>Cardium levinae</i> Песчанники серые, с прослоями алевролитов и глин Мощность 10-15 м | | Лона <i>Amphidonta ferganensis</i> Переслаивание глины и песчанников Мощность 10-15 м | Байгубекский горизонт | |
| Палеоген | Олигоцен | Верхний | Лона <i>Spiroplectamina terekensis</i> и <i>Sphaeroidina variabilis</i> Глины светло-коричневые, зеленовато-серые, слабоизвестковистые Мощность 60-90 м | Слон с <i>Cardium abundans</i> Переслаивание красноцветных глин с песками и песчанниками Мощность 5-10 м | | Сумсарский горизонт | Лона <i>Liostrea korobkovi</i> и <i>Amphidonta ferganensis mica</i> Переслаивание красноцветных глин с песчанниками и устричниками Мощность 6 м | Соленовский горизонт |
| | | | Слон с <i>Rzehakia cimlanica</i> Глины коричневатого и зеленовато-серые Мощность 20-50 м | Слон с <i>Cardium serogosicum</i> Переслаивание красных глин с песчанниками Мощность 2-5 м | | | Лона <i>Ostrea rugosa</i> Глины малиновые, карбонатные Мощность 6-45 м | |
| | Нижний | Лона <i>Spiroplectamina carinata oligocena</i> Глины зеленовато-серые, алевролитистые Мощность 100-140 м | Слон с <i>Miocardiopsis ustjurtensis</i> Глины серые, красные Мощность 2-10 м | Лона <i>Fergana sewerzowi</i> Мергели и глины зеленые Мощность 0,1-3 м | Ащесайский горизонт | | | |
| | | Лона <i>Lenticulina hertmanni</i> Глины темно-зеленые Мощность 180-260 м | Глинистая толща Глины зеленовато-серые, с прослоями песков и песчанников Моллюски: <i>Nucula aralensis</i> Luk., <i>Nuculana schurabica</i> Liver., <i>Aralocardia eichwaldiana</i> Rom., <i>Variamussium fallax</i> Korob. Фораминиферы: <i>Globigerapsis tropicalis</i> (Blow et Bann.), <i>G. rubrifomis</i> (Subb.), <i>Bolivina antegressa</i> Subb. Мощность 40 м | Лона мелкий туррителл Глины, ракушняки Мощность 1-2 м | Чеганский горизонт | | | |
| Эоцен | Верхний | P17 | | Лона <i>Bolivina antegressa</i> Мергели, известковистые глины, зеленовато-серые Мощность 10-15 м | | Лона <i>Ostrea tianschanensis</i> и <i>Pecten karadjarjensis</i> Глины Мощность 5 м | | |
| | | P16 | | Лона <i>Globigerapsis tropicalis</i> Мергели белые, кирпично-красные Мощность 20-30 м | | Лона <i>Cultellus grignonensis</i> Глины зеленовато-серые Мощность 40-80 м | | |
| | | P15 | | Лона крупных туррителл Глины, устричники Мощность 3-6 м | | | | |
| | | | | | Исфаринский горизонт | Лона с <i>Aralocardia eichwaldiana</i> Глины зеленовато-серые, опоковидные Мощность 25-40 м | | |

* Зоны выделены по планктонным фораминиферам

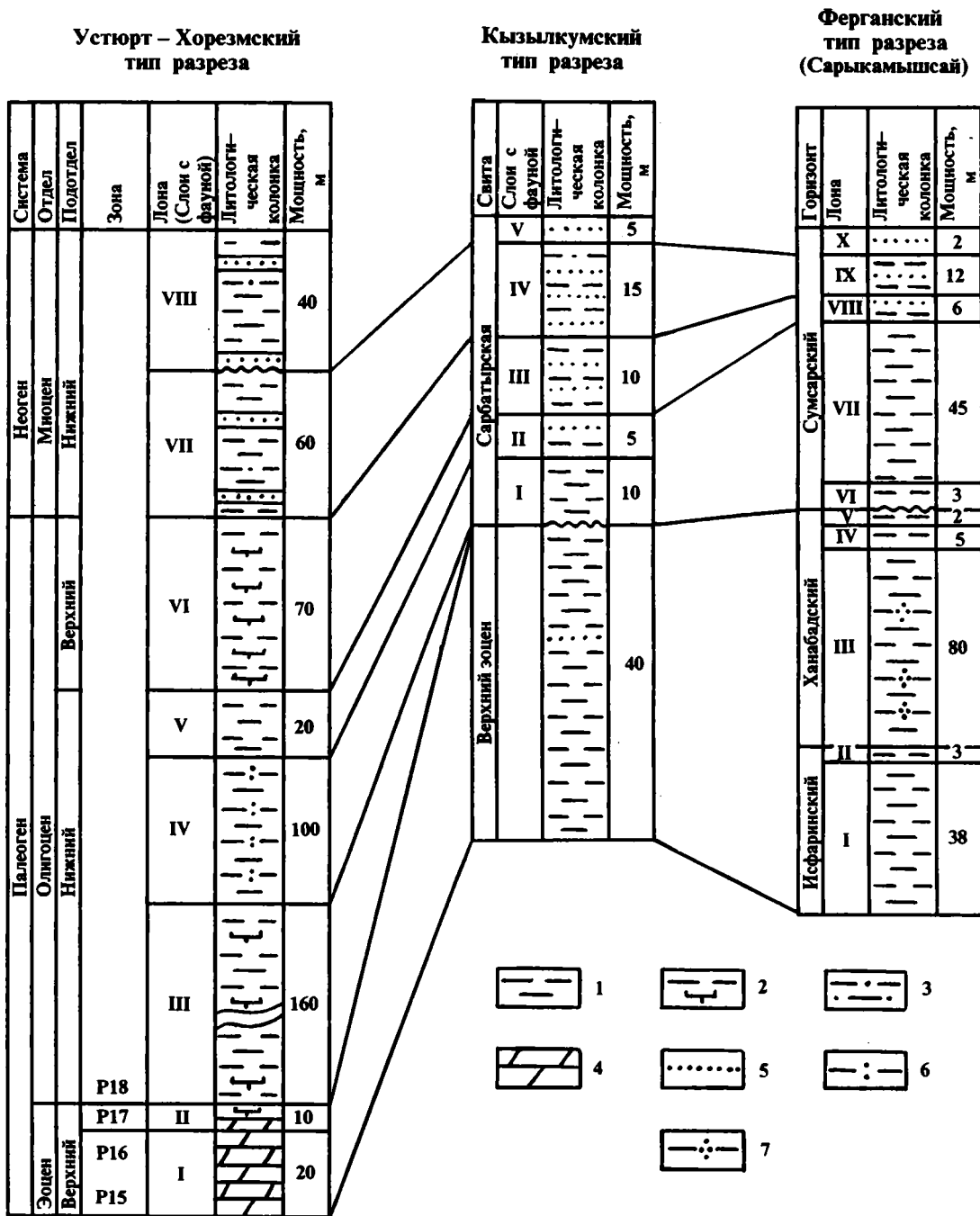


Рис. 35. Сопоставление типовых разрезов верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Узбекистана

Условные обозначения. 1 – глины; 2 – известковистые глины; 3 – песчаные глины; 4 – мергели; 5 – песчаники; 6 – глинистые алевролиты; 7 – алевролиты. Стратиграфические подразделения. Устюрт-Хорезмский тип разреза: I – лона *Globigerapsis tropicalis*, II – лона *Bolivina antegressa*, III – лона *Lenticulina hermanni*, IV – лона *Spiroplectamina carinata*, V – слои с *Rzehakia cimlanica*, VI – лона *Spiroplectamina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*, VII – лона *Porosonion dendriticus* и *Cibicides ornatus*, VIII – лона *Pitar (Calista) italica* и *P. (Cardiopsis) gigas*. Кызылкумский тип разреза: I – слои с *Miocardiopsis ustiurtensis*, II – слои с *Cardium serogosicum*, III – слои с *Cardium abundans*, IV – слои с *Cardium leviniae*, V – слои с *Corbula helmersenii*. Ферганский тип разреза: I – лона *Aralocardia eichwaldiana*, II – лона крупных туррителл, III – лона *Cultellus grignonensis*, IV – лона *Ostrea tianschanensis* и *Pecten karadagjensis*, V – лона мелких туррителл, VI – лона *Ferganea sewerzowi*, VII – лона *Ostrea rugmea*, VIII – лона *Liostrea korobkovi* и *Amphidonta ferganensis mica*, IX – лона *Amphidonta ferganensis*, X – лона *Pitar bajsunica*

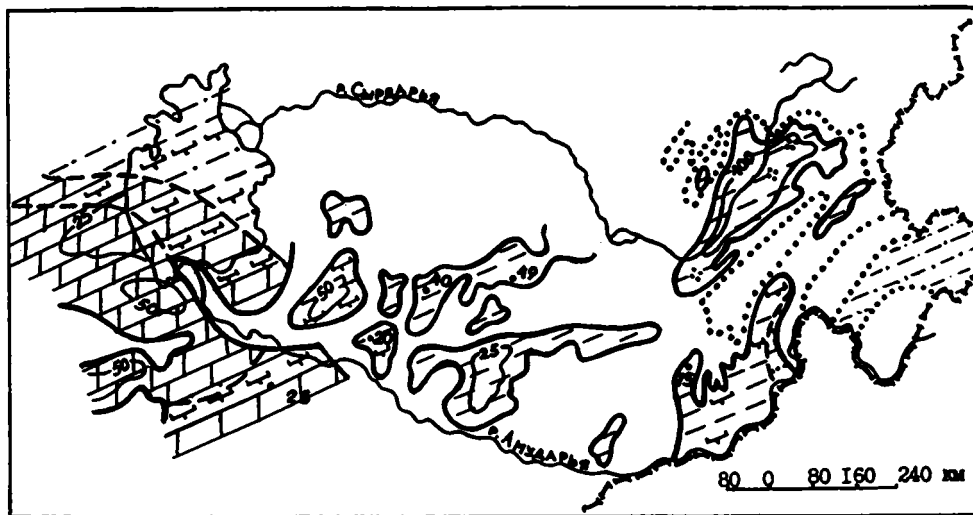


Рис. 36. Схематическая литологическая карта верхнеэоценовых отложений Узбекистана и Таджикистана (в современном срезе) (Рисунки 36-39 составили Б.И. Пинхасов, Ш.Г. Саидходжаев, Б.Б.Ситдиков, Р.К.Макарова, Н.В.Авербург, У.М.Расулов, С.Д.Морозов, Р.М.Давидзон, Г.Х.Салибаев)

Условные обозначения к рис. 36 и 37

1, 2 – границы: 1 – современных выходов отложений верхнего эоцена (на рис. 36) и нижнего олигоцена (на рис. 37), 2 – раздела разнофациальных отложений; 3 – контуры предполагаемого распространения верхнеэоценовых (на рис. 36) и нижнеолигоценовых (на рис. 37) отложений; 4 – изопакиты, м; 5 – мощность отложений в экспонированных разрезах и скважинах, м; 6 – мергели; 7–9 – глины: 7 – карбонатные, 8 – бескарбонатные, 9 – с примесью песчаного материала; 10 – алевролиты; 11 – пески, песчаники с примесью глинистого материала; 12 – песчаники

На Восточном Устюрте, в северной части Южного Приаралья и в районе Хорезма верхний эоцен сложен типичными для белоглинского горизонта мергелями и карбонатными глинами с богатым комплексом планктонных и бентосных фораминифер, по которым выделяются две лоны: *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa*. Отложения лоны *Globigerapsis tropicalis* согласно залегают на мергелистых глинах среднего эоцена с фораминиферами лоны *Globigerina instabilis* – *Bolivina asiatica*. Нижняя часть лоны *Globigerapsis tropicalis* представлена относительно глубоководными белесыми мергелями, а верхняя – мергелями бурыми, кирпично-красными, пятнистыми, с прослоями зеленовато-серых известковых глин. Породы лоны слагают основную по мощности (до 30–36 м) часть разреза (аналога белоглинского горизонта) и содержат массу бентосных и планктонных фораминифер.

Среди бентосных видов определены *Spiroplectamina vicina* Erem., *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Clavulina terterensis* Chalil., *Turkmenella kubinyi* (Hantk.), *Lenticulina limbosa* (Reuss), *Marginulina fragaria* Gümb., *M. behmi* (Hantk.), *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Baggina iphigenia* Samoil., *Gyroidina praecincta* Karr., *Pseudoparella almaensis* Samoil., *Anomalinoides kasinaensis* (Schutzk.), *A. alazanensis*

(Nuttall), *A. granosus* (Hantk.), *Brotzenella acuta taurica* (Samoil.), *Planulina costata* (Hantk.), *Cibicides janculaensis* (Schutzk.), *C. ex gr. ungerianus* (d'Orb.), *C. bionus* (Schutzk.), *Bilimina sculptilis* Cushm., *B. aksuatica* Moroz., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *U. pygmaea* (d'Orb.), *U. costellata* Moroz., *Bolivina simplex* Balakhm., *B. antegressa* Subb. и др.

Наряду с большим количеством бентосных видов эта часть разреза характеризуется разнообразием планктонных форм: *Globigerina corpulenta* Subb., *G. linaperta* (Finlay), *G. tripartita* Koch, *G. eocaena* Gümb., *G. angiporoides* Horn., *G. yeguaensis* Wein. and Appl., *G. praebulloides leroyi* Blow et Bann., *G. pseudovenezuelana* Blow et Bann. Среди глобигерин в изобилии встречены *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. и *G. index* (Finlay), а в кровле – единичные *Globorotalia centralis* Cushm. et Verm. Планктонные формы позволяют отнести описываемую часть разреза к нерасчлененным зонам *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cocolaensis*.

В мергельной пачке с фораминиферами лоны *Globigerapsis tropicalis* содержатся моллюски *Thyasira vara* Korob., *Amussium* (*Ocultamussium*) *semiradiatum* Mayer, *Cuspidaria aralocardioides* Korob. et Makar., *Dientomochilus planus* Beyr., *Volutilithes nodosa* Sow.

Отложения лоны *Bolivina antegressa* на Устюрте сложены мергелями, а в Приаралье и в Хорезме зеленовато-серыми известковистыми глинами мощностью 10–15 м. Фораминиферовые сообщества этой части разреза верхнего эоцена несколько отличаются от комплексов, приуроченных к нижележащим слоям. В ассоциации бентосных форм появляются: *Spiroplectammina tuaevi* Moroz., *Siphonina subreticulata* Mjatl., *Cibicoides tachaensis* (Schutzk.), *C. amphisyliensis* (Andr.), *Bulimina alsatica* (Andr.), *Virgulina schreibersiana* Czizek, *Angulogerina gracilis* Andr., *Bolivina microlanctetiformis* Subb. В самых верхних слоях происходит численное сокращение представителей семейства аномалинид при сохранении их видового разнообразия и значительное увеличение числа особей и видов булиминид и боливинид.

Среди планктонных фораминифер, наряду с развитием перешедших из подстилающих отложений *Globigerina corpulenta* Subb., *G. pseudovenezuelana* Blow et Bann., *G. angiporoides* Horn. и других глобигерин, появляются *Globigerina gortanii* Bors., *G. galavisi* Berm., единичные *G. ampliapertura* Bolli, увеличивается содержание *G. praebulloidis* leroyi Blow et Bann. Здесь же встречаются в большом количестве *Globorotalia increbescens* (Bandy) и *G. centralis* Cushman et Berm. Для этой ассоциации характерно также присутствие мелких тонкостенных *Globigerina officinalis* Subb., *G. khadumica* N. Byk. и *Chiloguembelina gracillima* (Andr.). Подобный комплекс планктона позволяет относить отложения к зоне *Globorotalia centralis*. В кровле лоны *Bolivina antegressa* комплекс фораминифер резко обедняется, присутствуют лишь мелкие *Caucasina eocaenica* Chalil. и *Angulogerina transcaspensis* Moroz.

К верхней части верхнего эоцена приурочены моллюски лоны *Variamussium fallax*: *Nucula korobkovi* Aslan., *N. aralensis* Luk., *Ledella ustjurtensis* Fok., *Yoldia khanabadensis* Ivan., *Amussium* (*Occultamussium*) *semiradiatum* Mayer, *Variamussium fallax* Korob., *Palliolium mayerilaricatum* Korob., *Gryphaea brongniarti* Nyst, *Aralocardia eichwaldiana* Rom., *A. eichwaldiana mica* Ovetsch., *A. gigantaea* Ovetsch., *A. abichiana* Rom., *Lucina rectangulata* Hofm., *Dentalium haeringense* Dreger, *Dientonochilus planus* Beyr. и крылоногий моллюск *Spiratella* (*Altaspiratella*) *amudariensis* Korob.

В верхнеэоценовых отложениях содержатся ostracodes *Cytherella mirusa* Ros., *C. urea* Mand., *Argiloecia ampulloides* Mand., *Krithe caucasica* Mand., *Trachyleberis spiniferrima* (Jones et Sherb.), *Echinocythereis spongiosa* (Liep.), *Pterygocythereis cornuta* (Roenv.), *Paijenborchella trisulcata* Mand., *Eucytherura dentata* Mand.

К устюртскому типу относятся и верхнеэоценовые отложения, развитые на юге Приаралья и в Западных Кызылкумах. Здесь они сохранились только в Таджиказганском, Сафронкудукском и Зангарском прогибах и представлены зеленовато-

серыми известковыми глинами, реже розовыми мергелями с бентосными и планктонными фораминиферами лон *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa*. Мощность 10–50 м.

Кызылкумский тип разреза верхнего эоцена существенно отличается от устюртского, так как в пределах Центральных и Восточных Кызылкумов карбонатные отложения западных районов полностью фациально замещаются бескарбонатными глинами. Здесь верхнеэоценовые отложения уничтожены последующим размывом на большей части площади своего первоначального распространения и сохранились лишь в Джаманкумском, Ергашкудукском и Каракатинском прогибах, а в районе Бухары – в Рометанском и Каракульском. Залегают они согласно на зеленых глинах среднего эоцена и представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми глинами с подчиненными прослоями кварцевых песков и песчаников. Мощность 10–40 м. Лоны *Globigerapsis tropicalis* и *Bolivina antegressa* в Центральных и Восточных Кызылкумах не выделяются.

Комплекс фораминифер (определения Э.Ф. Цацир) включает *Clavulina cylindrica* Hantk., *Spiroplectammina tuaevi* Moroz., *Pseudocyclammina* (?) *transcaspensis* Moroz., *Quinqueloculina ermanni* Born., *Baggina iphigenia* Samoil., *Gavelinella munda* (N. Byk.), *Bolivina antegressa* Subb., *B. asiatica* Moroz., *B. serrata parallela* Chalil., а также единичные *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann.

По данным Р.К. Макаровой, комплекс моллюсков состоит из *Nucula aralensis* Luk., *Nuculana schurabica* Liver., *N. crispata* Koen., *Pinna lebedevi* Alex., *Pecten karadarjensis* Korob., *Ostrea plicata* Sol., *Modiolus bernsyi* Desh., *Libitina alpina* Mather., *Grassatella raricostata* Alex., *C. deshaysiana* Nyst, *Cardita* (*Venericardia*) *lukovichi* Ruch., *C. turgaica* Miron., *Aralocardia eichwaldiana* Rom., *Miltha menardi* Desh., *Laevicardium subellipticum* Alex., *Pitar latillamella* Luk., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Corbula conglobata* Koen., *Mesalia variabilis* Defr., *Variamussium fallax* Korob. и др. Наибольшее сходство приведенная фауна имеет с моллюсками из исфаринского и ханабадского горизонтов Ферганы, аналогов белоглинского горизонта Восточного Устюрта и Южного Приаралья и из чеганской свиты Северного Приаралья. Это позволяет отнести верхнеэоценовые отложения Кызылкумов к переходному типу между нормально морскими (фауна аналогов белоглинского горизонта) и прибрежно-морскими образованиями Ферганы.

В межгорной Ферганской впадине к верхнему эоцену (Ферганский тип разреза) принадлежат осадки исфаринского и ханабадского горизонтов среднеазиатской схемы О.С. Вялова [1935]. Светло-коричневые и серые кремнистые глины с известковистыми конкрециями и глинистые опоки исфаринского горизонта согласно залегают на табачных глинах среднеэоценового риштанского горизонта и имеют мощность 25–46 м. Р.К. Макарова [1970] выделяет в них лону с *Aralocardia eichwaldiana* мощностью 25–40 м и лону крупных

туррителл с преобладанием *Turritella supracarinata* мощностью 3–6 м. Для первой лоны наиболее характерны *Nuculana galeottiana* Nyst, *N. crispata* Koen., *N. schurabica* Liver., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Aralocardia eichwaldiana* Rom., *A. gigantea* Ovetsch., *Pitar latilamella* Luk., *Pholadomya michailovskii* Luk., *Panope turgaica* Makar., *Sycostoma bulbiformis* Lam., *Vermetus* (*Burtinella*) *bognoriensis* Mantell. Во второй лоне совместно с *Turritella supracarinata* Alex., *T. angulata* Sow., *T. uniangularis* Lam., *T. sulcifera* Desh. часто встречаются *Ostrea plicata* Sol., *O. prona longa* Alex., *Pitar latilamella* Luk., *Cardiopsis incrassata* Sow.

Ханабадский горизонт сложен зеленовато-серыми, тонкослоистыми глинами с караваеобразными известковистыми конкрециями. Мощность 10–90 м. Р.К. Макарова [1970] по моллюскам выделяет снизу вверх три стратиграфические единицы: 1) лону с *Cultellus grignonensis*, представленную глинами зеленовато-серыми, местами слабо алеuritистыми, загипсованными, мощностью до 80 м; совместно с *Cultellus grignonensis* Desh. встречаются *Crassatella deshayesiana* Nyst, *Aralocardia eichwaldiana* Rom., *A. eichwaldiana mica* Ovetsch., *A. turkomanica* Vial., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Pitar latilamella* Luk., *Cordiopsis tenuis* Alex., *Pholadomya michailovskii* Luk., *P. ornata* Alex.; 2) лону с *Ostrea tianschanensis* и *Pecten karadarjensis*, состоящую из зеленовато-серых или ярко зеленых глин мощностью 1–6 м; помимо зональных видов обнаружены *Nuculana schurabica* Liver., *Tellina praepostera* Kosh., *Gari fischeri* Heb. et Ren., *Solen rimosus* Bellardi, *Cordiopsis tenuis* Alex., *Pecten subitus* Korob., *Chlamys dichaticosta* Korob., *Ch. zimistanensis* Korob.; 3) лону мелких туррителл и *Astarte chanabadica*, включающую два пласта крепких песчаных ракушняков с прослоями глин; мощность 1–3 м; здесь происходит массовое вымирание туррителл, уменьшение их размеров.

Фораминиферы из ханабадского горизонта изучала Н.Е. Минакова. В нижней части горизонта встречены редкие агглютинированные формы плохой сохранности, а в верхней – ряд эндемичных видов совместно с *Spiroplectammina tuaevi* Moroz., *Neobulimina pseudoelongata* N.Byk., *Discorbis ferganensis* N.Byk., *Eoeponidella lucida* (Min.), *Baggina iphigenia* Samoil., *Cribrononion rischtanicum* (N.Byk.), *Globigerina ex gr. officinalis* Subb., *Virgulina ex gr. schreibersiana* Czizek, *Pullenia usbekistanensis* N.Byk., *Gavelinella munda wachschica* David., обычных для верхнеэоценовых отложений Кызылкумов и Устюрта.

В ханабадском горизонте содержится наннопланктон, в составе которого Н.В. Авербург определила *Coccolithes eopelagicus* Bram. et Ried., *Discoaster binodosus* Mart., *D. saipanensis* Bram. et Ried., *Neococcolithes dubius* (Defl.), *Isthmolithes recurvus* Defl., позволяющие отнести осадки к зоне *Isthmolithes recurvus*.

В пределах Узбекистана олигоцен, как и верхний эоцен, представлен тремя типами разрезов – устюртским, кызылкумским и ферганским. На Устюрте развита толща мощностью до 400 м и более относительно глубоководных зеленоцветных глин внутренней зоны шельфа. По фауне фораминифер в олигоцене здесь выделяются стратиграфические подразделения Крымско-Кавказской области. В Кызылкумах нижний олигоцен сложен мощными красноцветно-пестроцветными отложениями с моллюсками, характерными для мелководных и прибрежно-морских образований. В Фергане олигоцену отвечает большая по мощности нижняя часть сумсарского горизонта со своеобразной фауной, указывающей на затрудненную связь Ферганского залива с открытым морем (рис. 37).

Наиболее полные и мощные разрезы нижнего олигодена развиты на Устюрте, в северной части Южного Приаралья и в Хорезме. Строение олигодена этих районов подробно освещено в работах И.А. Коробкова и Р.К. Макаровой [1959, 1960], В.А. Ивановой с соавторами [1961], О.А. Кузьминой с соавторами [1970], Н.В. Авербург [1970]. Отложения олигодена залегают на мергелях и известковых глинах верхнего эоцена, а в непосредственной близости от Хорезма в своде Ачакского поднятия – с разрывом на глинах среднего эоцена. В нижнем олигоцене по многочисленным моллюскам и фораминиферам выделяются аналоги хадумского горизонта в объеме лон *Lenticulina herrmanni* и *Spiroplectammina carinata oligocenica*. Они сложены зелеными и темно-зелеными слоистыми, местами известковистыми глинами мощностью от 160 м до 400 м.

Граница между эоценом и олигоценом проводится по смене комплексов планктонных фораминифер. Выше мергелистых глин зоны *Globorotalia centralis* верхнего эоцена лежат аналогичные глины мощностью 1–5 м, в которых Н.В. Авербург обнаружила обильные бентосные и планктонные фораминиферы. Среди первых сохраняются многие виды лоны *Bolivina antegressa*. Здесь присутствуют *Clavulina terterensis* Chalil., *Spiroplectammina vicina* Erem., *Lenticulina limbosa* Reuss, *Marginulina fragaria* Gumb., *Siphonodosaria spinescens* (Reuss), *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Alabamina perlata* Andr., *Anomalinoides granosus* (Hantk.), *Planulina costata* Hantk., *Cibicidoides ex gr. ungerianus* (d'Orb.), *C. eo-caenus* (Gumb.), *C. tachaensis* (Schutzk.), *Heterolepa pygmaea* (Hantk.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *B. aksuatica* Moroz., *B. alsatica* (Andr.), *Uvigerina jacksonensis* Gushm., *Angulogerina transcaspensis* Moroz., *Bolivina simplex* Balakhm., *B. antegressa* Subb., *B. microlancetiformis* Subb., *B. aenariensisformis* Mjatl. Для комплекса характерно некоторое сокращение видового разнообразия и количества особей каждого вида по сравнению с позднеэоценовым.

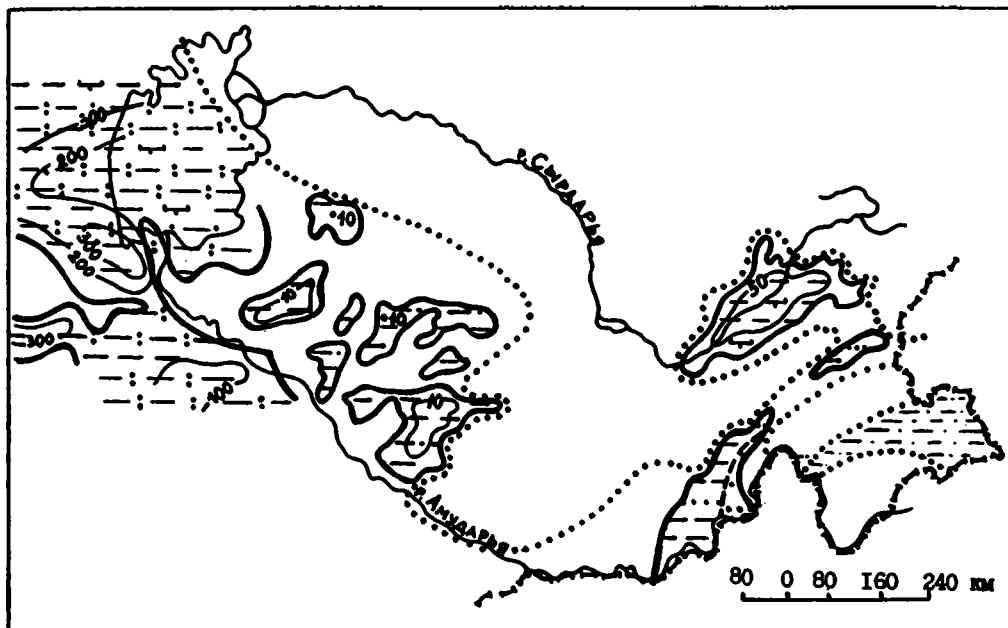


Рис. 37. Схематическая литологическая карта нижнеолигоценовых отложений Узбекистана и Таджикистана (в современном срезе) Условные обозначения см. на рис. 36

Планктонные фораминиферы в этих глинах по составу близки к их комплексу в зоне *Globorotalia centralis*. Отличием является отсутствие *Globorotalia centralis* Cushm. et Berm. и большее количество *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. prasaepis* Blow на общем фоне мелких *Globigerina officinalis* Subb., *G. khadumica* N. Byk., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *Chiloguembelina gracillima* (Andr.). Вероятно, глины с подобным комплексом планктона можно отнести к зоне *Globigerina tapuriensis*, в основании которой следует проводить границу между эоценом и олигоценом.

Выше в глинах лоны *Lenticulina herrmanni* развиты преимущественно бентосные фораминиферы, отличающиеся от видов из базальных слоев тонкой стенкой раковин, резким сокращением видового и количественного состава. Здесь определены *Lenticulina herrmanni* Andr., *Baggina* ex gr. *valvulinariaformis* N. Byk., *B. iphigenia* Samoil., *Heterolepa almaensis* (Samoil.), *H. sulzensis* (Herrm.), *Cibicidoides amphisyliensis* (Andr.), *C. oligocenicus* (Samoil.), *Nonion maragaensis* Chalil., *Nonionella liebusi* Hagn, *Melonis dosularensis* Chalil., *Caucasina schischkinskayae* (Samoil.), *Virgulina* ex gr. *mustoni* Andr., *Bolivina mississippiensis* Cushm., *B. aenariensisformis* Mjatl., *Chiloguembelina gracillima* (Andr.). В нижнем олигоцене Южного Приаралья и Хорезма, т.е. в районах, непосредственно прилегающих к Кызылкумам, встречается большое количество переотложенных эоценовых фораминифер — кумские глобигерины, белоглинские аномалиниды и лентикулины.

В нижней части олигоцена Устюрта, Приаралья и Хорезма найдены разнообразные моллюски:

Nucula compta Goldf., *N. peregrina* Desh., *Nuculana chadumica* Korob., *N. perovalis* Koen., *N. gracilis* Desh., *Phacoides batalpaschinica* Korob., *Thyasira uncarinata* Nyst, *Abra bosqueti* Semp., *Gari angusta* Phill., *Astarte bosqueti* Nyst, *A. ustjurtensis* Iljina, *Cardita tuberculata* Munst., *Bathyarca saxonica* Koen., *Thracia fada* Sand., *Cuspidaria variocostata* Korob., *C. ninae* Korob., *Corbula conglobata* Koen., *Polinices (Polinices) obovatus* Sow., *Ficus (Fulguroficus) crassitria* Koen., *Pleurotoma explanata* Koen., *Apporhais pescarbonis* Brongn., *Scaphandes dilatatus* Phil., *Tornatella simulata* Sol., *Vexillum sokolovi* Bajar., *Dentalium novaki* Koen.

В отложениях лоны *Lenticulina herrmanni* спорадически встречаются остракоды: *Cytherella beyrichi* (Reuss), *Argilloceia ampulloides* Mand., *Cytheridea pernota* Oertli, *Krithe caucasica* Mand., *Echinocythereis spongiosa* (Liep.), *Pterygocythereis volans* Oertli, *P. cornuta* (Roemer), *Eucytherura dentata* Lnkls. (определения Н.И. Сакиной).

Лона *Spiroplectammina carinata oligocenicica* также сложена серыми и зеленовато-серыми слабоизвестковистыми глинами с редкими прослойками доломитизированных известняков общей мощностью до 100–140 м. Комплекс фораминифер представлен преимущественно бентосными формами: *Spiroplectammina carinata oligocenicica* Nik., *Cornuspira involvens* (Reuss), *Quinqueloculina ermanni* (Reuss), *Triloculina enoplostoma* (Reuss), *Spiroloculina canaliculata* (Reuss), *Lagena vulgaris* Reuss, *Neogyroidina memoranda* Subb., *Gyroidina* ex gr. *soldanii* (d'Orb.), *Pseudoparella almaensis* Samoil., *P. kiliani* Andr., *Gavelinella munda munda* (N. Byk.), *Heterolepa karabogasica* (Korov.), *Anomalinoidea*

macrurus (N.Byk.), Cibicidoides ex gr. speciosus (Cushm. et Sed.), C. aff. lopjanicus (Mjatl.), C. expertus (Schutzk.), C. amphisyliensis (Andr.), C. oligocenicus (Samoil.), Nonionella liebusi Hagn, N. lobsanensis Andr., Melonis dosularenis Chalil., Caucasina schischkinskayae Samoil., Uvigerinella majkoptica Kraeva, U. ex gr. californica Cushm., Robertina declivis Andr., Bolivina mississippiensis Cushm. и редким планктоном – Globigerina sp., Pseudohastigerina liverovskyaе (N.Byk.).

Здесь же встречены моллюски: Nucula compressa Phil., N. chastelii Fok., Nuculana cf. gracilis Desh., Thyasira obtusa Beyer., Cardium cf. cingulatum Koen. (определения Н.А. Фокиной).

Венчается разрез нижнего олигоцена пачкой коричневатого-серых глин с пелециподами Rzehakia cimlanica Zhizh., Lentidium (Janshinella) vinogradskii Merkl., L. (J.) garetzkii Merkl. (определения Р.К. Макаровой) и обильными крупными остракодами Disopontocypris oligocenicа Lal., D. (?) kasachstanica Mand., Cyprinotus medianus Chochl., Clithrocytheridea solenica Chochl., характеризующими на юге Европейской России соленовский горизонт.

Нижнеолигоценые отложения согласно перекрыты серыми и зеленовато-серыми алевролитистыми глинами верхнего олигоцена мощностью до 90 м с фораминиферами лоны Spiroplectammina terekensis – Sphaeroidina variabilis.

В отличие от непрерывных и мощных разрезов олигоцена Устюрта, Приаралья и Хорезма, к юго-востоку от этих районов, в Кызылкумах, развита маломощная (40–100 м) толща осадков. Нижняя часть ее сложена мелководными пестроцветными глинистыми образованиями олигоцена, а верхняя – такими же по генезису красноцветно-пестроцветными глинисто-песчаными породами нижнего миоцена. Эта толща широко известна в геологической литературе под названием сарбатырской свиты. Она сохранилась в Сафронкудукском, Зангарском, Рометанском, Каракульском прогибах и в неглубоких впадинах Центральных Кызылкумов, где с размывом залегает на различных горизонтах верхнего, а местами и среднего эоцена. Поэтому определение границы эоцена и олигоцена в Кызылкумах не вызывает затруднений: все исследователи проводят ее однозначно – в подошве сарбатырской свиты.

Р.К. Макарова [1973] в разрезе сарбатырской свиты выделяет: 1) слои с Miocardiosis ustjurtensis, 2) слои с Cardium serogosicum, 3) слои с Cardium abundans, 4) слои с Cardium leviniae, 5) слои с Corbula helmersenii – Lentidium kuzhasaica. Три первых подразделения отвечают олигоцену, а два последних – нижнему миоцену. Фауна моллюсков сарбатырской свиты Кызылкумов хорошо сопоставляется с аналогичными или сходными олигоцен-раннемиоценовыми комплексами Северного Устюрта, а стратиграфический объем свиты отвечает суммарно ащайрыкскому, соленовскому, байгубекскому и аральскому горизонтам Ка-

захстана в схеме Б.С. Цирельсона с коллегами, составленной в рамках проекта № 174 МПГК.

Нижняя часть сарбатырской свиты – слои с Miocardiosis ustjurtensis – сопоставляется с ащайрыкской свитой и сложена красноцветными, сероцветными и сиреневыми глинами с прослоями алевролитов. Мощность 2–10 м. Из этих отложений Р.К. Макарова определила Nucula (Nucula) compta Godf., N. (N.) orbigny Glib., N. (Leonucula) peregrina Desh., N. (L.) praeperegrina A. Korob., Nuculana (Nuculana) gracilis Desh., Musculus stenbergenesis Ander., Isocardia subtransversa subtransversa d'Orb., Cyprina rotundata rotundata Braun., C. rotundata ustjurtensis Iljina, Lucina ustjurtensis Iljina, Phacoides batalpaschinica Korob., Cordiopsis incrassata incrassatoides Nyst, Callista (Costocallista) splendida Merkl., C. (Micracallista) koryschewi Iljina, Miocardiosis ustjurtensis Iljina, Gari angusta Phil., Abra fragilis Bosq., Siliqua ustjurtensis Iljina, Panope heberti Bosq., P. bebkovi Busur., Cyrtodaria angusta parva Speyer, Sphenia gliberti A. Korob., Corbula conglobata Koen., Thracia speyeri Koen., Euspira dilatata Phil. Наибольшее сходство приведенный комплекс имеет с моллюсками ащайрыкской свиты Северного Устюрта, фауной лоны Ostrea pygmaea сумсарского горизонта Ферганы и рюпельского яруса Западной Европы.

Корреляцию отложений сарбатырской свиты и олигоцена Восточного Устюрта по фораминиферам провела Н.Е. Минакова [1966]. Низы сарбатырской свиты являются аналогами лоны Spiroplectammina carinata oligocenicа, затем идут отложения, соответствующие лоне Spiroplectammina terekensis – Sphaeroidina variabilis. Самая верхняя часть разреза сарбатырской свиты, отвечающая нижнему миоцену, выделяется в лону Porosonion dendriticus и Cibicides ornatus. По данным Э.Ф. Цацира, низы свиты характеризуются фораминиферами Saccamina variabilis Bogd., Reophax splendidus Grzyb., Haplophragmoides latidorsatus (Bronn.), Ammodiscus incertus (d'Orb.), Cyclammina placenta (Reuss), Verneuilinoides compressa (Andr.), Rotalia canui Cushm., Heterolepa ex gr. almaensis (Samoil.), Melonis dosularenis Chalil., Nonion granosus d'Orb., N. usbekistanensis N. Byk., Cribronion krimholzi (Balakhm.), Caucasina schischkinskayae Samoil.

Таким образом, стратиграфический объем сарбатырской свиты – олигоцен – нижний миоцен. При этом, базальные горизонты олигоцена в Кызылкумах отсутствуют. Здесь не обнаружены отложения, являющиеся возрастным аналогом лоны Lenticulina heggmanni западных районов, т.е. ащайрыкской свиты Северного Устюрта, где последняя залегает в основании олигоцена между чеганской и ащайрыкской свитами. На отсутствие низов олигоцена в Кызылкумах указывают прямые геологические и палеогеографические признаки – глубокий предсарбатырский размыв, отвечающий перерыву в осадконакоплении, и наличие переотложенных

фораминифер по всему разрезу лоны *Lenticulina hermanni* в Хорезме и Южном Приаралье.

Захоронение переотложенных фораминифер в нижнеолигоценых отложениях районов, непосредственно примыкающих к Кызылкумам, свидетельствует о том, что Кызылкумы, как и вся юго-восточная окраина Турана, после регрессии эоценового бассейна значительное время оставалась эродлируемой сушей. Последняя была сложена зелеными глинами эоцена, которые и подверглись размытию. Лишь с развитием трансгрессии во второй половине хадумского времени связано возобновление осадконакопления в Кызылкумах и начало формирования после перерыва качественно новой мелководной красноцветно-пестроцветной формации. К этой же формации относятся и малиновые глины сумсарского горизонта, образовавшиеся в глубоко вдававшемся в сушу Ферганском заливе олигоценового, а затем и раннемиоценового моря.

Р.К. Макарова [1985] считает сумсарский горизонт и сарбатырскую свиту одновозрастными, т.е. олигоцен-раннемиоценовыми. В районе Риштанских складок в Сарыкамышсае, где расположен наиболее полный и мощный (до 70 м) разрез сумсарского горизонта, снизу вверх она выделяет пять лон: 1) лона *Ferganea sewerzowi*, 2) лона *Ostrea pygmaea*, 3) лона *Liostrrea korobkovi* и *Amphidonta ferganensis mica*, 4) лона *Amphidonta ferganensis*, 5) лона *Pitar bajsunica*. Первую и вторую лоны Р.К. Макарова коррелирует со слоями с *Miocardiopsis ustjurtensis* и *Cardium serogosicum*, третья отвечает слоям с *Cardium abundans*, четвертая и пятая соответствуют слоям с *Cardium leviniae* и *Corbula helmersenii* – *Lentidium kuzhasaica*.

Отложения лоны *Ferganea sewerzowi* залегают согласно или с неглубоким размывом на породах верхнего эоцена, представлены мергелями и глинами с прослоями красноцветных глин и содержат в основании фосфоритизированную гальку и фауну. Мощность лоны изменяется от 0,1 до 3 м. Характерными видами моллюсков, помимо зонального вида, являются *Pecten tutaksaicus* Mak. и ряд видов, переходящих из ханабадского горизонта.

Совместно с моллюсками встречаются фораминиферы: *Spiroplectamina tuaevi* Moroz., *Eoepionidella lucida* (Min.), *Cribronion rischtanicum* (N.Byk.), *Chiloguembelina gracillima* (Andr.), *Globigerina officinalis* Subb., *G. khadumica* N.Byk., *Virgulina ex gr. schreibersiana* (Czizek), *Nonionella bykovae* Volosch., *Gavelinella munda munda* (N.Byk.), *G. munda postacanic* David., *Cibicidoides ex gr. oligocena* (Samoil.), *Heterolepa khanabadensis* (Mjassn.) (определения Н.Е. Минаковой).

Отложения лоны *Ostrea pygmaea* состоят из малиновых неслоистых карбонатных глин мощностью до 6 м в Исфаре и до 45 м в Сарыкамышсае. Среди моллюсков установлены *Nucula comta* Goldf., *Yoldiella chadumica* (Korob.), *Batharca saxonica* Koen., *Pteria stampinensis* Desh., *Pinna indeterminata* Sand., *Ostrea pygmaea* Vial., *Isocardia subtransversa subtransversa* d'Orb., *Miocardiopsis*

ustjurtensis Ijina, *Cyprina rotundata ustjurtensis* Ijina, *Phacoides batalpaschinica* Korob., *Callista* (*Costacallista*) *splendida* Merkl., *Cordiopsis incrassatoides* Nyst, *Gari angusta* Phil., *Cyrtodaria angusta parva* Speyer, *Thracia speyeri* Koen., *Calyptraea striatella* Nyst, *Vexillum sokolovi* Bajer.

В этой лоне совершенно иной, рупельский комплекс моллюсков, отличающийся от встреченного в отложениях исфаринского и ханабадского горизонтов. Здесь совершенно исчезают ребристые изокардии, им на смену приходят изокардии с гладкой поверхностью раковины, реже встречаются крупные циприны, туррителлы, фауна становится мелкорослой, преобладают холоднолюбивые виды. Из верхнего эоцена сюда переходят всего лишь пять видов: *Gari angusta*, *Panope heberti*, *P. babkovi*, *Ispharina erro*, *Bella sulcata*. Приведенная ассоциация моллюсков обнаруживает поразительное сходство с моллюсками сарбатырской свиты Кызылкумов (слои с *Miocardiopsis ustjurtensis*), хадумского горизонта Кавказа и ашеайрыкской свиты Северного Устюрта.

Из этой части сумсарского горизонта Н.Е. Минакова и Э.Ф. Цацир определили *Spiroplectamina tuaevi* Moroz., *Nodosaria intermittens* Roem., *Baggina iphigenia* Samoil., *Cribronion rischtanicum* (N.Byk.), *Globigerina officinalis* Subb., *G. khadumica* N.Byk., *Nonionella bykovae* Volosch., *Anomalinoidea macrurus* (N.Byk.), *Gavelinella subbotinae* (N.Byk.), *G. munda munda* (N.Byk.), *Cibicidoides tschagalaensis* (Korov.), *C. sumsarensis* (N.Byk.).

В малиновых глинах сумсарского горизонта разреза Ташкумыр Н.В. Авербург встретила единичные экземпляры наннофоссилий *Coccolithus eopelagicus* Bram. et Ried., *Cyclococcolithus formosus* Kamptn., *Ericsonia subdisticha* (Bram. et Will.), *Sphaenolithus predistentus* Bram. et Will.

Здесь же обнаружены остракоды, сходные с ханабадскими. Помимо видов, развитых в ханабадском горизонте, Н.И. Сакина определила *Cythereella scaria* Mand. и *Eucytherura dentata* Lnkls., известные только в сумсарском горизонте.

В заключение регионального обзора стратиграфии олигоцене следует отметить, что некоторые авторы настоящего очерка – И.Г. Беленькая, Н.И. Сакина, У.М. Расулов, С.Д. Морозов – считают, что основная часть сумсарского горизонта является возрастным аналогом лоны *Lenticulina hermanni* (олигоцен).

Палеогеографическая обстановка

Изучение строения верхнеэоценовых и нижнеолигоценых отложений, условия их залегания и распространения, детализация местных стратиграфических схем и межрегиональная корреляция этих отложений значительно расширяют наши представления о характере восточных краевых зон палеогеновых бассейнов, палеогеографии Средней Азии и основных событиях геологической истории в рассматриваемое время.

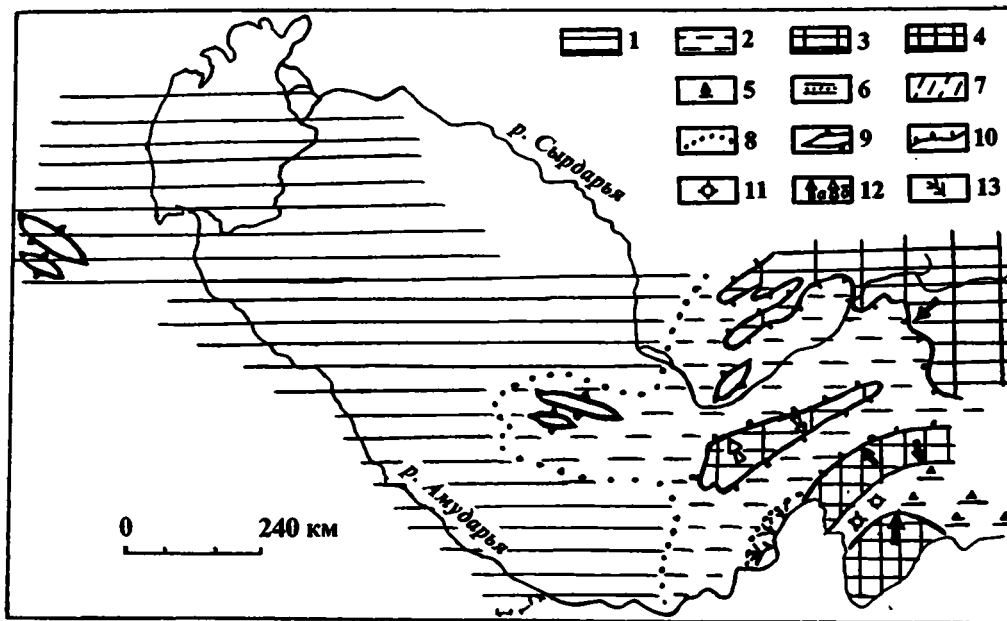


Рис. 38. Схематическая палеогеографическая карта Узбекистана и Таджикистана для позднего эоцена (в современном срезе)
Условные обозначения к рис. 38 и 39

1 — шельф; 2 — зона прибрежно-морского мелководья, заливов и лагун; 3, 4 — суша: 3 — низкая, 4 — высокая; 5 — межгорные озерные впадины; 6 — зона развития пляжных песков; 7 — озерная равнина, периодически заливаемая морем; 8 — граница, отделяющая шельф и зоны мелководья; 9 — подводные поднятия; 10 — граница суши и моря; 11 — участки проявлений вулканизма; 12 — направления сноса обломочного материала: основные (а) и второстепенные (б); 13 — речные дельты

В позднем эоцене завершился длительный период типично платформенного развития Средней Азии. Конфигурация восточной окраины позднеэоценового моря, покрывавшего равнины Тургая, характеризовалась значительной унаследованностью от предыдущего среднеэоценового бассейна, который отвечал максимуму трансгрессии. В позднем эоцене море вплотную подходило к Срединному Тянь-Шаню, где господствовал рельеф денудационных равнин и продольных долин, заполнявшихся континентальными красноцветами. Значительная островная суша существовала и в пределах Туркестано-Алая. Сообщение Ферганского залива с открытым морем было достаточно свободным и осуществлялось через Алайскую долину и Афгано-Таджикскую депрессию, а на западе — через Приташкентский район (рис. 38).

В начале позднего эоцена (исфаринский век) в северной части Ферганского залива формировались глинисто-алевритовые породы с примесью песка и гравия, принесенного реками с Тяньшаньской суши [Геккер и др., 1962]. В южной части залива большое развитие получили тонкие кремнисто-глинистые осадки с радиоляриями. В ханабадский век соленость вод залива оставалась близкой к нормальной. Продолжалось формирование преимущественно тонких глинистых осадков, но кремнистые отложения полностью отсутствовали. В конце позднего эоцена началось обмеление залива, глинистые отложения обогатились алевритовым материалом и стали карбонатными.

Зона прибрежно-морского мелководья, заливов и лагун, опоясывавшая часть Азиатского континента западнее Нуратинских гор, которые в то время представляли собой поднятие, переходила в открытое море, отвечавшее внутренней зоне шельфа. В относительно мелководной кызылкумской части шельфа происходило отложение глинистых осадков, а в удаленных районах бассейна, в пределах Южного Приаралья и Устюрта, формировались преимущественно карбонатные отложения. Развитие среднеазиатской части Туранской плиты в позднем эоцене происходило на фоне общего слабо дифференцированного погружения. Об этом свидетельствуют незначительные (25–50 м) мощности отложений на Устюрте, в Приаралье и Кызылкумах. И только во внутриорогенных Ферганской и Сурхандарьинской впадинах мощность верхнеэоценовых отложений максимальная и составляет 100–150 м.

Рубеж эоцена и олигоцена является переломным моментом в истории геологического развития Средней Азии. Он ознаменовался началом неотектонической активизации, приведшей к региональным поднятиям и регрессии эоценового моря. С олигоцена в области Тяньшаньского сектора бывшей эпигерцинской платформы начинается преобразование древнего пенеплена (рис. 39). Возникают пологосводовые поднятия, и обособляются сочлененные с ними зоны опусканий [Ранцман, 1975]. В пределах Туранской плиты режим нисходящих, слабо дифференцированных движений, гос-

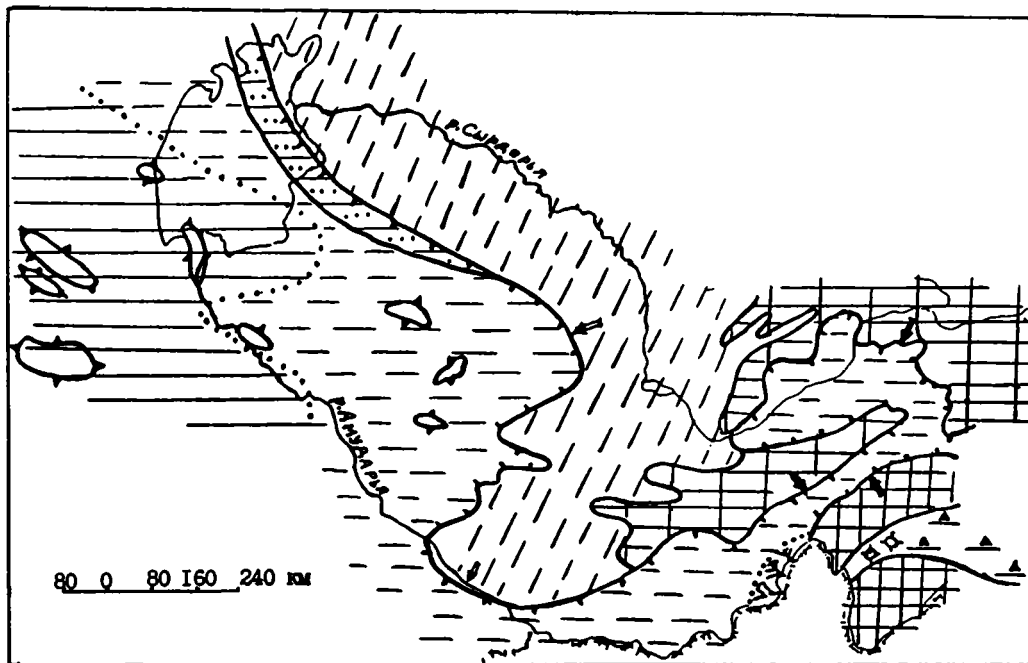


Рис. 39. Схематическая палеогеографическая карта Узбекистана и Таджикистана для раннего олигоцена (в современном срезе)
Условные обозначения см. на рис. 38

подствовавших в эоцене, сменился в олигоцене общим поднятием юго-восточной части плиты и интенсивным погружением ее центральных районов [Пинхасов, 1984].

В начале олигоцена окраины Турана – Кызылкумы и Юго-Восточные Каракумы, примыкавшие к возрождавшемуся орогену, – испытали подъем, освободившись от покрова моря, и начали подвергаться размыву. Величина этого первого в кайнозое регионального денудационного среза достигает в Кызылкумах 100–150 м [Ситдииков, 1967]. Морской бассейн отступил на северо-запад, в центральные районы Турана. Здесь в пределах Южного Приаралья, северо-восточной части Каракумов, Устюрта и Мангышлака в раннем олигоцене в условиях интенсивного погружения и непрерывного осадконакопления сформировалась довольно однородная и мощная толща зеленовато-серых глин зоны *Lenticulina hegtmanni*. В первой половине хадума восточная краевая зона олигоценового бассейна представляла собой обширный, вдающийся со стороны Предкавказья залив, к востоку и юго-востоку от которого простиралась Каракумо-Кызылкумская суша.

Во второй половине хадумского века произошло расширение площади морского осадконакопления. Море из центральных районов Турана стало отступать на Каракумо-Кызылкумскую сушу. С развитием олигоценовой трансгрессии и последующим значительным расширением ее в раннем миоцене, когда море вновь перекрывало Кызылкумы и Каракумы, связано формирование на юго-востоке Средней Азии качественно новой

мелководной красноцветно-пестроцветной формации. Отложения этой формации – сарбатырская свита Кызылкумов или мургабская свита Каракумов – отделены региональной поверхностью несогласия от подстилающих образований эоцена. На протяжении всего олигоцена центральные районы Турана – Устюрт, Приаралье, Хорезм – продолжали оставаться областью интенсивного погружения и мощного осадконакопления, а Кызылкумы и Каракумы представляли собой мелководный континентальный склон, где мощность олигоцена не превышала первые десятки метров.

С развитием трансгрессии во второй половине хадума и возобновлением осадконакопления в Кызылкумах и Юго-Восточных Каракумах было связано и проникновение морских вод в Афгано-Таджикскую депрессию и далее по Алайской долине в Ферганскую впадину. С ингрессией моря в область зарождающегося постплатформенного орогена Тянь-Шаня связано формирование здесь такой же, как и на платформе, мелководной красноцветно-пестроцветной формации, которой в Таджикской депрессии отвечают санглакский и шурысайский горизонты схемы Р.М. Давидзона с соавторами [1982] и сумсарские отложения Ферганы.

Связь Ферганского залива с краевой Каракумо-Кызылкумской зоной олигоценового, а затем и раннемиоценового бассейна, в отличие от предшествующей эоценовой эпохи, была односторонней и осуществлялась только через Алайскую долину и Таджикскую депрессию [Волков, Пинхасов, 1985]. На западе Ферганы залив был замкнут и не сообщался с Кызылкумами. Об этом свидетельствует не

только наблюдаемое в Юго-Западной Фергане фациальное замещение сумсарских прибрежных образований континентальными красноцветами, но и характер выполнения глубокой Ташкент-Голодностепской впадины, разделяющей Фергану и Кызылкумы. В ней развиты только континентальные отложения и отсутствуют какие-либо образования морского генезиса, указывающие на существование такой связи.

Полезные ископаемые

К верхнеэоценовым и олигоценовым отложениям приурочен ряд полезных ископаемых. В Фергане глины ханабадского горизонта используются для производства керамзита. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта верхнеэоценовые глины являются сырьем для изготовления кирпича, а кварцевые пески применяются в стекольной промышленности. Сумсарские малиновые глины пригодны для приготовления буровых растворов, а в Нефтебаде (Фергана) к кровле сумсарских отложений приурочены нефтеносные пески – пласт II.

Основные выводы

Стратиграфические подразделения верхнего эоцена и нижнего олигоцена Средней Азии по богатым комплексам фораминифер и моллюсков че-

рез промежуточные разрезы Устюрта коррелируются с зональной шкалой палеогена Крымско-Кавказской области. В непрерывных разрезах Южного Приаралья и Устюрта граница между эоценом и олигоценом проходит по кровле зоны *Globorotalia centralis* в однородной толще мергелистых глин. Первые метры (1–5) олигоценовой толщи содержат комплекс планктонных фораминифер зоны *Globigerina tapuriensis*. Выше по разрезу наблюдается резкая литологическая смена карбонатных фаций бескарбонатными глинами. Здесь же происходит смена комплексов фораминифер, полностью исчезают позднеэоценовые виды и начинают встречаться редкие тонкостенные преимущественно бентосные олигоценовые.

В Кызылкумах рубежу эоцена и олигоцена отвечают восходящие движения, перерыв в осадконакоплении и выработка регионального денудационного среза. Граница олигоцена здесь проводится по подошве сарбатырской свиты, а в орогене Тянь-Шаня – в основании сумсарского горизонта. Нижняя часть сарбатырской свиты и сумсарская свита условно сопоставляются с зоной *Spiroplectammina saginata oligocenica* и ащайрыкской свитой Северного Устюрта.

В отличие от этой точки зрения некоторые исследователи считают, что сумсарские отложения залегают на ханабадских без стратиграфического перерыва.

Регион XIV Кыргызстан

Введение

Кыргызстан (Киргизия) – типичная горная страна; около 43% ее поверхности находится на высотах более 3000 м над уровнем моря и только около 15% на высотах ниже 1500 м. Территориально Кыргызстан расположен почти полностью в пределах хребтов Тянь-Шаня и разделяющих их межгорных впадин. Большинство хребтов сложено породами допалеозойского и палеозойского возраста, межгорные впадины выполнены мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Основные черты истории развития, литолого-фациальный состав мезозойско-кайнозойских отложений и особенности палеогеографических условий позволили разделить территорию Кыргызстана на два региона: Южный, расположенный на юго-западе, и Северный, расположенный на северо-востоке. Естественными орографическими и структурными рубежами являются поднятие Ферганского хребта и Таласо-Ферганский разлом. Южный регион на протяжении всего мезозоя-палеогена был типичной эпигерцинской плитой, куда проникали меловые и палеогеновые моря. Северный регион являлся в это время типичным эпигерцинским щитом, где формировались сугубо континентальные накопления.

Центр Южного региона – Ферганская межгорная впадина, окаймленная на северо-западе Чаткало-Кураминской, на северо-востоке Таласо-Ферганской и на юге Гиссаро-Алайской системами хребтов. Ферганская впадина по геологическому и геоморфологическому строению является новейшим синклиналием, а обрамляющие хребты – новейшими антиклинальными структурами разного ранга. В пределах Северного региона по характеру новейших структурных форм выделяются передовые зоны – северная и южная, представленные антиклинорными сооружениями и линейно вытянутыми глыбовыми мегаскладками. Между ними заключена срединная зона, состоящая из подзон брахиформных глыбовых складок в домезозойских породах, брахискладок и сложных антиклинальных поднятий с выходами на дневную поверхность палеозойских ядер в пределах распространения пород мезозойско-кайнозойского покрова [Чедия, 1986]. В северную передовую зону входят системы Киндыктасского, Кунгейского (Кунгей-Алатау), Киргизского и Терскойского (Терской-Алатау) хребтов, Таласская, Чуйская и Иссык-Кульская

впадины. Южная передовая зона лежит юго-восточнее Аксуйской впадины до Кокшаальского хребта включительно. Срединная зона объединяет ряд внутригорных и межгорных впадин, среди которых наиболее крупные Ала-Бука-Нарынская и Атбашинская, разделенные сложными антиклинальными поднятиями.

Среди кайнозойских отложений Кыргызстана выделяются два структурных комплекса: платформенный и орогенический. Платформенный комплекс состоит из отложений позднего мела и эоцена. В Южном регионе они представлены морскими и лагунно-морскими накоплениями, в Северном – континентальными образованиями красноцветной терригенной формации с платформенными базальтами. Орогенический комплекс обоих регионов образован континентальной молассой олигоцен-плейстоценового возраста¹.

Краткая история изучения и литолого-стратиграфическая характеристика палеогена Южного Кыргызстана.

Палеогеновые отложения Южного Кыргызстана наследуют условия седиментации позднемелового возраста. Это морские и лагунно-морские фации с переходом в континентальные в верхнем отделе системы.

Исследования палеогеновых отложений Южного Кыргызстана были начаты в 1878–1890 г.г. Г.Д. Романовским, которому принадлежит первая схема стратиграфии и описание фауны, преимущественно устричной. Существенный вклад в познание стратиграфии палеогеновых отложений региона внес К.П. Калицкий [1914]. Важным этапом в изучении ферганского палеогена явились работы О.С. Вялова, который разработал стратиграфическую схему палеогена Средней Азии [1935, 1954]. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии, происходившее в 1958 г., приняло за основу схему О.С. Вялова, заменив в ней "ярусы" "слоями" и сохранив укоренившиеся названия [Решение совещания..., 1959]. Изучением палеогеновых отложений занимались Н.К. Быкова, Р.Ф.Геккер, М.Н.Грамм, Н.Е.Минакова, Л.В. Миронова, В.Н. Ренгартен, С.Н. Симаков и другие

¹ Некоторые исследователи (О.К. Чедия, В.М. Язовский, В.Н. Турбин) начинают орогенический этап с позднего олигоцена.

ученые, работы которых были посвящены палеонтологическому обоснованию возраста отдельных горизонтов и уточнению стратиграфического расчленения.

Верхнеэоценовые отложения

В схеме расчленения третичных отложений Ферганы, составленной О.С. Вяловым [1935, 1954], верхнеэоценовые накопления венчаются породами исфаринского яруса; ханабадский и сумсарский ярусы отнесены к олигоцену. Согласно Унифицированной стратиграфической схеме [Решение совещания..., 1959], к верхнеэоценовым отложениям отнесены и ханабадские слои, т.е. граница между эоценом и олигоценом проводится по подошве сумсарских слоев. Г.П. Крейденков и В.А. Распопин [1970, 1972] и Л.П. Каханова [1975] считают, что верхнеэоценовые накопления заканчиваются сумсарскими слоями. М.В. Неймышев [1970] на основе ритмостратиграфических построений проводит границу между эоценом и олигоценом внутри исфарино-ханабадской ритмосвиты. В Объяснительной записке к впервые изданной Геологической карте Киргизии (Кыргызстана) масштаба 1 : 500 000 [1982] в районах Южного Кыргызстана выделены нерасчлененные палеогеновые отложения без подразделения на слои или свиты. Но при этом в тексте оговаривается, что "венчается разрез сумсарскими слоями", определенными как верхнеэоценовые отложения.

Сумсарские слои представляют собой толщу коричневых с малиновым оттенком глин, зеленовато-серых мергелей, алевролитов и песчаников (рис. 40). В нижней части сумсарских слоев проходит весьма постоянный горизонт мощностью до 1 м, сложенный мергелями, алевролитами, реже песчаниками с фосфатизированными остатками зубов акул (*Odontaspis*, *Notidanus*, *Mullobatus* и др.) и раковин моллюсков (горизонт "р" К.П. Калицкого). В средней части преимущественное развитие получают малиновые глины, а в верхней – серые песчаники (горизонт "r" К.П. Калицкого) с прослоями глин. Мощность сумсарских слоев от 1 до 71 м [Геология СССР, 1972, т. 25]. Сумсарскими слоями заканчивается разрез морского палеогена. В разрезе у сел. Моргун, в Ляйлякской впадине и в ряде разрезов Наукатской котловины сумсарские слои отсутствуют. Не выделяются данные отложения и в районах развития континентальных фаций палеогена – в Нанайской впадине и на р. Кара-Алма.

Для сумсарских слоев наиболее характерными являются устрицы: *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Gr. ferganensis* Rom., *Exogyra galleata* Rom., *Ostrea rugmaea* Vial. Кроме того, встречаются раковины пелеципод и гастропод: *Tellina praerostera* Koen., *Polen remosus* Bell., *Gari fischeri* Neb. et Ren., *Laevicardium subellipticum* Alex., *Nemocardium*

cingulatum Goldf., *Crassatella khanabadensis* Ivan., *Cardita lucovichi* Ruch., *Isocardia subtransversa* d'Orb., *I. cf. cyprinoides* Brand., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Arca subcicosta* Nyst, *Chlamys sumsarica* Vial., *Thracia asiatica* Alex., *Pholadomya cf. ornata* Alex., *Pitar latilamella* Luk., *P. cf. delata* Luk., *Panope heberti* Bosq., *P. babkovi* Buzuz., *P. woodwardi* Koen., *P. allonsensis* Bous., *Corbula conglobata* Koen., *C. henckeliusiana* Nyst, *Turritella angulata* Sow., *T. ferganensis* Vial. et Sol., *Caryptraea cf. turgaica* Ovetsch., *Fucus crassistriata* Koen., *Athleta devexa* Beyr., *Scaphander dilatatus* Phil.

В глинах обнаружены фораминиферы: *Cibicides mundus* N.Byk., *C. subbotinae* N.Byk., *C. khanabadensis* Mjas., *C. praecursorius* Schwager, *Spiroplectammina tuaevi* (Moroz.), *Nonion usbekistanensis* N.Byk., *N. cf. morozovae* Lipm., *Cribronion rishchitanicum* N.Byk. Возраст фауны определяется как позднеэоценовый¹ [Геология СССР, 1972, т. 25].

В разрезе Чангырташ (северо-западная часть Ферганской впадины) из сумсарских отложений выделено два типа палинокомплексов [Садовская, 1978].

Первый заключен в нижней и средней частях разреза и характеризуется примерно равным участием пыльцы голосеменных (до 37%) и покрытосеменных (до 44%) древесно-кустарниковых пород. Среди голосеменных основная роль (до 23%) принадлежит пыльце семейства *Taxodiaceae* при подчиненном участии пыльцы *Pinaceae* и *Cupressaceae*. Пыльца покрытосеменных представлена в основном (до 34%) субтропическими и тропическими растениями: *Palmae*, жестколистные *Fagaceae*, *Magnoliaceae*, *Liquidambar*, *Buxus*, *Myrtaceae*, *Rhus* и др. Около 10% пыльцы принадлежит *Juglans*, *Quercus*, *Carya*.

В составе второго палинокомплекса содержание пыльцы семейства *Pinaceae* (особенно рода *Pinus*) возрастает до 33% и до минимума сокращается содержание пыльцы *Taxodiaceae*. В обоих комплексах значительно участие (до 10%) спор, принадлежащих *Sellaginella*, *Polypodiaceae*, *Dicksonia*, *Osmunda*. В нерасчлененных палеоцен-эоценовых отложениях Алабукинской впадины встречаются единичные зерна миоспор покрытосеменных растений, среди которых отмечена пыльца *Ulmus*, *Betula*, *Salix*, *Morus*, *Nyssa*, *Myrica*, *Rhus*.

Часть пыльцы определена как *Tricolporopollenites* и *Triatriporopollenites*. Споры принадлежат *Polypodiaceae* и *Lygodium*. Пыльца трав единична [Фортуна, 1981]. В разрезе по р. Нарын из этих отложений выделена пыльца хвойных (*Picea*, *Abies*, *Araucaria*, *Cupressaceae*), листопадных (*Ulmus*, *Betula*, *Juglans*, *Salix*) и субтропических (*Nyssa*, *Rhus*) таксонов дендрофлоры.

¹ Н.Е. Минакова считает их олигоценовыми.

Разрезы палеогеновых отложений в Южном Кыргызстане обычно заканчиваются толщей красноцветных гипсоносных терригенных образований, отнесенных к нижней части массагетской серии и упоминаемых в литературе как кирпично-красная (или искинаукатская) свита. В сопредельных территориях (Таджикская депрессия) эти отложения выделяются под названием "шурьсайские слои".

В составе кирпично-красной свиты преобладают красные, коричневые глины и алевролиты с прослоями песчаников и гипсов. В Наукатской котловине глины и алевролиты имеют резко подчиненное значение, и основная роль здесь принадлежит песчаникам и гравелитам. На территории Алайской долины преимущественное развитие получают глины и алевролиты, в меньшем количестве встречаются песчаники и еще реже гипсы. Мощности кирпично-красной свиты колеблется в пределах 20–163 м, в Нанайской впадине нижнемассагетские отложения имеют мощность до 225 м. Фаунистические остатки, за исключением редких фораминифер с агглютинированной раковинной и мелких ядер двусторчатых моллюсков (*Corbula* sp., *Lentidium* sp.), в данных отложениях не обнаружены [Крейденков, Распопин, 1972].

Нижнемассагетские спорово-пыльцевые спектры, изученные по керновому материалу скважин на площади Алабука, характеризуются повышенным содержанием пыльцы древесных пород (25–40%). В ее составе основную роль играет пыльца листопадных пород: *Ulmus*, *Betula*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Salix*. Пыльца хвойных (*Pinus*, *Picea*) единична. Среди пыльцы травянистых доминируют ксерофиты. В отложениях из самых нижних горизонтов встречается пыльца формальных таксонов *Tricolpites*, *Triatropollenites*, *Tricolporopollenites*. В разрезе по р.Нарын количество пыльцы дендрофлоры в спектрах составляет около 18%. Это *Ulmus*, *Betula*, *Juglans*, *Celtis*, *Pistacia*, *Quercus*, *Salix*, *Nyssa*, *Trema* и единичные зерна *Picea* и *Tsuga*. Пыльца травянистых принадлежит ксерофитам [Фортуна, 1981].

Краткая история изучения и литолого-стратиграфическая характеристика палеогена Северного Кыргызстана

Палеогеновые отложения в Северном Кыргызстане имеют широкое распространение. Они выходят на поверхность по периферии почти всех впадин и сохранились в виде останцев, бронирующих допалеогеновые денудационные поверхности на хребтах¹. Палеогеновые породы относятся к кон-

тинентальным образованиям, причисляемым к молассовой формации.

Почти все исследователи, изучавшие геологию региона, в той или иной мере описывали и выделяли палеогеновые накопления: И.В. Мушкетов, Г.В. Романовский, М.Г. Кассин, Д.В. Наливкин, М.В. Казанцев, Т.А. Сикстель, П.В. Богданович, В.Н. Огнев, Б.С. Соколов, Б.А. Петрушевский, С.С. Шульц, Ю.В. Жуков, Л.И. Турбин, И.М. Ибрагимов, А.Х. Ибрагимов, А.Т. Турдукулов, С.А. Тарасов, Л.Н. Вертунов, О.К. Чедия, В.П. Турчинский, К.Д. Помазков, В.М. Язовский и многие другие.

В отличие от Южного Кыргызстана палеогеновые отложения Северного Кыргызстана не имеют столь дробного деления (на ярусы, слои), а объединены либо в единую толщу [Петрушевский, 1950; Вертунов, 1969; Ибрагимов, Талипов, 1965; Ибрагимов, Турдукулов, 1965; Шульц, 1954], либо в две толщи – свиты сулутерекскую (коктурпакскую) и шамсинскую (киргизскую) [Турбин и др., 1972; Чедия и др., 1973; Язовский, 1979; Григина, Фортуна, 1981].

Эоценовые отложения

Сулутерекская (коктурпакская) свита² в стратотипическом разрезе (левый борт р. Чу вблизи устья р. Сулутерек) имеет двучленное строение (см. рис. 40). Ее нижняя часть представлена переслаивающимися мергелями, хемогенными известняками, глинами и песчаниками с небольшой примесью гравелитов и брекчий. Венчают ее слои пепловых туфов и покровы оливиновых базальтов. Общая окраска пород нижней части серая, бледно-розовая, розовая. Верхняя половина свиты сложена переслаивающимися загипсованными глинами, песчаниками и мелкообломочной брекчий. Окраска пород темно-красная, бурая, малиновая.

Аналогичные разрезы наблюдаются в Кокмайнской впадине, на северо-западе Иссык-Кульской котловины (р.Тору-Айгыр), в Нарынской впадине (близ г.Нарын). В разрезах свиты других районов покровы базальтов отсутствуют. Мощности сулутерекской (коктурпакской) свиты изменяется от первых единиц до 250 м.

На северо-западе Иссык-Кульской впадины в долине р.Тору-Айгыр из надбазальтовой части сулутерекской (коктурпакской) свиты собраны остатки фауны *Deperetella kungeica* Tar., *Teleolophus* sp., *Prothyracon zhukovi* Tar., *Gobiathegium mirificum* Osb. et Gr., непарнопалые бронтотерииды, тапироиды семейства *Lophialetidae*, амнидонтиды, гиракоднты эоценового и эоцен-олигоценного возраста [Жуков, 1970; Тарасов, 1968; Несмеянов и др., 1977].

Спорово-пыльцевые спектры из отложений сулутерекской (коктурпакской) свиты характеризу-

¹ В зонах четвертичной аккумуляции осадки вскрыты скважинами глубокого бурения.

² А.Т. Турдукулов [1983] считает возраст коктурпакской свиты эоцен-олигоценным; А.Б. Фортуна [1983] определяет его как поздний мел? – эоцен.

ются преобладанием пыльцы покрытосеменных растений, высоким содержанием и разнообразием пыльцы формальных таксонов *Tricolpites*, *Tricolporopollenites*, *Triatriopollenites*, *Trudopollis*, *Inaperturopollenites*. Из голосеменных в большом количестве отмечается пыльца семейства *Pinaceae* (*Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Lalix*, *Cedrus*, *Pinus*). В нижних горизонтах свиты встречается пыльца *Classopollis*. Среди представителей лиственной дендрофлоры доминирует пыльца рода *Ulmus* древнего облика, пыльца тропических и субтропических растений малочисленна, но разнообразна по составу: *Proteaceae*, *Magnoliaceae*, *Liquidambar*, *Fothergilla*, *Plex*, *Myrtales*, *Nelumbo*, *Menispermaceae*. Значительная часть пыльцы *Ephedraceae* принадлежит *Ephedripites* (*Distachyapites*) *eocenioites* Wdh. [Григина, Фортуна, 1981].

Олигоценые отложения

К раннеолигоценым отложениям относятся нижние горизонты киргизской (шамсинской) свиты – нижекиргизская (нижешамсинская) подсвита и коррелятивные ей накопления. Подсвита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, гравелитами, мелкообломочными брекчиями, окрашенными в красно-бурый, бурый и кирпично-красный цвет. В основании подсвиты изредка наблюдаются маломощные прослои песчаных глин и алевролитов. Мощность подсвиты 80–185 м. Из отложений подсвиты выделены два спорово-пыльцевых комплекса. В первом (нижнем) доминирует пыльца покрытосеменных растений. Пыльца голосеменных составляет 10–15%. Среди последних наибольшая роль принадлежит пыльце *Pinus subgen. Diploxylon* и *Picea*. Для комплекса характерно присутствие пыльцы *Sciadopitys*, *Pinus protocembra* Zakl., *Tsuga cf. acicularis* Kupr., *T. sieboldianaeformis* Anap. Среди пыльцы лиственной дендрофлоры в большом количестве отмечается пыльца *Juglans*, *Carya*, *Tilia*. Пыльца субтропических растений единична. Присутствует пыльца *Comptonia sibirica* Glad. Во втором (верхнем) палинокомплексе доминирует пыльца лиственных пород, принадлежащая семействам *Betulaceae*, *Fagaceae* и *Ulmaceae*. В составе хвойных превалирует пыльца *Pinus*. Пыльца субтропических и тропических растений отсутствует.

Палеогеографическая и климатическая обстановки. Геологические события

Начало кайнозойской эры на территории Северного Кыргызстана характеризовалось платформенным режимом развития. Отложения сулутерекской (коктурпакской) свиты и ее аналогов, имеющие небольшие мощности, формировались в условиях почти равнинного рельефа, но уже на фоне начавшихся дифференцированных движений,

которые привели к зарождению равнинно-долинных ландшафтов (рис. 41, 42).

На территории Иссык-Кульской впадины возникает прогиб субширотного простирания, являющийся частью единой полосы прогибаний, объединявшей Кочкорскую, Джумгальскую, Иссык-Кульскую и Кегено-Каркаринскую впадины. В ландшафтном отношении этот прогиб представлял собой внутриматериковую аллювиальную равнину, окаймленную с севера и юга невысокими холмистыми поднятиями – зачаточными хребтами Кунгей-Алатау и Терской-Алатау. У их подножия располагался пролювиальный предгорно-веерный фациальный пояс незначительной ширины, где отлагались красноцветные гравийно-паттумные осадки. Зарождавшаяся впадина имела асимметричное строение с наиболее прогнутыми южным и юго-восточным бортами. В удаленных от поднятий равнинных частях впадины находился аллювиально-равнинный фациальный пояс со всеми присущими ему зонами – равнинно-руслевой, равнинно-пойменной и равнинно-застойной.

На северо-западе аллювиальной равнины возникло небольшое Торуйгырское озеро, на дне которого формировались тонкодисперсные глинистые осадки. В это же время произошло заложение Чуйской впадины в виде узкого (до 10 км) пологого широтного прогиба вдоль начавшего воздыматься Киргизского хребта. Этот прогиб располагался на юге впадины, его наиболее прогнутая часть совпадала с современным местоположением Серафимовской антиклинали. Здесь в условиях равнинно-долинного ландшафта отлагались красноцветные отложения сулутерекской (коктурпакской) свиты, являвшиеся осадками руслевой, пойменной и, частично, озерной фаций. В обособленных застойных участках озер происходило сингенетичное выпадение гипса, загрязненного глинистым материалом.

На территории современных Ала-Бука-Нарынской и Атбашинской впадин в палеоэоценовое и эоценовое время возникла субширотно вытянутая впадина, расширявшаяся к западу. Она представляла собой аллювиальную равнину с отчетливо выраженными руслевой, пойменной и застойной зонами. У подножий зарождавшихся холмистых поднятий, окружавших зачаточную впадину, намечался узкий пролювиальный предгорно-веерный пояс. Южнее располагалась Арпа-Аксайская аллювиальная впадина, еще слабо выраженная в рельефе.

Анализ мощностей эоценовых отложений (от первых метров до 150 м) свидетельствует о незначительной дифференциации движений различного знака в областях сноса и седиментации. Наибольшее погружение испытала западная и юго-западная части, где мощности эоценовых осадков достигают 150 м, тогда как к западу наблюдается постепенное уменьшение их мощностей. Эоценовые осадки сулутерекской (коктурпакской) свиты отлагались чаще в условиях аллювиально-равнинного фаци-

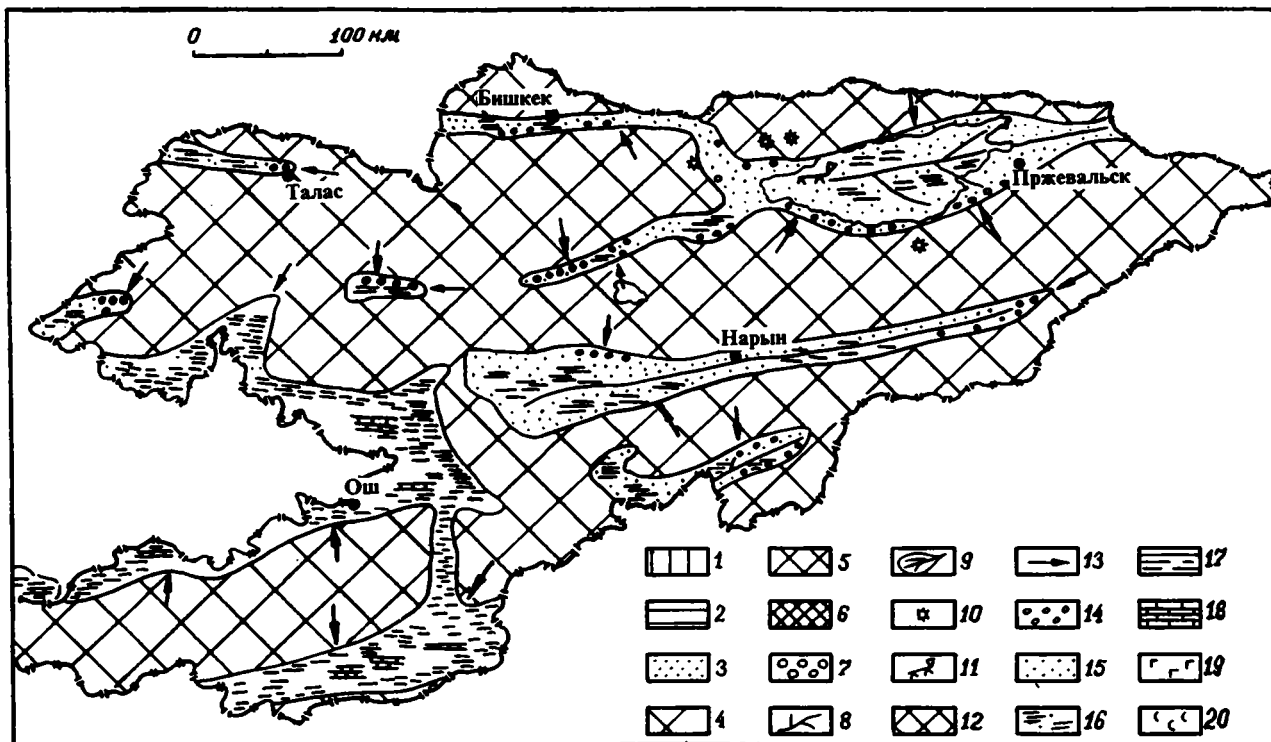


Рис. 41. Литолого-палеогеографическая карта Кыргызстана второй половины эоцена

1, 2 – озера: 1 – с повышенной соленостью (озерные фации), 2 – с пониженной соленостью и пресное (озерные фации); 3, 4 – равнины: 3 – низменные аккумулятивные (аллювиальные и пролювиальные фации), 4 – холмистые, возвышенные; 5, 6 – горы: 5 – низкие (высота до 1000 м), 6 – высокие (высота более 1000 м); 7 – ледники горные; 8 – речные долины; 9 – дельты, речные устья; 10 – базальтовые излияния; 11 – наземные позвоночные; 12 – области сноса обломочного материала; 13 – направление сноса обломочного материала; 14 – галечники и гравийники; 15 – пески; 16 – паттумы; 17 – глины; 18 – известняки, мергели; 19 – гипсы; 20 – соли

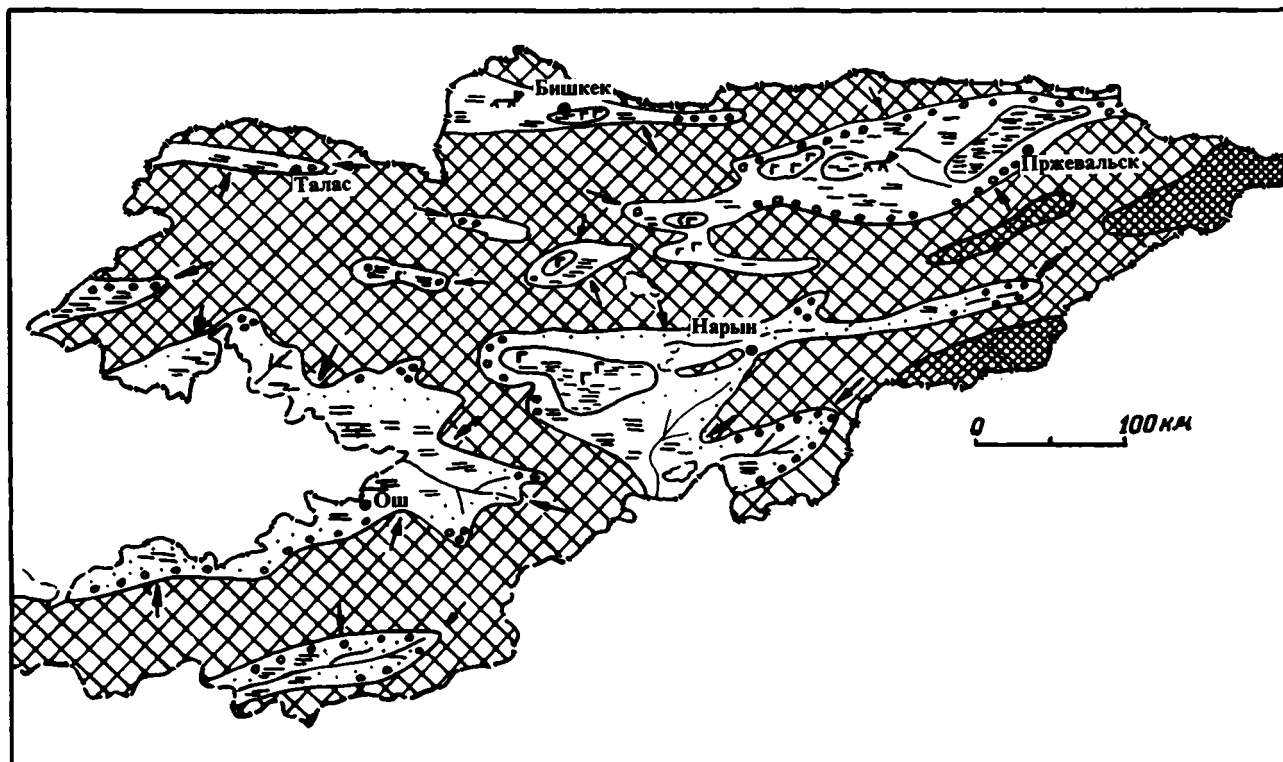


Рис. 42. Литолого-палеогеографическая карта Кыргызстана в олигоцене, раннем-среднем миоцене
Условные обозначения см. на рис. 41

ального пояса на фоне слабо расчлененного рельефа. Снос обломочного материала происходил преимущественно с востока (для восточной части впадины) и частично – с севера и юга. В среднем эоцене по разломам произошли излияния базальтов, залегающие в виде внутриформационного покрова (мощность 30–50 м) в нижней части разреза коктурпакской свиты и олицетворяющие наземный палеовулканизм трещинного типа [Стратифицированы..., 1982]. Зарождение более мелких впадин – Таласской, Кетмень-Тюбинской, Джумгалской, Кочкорской – также началось в раннем-среднем палеогене. Ландшафт зарождавшихся впадин представлял собой равнинные долины, окруженные полого всхолмленными поднятиями.

На территории Южного Кыргызстана (Ферганская и Алайская впадины) с позднемиоценового времени продолжали господствовать лагунно-морские и морские условия осадконакопления. К концу эоцена (см. рис. 41) произошло обмеление моря, значительная часть осадков отлагалась в условиях мелководья, области сноса испытали поднятие (сумсарское время).

Анализ состава миоспор из позднеэоценовых отложений Кыргызстана показал, что флора региона сохраняла общие черты раннепалеогеновой: продолжали господствовать растения из группы искусственных таксонов, большое участие принимали представители тропических и субтропических пород – *Myrtales*, *Mugicaceae*, *Magnoliaceae*, *Anacardiaceae*, *Namamelidaceae*, *Palmae*. Автономные ландшафты были заняты лесными группировками из теплолюбивых широколиственных пород, на северных склонах поднятий встречались хвойные редколесья из *Podocarpus*, *Picea*, *Larix*, *Cedrus*, *Pinus*. Состав флоры указывает, что произрастала она в условиях жаркого умеренно-влажного климата.

Ранний олигоцен в Кыргызстане (см. рис. 42) знаменует начало нового, существенно отличающегося от позднего эоцена этапа в развитии молодых структур региона. Нормально-морские условия седиментации Южного Кыргызстана сменяются континентальными или лагунно-континентальными. Начиная с раннего олигоцена, происходит энергичное воздымание окружающей морской бассейны территории в региональном плане, что

привело к постепенному отмиранию единого морского Ферганского бассейна. В Северном Кыргызстане рубеж позднего эоцена и раннего олигоцена является той границей, когда завершается этап платформенного развития и начинается эпиплатформенный орогенез. Общая тектоническая перестройка структур Кыргызского Тянь-Шаня отразилась на фациально-палеогеографических условиях седиментации: осадки тонкообломочных пород сменяются грубообломочными.

Произошли изменения и в составе растительного покрова. На поднимающихся горных сооружениях расширяются площади залесенности, причем основную роль играют представители семейства сосновых. Обогащается состав широколиственных пород, входящих в состав тургайской флоры. Субтропические и тропические растения вымирают, сохраняясь в незначительном количестве лишь на хорошо прогреваемых заболоченных участках (*Nyssa*, *Liquidambar*, *Taxodium*). Открытые пространства занимали марево-полюнно-злаковые формации с участием разнотравья. Климатические условия в раннем олигоцене имели следующие показатели: сумма температур теплого периода года 4900°C, годовое количество осадков 800–900 мм [Тригина, Фортуна, 1981].

Таким образом, изложенный материал показывает, что на территории Кыргызстана рубеж эоцена и олигоцена отмечается существенными геологическими событиями: возникновением равнинно-долинных ландшафтов в Северном Кыргызстане и началом отмирания единого Ферганского морского бассейна в Южном. Принадлежность пограничных слоев к различным формационным комплексам свидетельствует о резкой смене условий седиментации. В Южном Кыргызстане морские условия сменяются сугубо континентальными, в Северном Кыргызстане эпоха выравнивания сменяется эпохой горообразовательных движений. Все эти события вместе с похолоданием климата повлекли за собой резкое изменение в составе комплексов осадков, фауны и флоры.

Геологическая граница эоцена и олигоцена в Кыргызстане фиксируется сменой фациальных условий осадконакопления и существенным изменением состава спорово-пыльцевых комплексов.

Регион XV Таджикистан (Таджикская депрессия и Памир)

Введение

Территория Таджикистана по географическим особенностям разделяется на четыре региона: Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный. Одни регионы целиком находятся в пределах страны, другие – частично располагаются за границами республики. Они включают участки земной коры с различной историей геологического развития. Северный Таджикистан составляет часть Ферганской впадины, Центральный – высокогорные дислокации Южного Тянь-Шаня, Юго-Восточный – высокогорные складчатые структуры Памира, Юго-Западный – северо-восточную часть Афгано-Таджикской впадины. В настоящем разделе рассматривается территория Центрального, Юго-Западного и Юго-Восточного Таджикистана, а также Сурхандарьинская и восток Кашкадарьинской областей Узбекистана и юг Ошской области Кыргызстана. В палеогеновое время эта территория включала два относительно обособленных геологических элемента, известных под названиями: Таджикская депрессия и Памир. Эти разнородные в тектоническом отношении структуры принадлежали юго-восточной окраине Паратетиса с морскими условиями осадконакопления в Таджикской депрессии и преимущественно континентальными – на Памире и в Гиндукуше (рис. 43).

Литолого-стратиграфическая характеристика палеогена Таджикской депрессии

В палеогеновый период Таджикская депрессия примыкала на севере к Ферганской впадине, на западе – к Туранской плите; с юга и востока она ограничивалась Гиндукушем и Памиром. Изучение палеогеновых отложений (в частности, эоцен-

олигоценых) в Таджикской депрессии имеет более чем столетнюю историю. За столь длительный срок выполнена огромная работа большим коллективом исследователей по изучению литологического состава и стратиграфии отложений, подробно проанализированная в монографии "Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий" [Давидзон и др., 1982].

В местной стратиграфической схеме отложения, сформировавшиеся в конце позднеэоценового – раннеолигоценое время, выделены в качестве кушанского (исфаринский и ханабадский "ярус") и санглакского (сумсарский "ярус") горизонтов. За границу эоцена и олигоцена принимается подошва санглакского горизонта. Этот уровень наиболее отчетливо фиксируется сменой комплексов фораминифер, по которым проведена корреляция с субглобальной шкалой по планктонным фораминиферам (подошва зоны *Globigerina tapuriensis*). Отложения этого возраста в Таджикской депрессии сохранились в основном на западе, где и фиксируются полные разрезы (рис. 44, 45).

В качестве типового выбран разрез по саю Шатутак (Вахшский хребет), расположенный на северо-востоке региона. Здесь на зеленых и коричневатобурых глинах и алевролитах среднеэоценового тохарского (таирсуйского, по Г.Х. Салибаеву¹) горизонта с моллюсками (*Nucula praelonga* Wood., *Nemocardium cingulatum* Goldf.) и фораминиферами (*Heterolepa* aff. *pygmaea* (Hantk.), *Gavelinella vialovi* (N. Bykova), *G. kirovobadensis* Davidz.) без стратиграфического перерыва и видимых следов размыва снизу вверх залегают следующие отложения.

¹ В диссертационной работе Г.Х. Салибаева [1987] таирсуйский горизонт помещен в основание верхнего эоцена (*Примеч. ред.*).

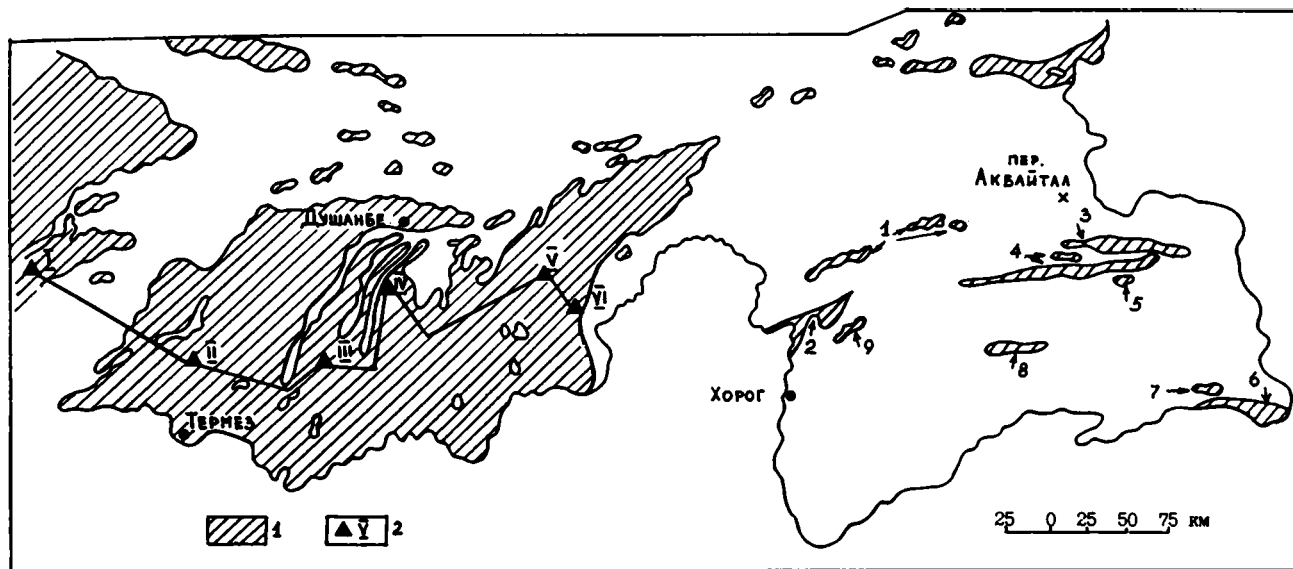


Рис. 43. Схематическая карта распространения палеогеновых отложений в Таджикистане (Таджикская депрессия и Памир)
 1 – распространение палеогеновых отложений в современном срезе; 2 – разрезы в Таджикской депрессии: I – Тогай-Темир, II – Акташ, III – Аку, IV – Гофилабад (Постакан), V – Сарыхасор (Шатутак), VI – Джауза-Дара; 1–9 – поля развития на Памире отложений серий: 1 – роштардинской, 2 – бартангской, 3 – чечектинской, 4 – бекджольской, 5 – северопшартской толщи, 6 – тешикташской, 7 – джаманшуринской и салангурской, 8 – джембайджилгинской, 9 – шамской

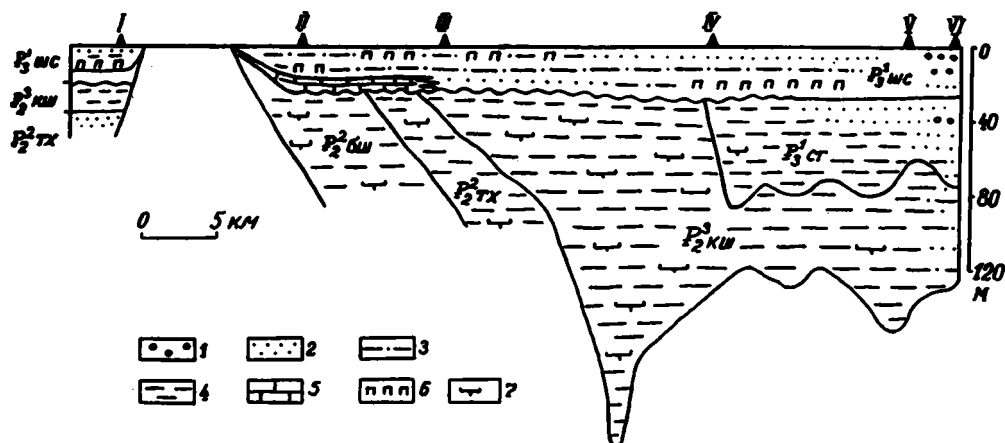


Рис. 44. Геологический профиль Таджикской депрессии по линии I-VI (см. рис. 43) (верхний эоцен - олигоцен)
 Горизонты: $P_2^2 би$ – бешкентский; $P_2^2 тх$ – тохарский; $P_2^3 ки$ – кушанский; $P_3^1 ст$ – санглакский; $P_3^1 шс$ – шурьсайский.
 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – водорослевые известняки и доломиты; 6 – гипсы; 7 – карбонатные глины

| Система | Общая шкала | | Региональная шкала | | Литологическая колонка | Мощность, м | Литологическая характеристика | |
|----------|---|-------------------------|-----------------------|-------------------------------|---|--|--|-----------|
| | Отдел | Подотдел | Горизонт | Слон по | | | | |
| | | | | фораминиферам | | | | моллюскам |
| Палеоген | Олигоцен | Верхний | Шурьсайский | | | до 210 | Рыжевато-коричневые песчаники, алевролиты и глины, в нижней части с прослоями гипсов, голубоватых глин, алевролитов и, редко, с линзами карбонатов | |
| | | | | с Cerastoderma arcaensis | | | Красновато-коричневые глины, песчаники и алевролиты с ритмично чередующимися пластами голубовато-серых песчаников, алевролитов, глин, ближе к подошве с прослоями строматолитовых карбонатных пород, изредка встречаются гипсы | |
| | | Нижний | | Санглакский | с Neilonella | до 110 | Глины красновато-коричневые | |
| | | | | | с Barbatia korobkovi | | Буровато- и светло-серые песчаники с прослоями глин и алевролитов | |
| | Gavelinella multa Gavelinella subbotinae | с Neilonella parcharica | до 110 | | Глины красновато-коричневые, местами песчанистые и известковистые, иногда с линзовидными прослоями мергелей | | | |
| | | с Ferganea sewerzowi | | | Глины красновато-коричневые, местами с устричными банками | | | |
| Эоцен | Верхний | Кушанский | Gavelinella vakhshica | с Cubitostrea tianschansensis | до 165 | Глины известковистые, зеленовато-серые, с прослоями красновато-бурых и зеленовато-бурых глин в верхней части. Местами встречаются устричники | | |
| | | | | с Aralocardia gigantea | | Глины голубовато- и зеленовато-серые, местами с прослоями бентонитов | | |
| | Средний | Тайрусыйский | Gavelinella vialovi | с Platygena asiatica | до 150 | Глины серые, по простиранию замещающиеся бурыми, буровато-серыми глинами, алевролитами и песчаниками | | |

Рис. 45. Сводная стратиграфическая колонка пограничных эоцен-олигоценовых отложений Таджикской депрессии

Верхний эоцен. Кушанский горизонт

(зона *Gavelinella vakhshica*

слои с *Aralocardia gigantea*

и слои с *Cubitostrea tianschanensis*)

| | |
|---|------|
| 1. Глины зеленовато-серые, с раковинами моллюсков (<i>Pecten</i> sp.) и фораминифер (<i>Spiroplectammina tuae-vi</i> (Moroz.), <i>Baggina</i> cf. <i>valvulineriaformis</i> (N. Bykova), <i>Heterolepa rugosa</i> (Hantk.), <i>Gavelinella vakhshica</i> Davidz., <i>G. kirovobadensis</i> Davidz., <i>Turrilina alsatica</i> Andr.) | 8,5 |
| 2. Линзовидные прослои известняков (0,2–0,3 м), зеленовато-серых песчаников и бентонитовых глин. Пачка плохо обнажена | 12,3 |
| 3. Глины голубовато-серые, с тонкими прослоями серых известняков | 2,5 |
| 4. Глины темно-серые, с голубоватым оттенком, с редкими раковинами моллюсков (<i>Pecten subitus</i> Korob.) и фораминифер (<i>Baggina valvulineriaformis</i> (N. Bykova), <i>Gavelinella vakhshica</i> Davidz., <i>Caucasinella pseudoelongata</i> (N. Bykova), <i>Bolivina</i> ex gr. <i>antegressa</i> Subb.) | 15,5 |
| 5. Глины голубовато-серые, с тонкими (1–4 см) прослоями бентонитовых глин и серых известняков, содержащих ядра и отпечатки моллюсков <i>Laevicardium</i> cf. <i>aralense</i> (Abich), <i>Nemocardium rasmislovae</i> Ijina | 12,7 |
| 6. Глины голубовато-серые, с раковинами и ядрами моллюсков <i>Nuculana garicostata</i> (Ivan.), <i>Cubitostrea plicata</i> (Sol.), <i>C. tianschanensis</i> (Rom.), <i>Chlamys</i> sp., <i>Nuculana crispata</i> Ivan., <i>Crassatella aksaraensis</i> Ivan., <i>C. deshayesiana</i> Nyst, <i>Venericardia</i> aff. <i>lukovichi</i> (Ruch.), <i>Cordiopsis incrassata</i> (Sow.), <i>Nemocardium rasmislovae</i> Ijina, <i>Laevicardium</i> cf. <i>cingulatum</i> (Goldf.), <i>Turritella</i> sp. Здесь же встречены фораминиферы: <i>Spiroplectammina</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Gavelinella vakhshica</i> Davidz., <i>Heterolepa khabadensis</i> (Mjassn.) | 37,3 |
| 7. Глины голубовато-серые, с прослоями известняков | 3,5 |
| 8. Глины красновато-коричневые, песчаные | 3,7 |
| Мощность кушанского горизонта | 96,0 |

Нижний олигоцен. Санглакский горизонт (зоны *Gavelinella multa* и *Gavelinella subbotinae*; слои с *Ferganea sewerzowi*, слои с *Neilonella parcharica* и слои с *Barbatia korobkovi*)

| | |
|--|------|
| 9. Алевролиты красновато-коричневые с прослоями тонкозернистых известняков того же цвета. В глинах встречены фораминиферы <i>Nonion</i> aff. <i>polymorphus</i> Bogd., <i>Gavelinella multa</i> Davidz., <i>G. cf. subbotinae</i> (N. Bykova) | 3,8 |
| 10. Глины красновато-коричневые, с прослоями алевролитов, раковинами и ядрами моллюсков (<i>Ferganea sewerzowi</i> (Rom.), <i>Chlamys inceplebrata</i> Korob., <i>C. zimzstanensis</i> Korob., <i>Gari ferganica</i> Makar., <i>Corbularischtanensis</i> Ivan.) и с фораминиферами (<i>Gavelinella multa</i> Davidz., <i>Nonion</i> sp.) | 19,4 |
| 11. Глины светло-коричневые, с ядрами моллюсков (<i>Pitar latilamella</i> Luk., <i>Solen ovetschkini</i> Salib., <i>Corbula conglobata</i> Koen.) и раковинами фораминифер (<i>Nonion</i> aff. <i>polymorphus</i> Bogd., <i>Gavelinella subbotinae</i> (N. Bykova), <i>G. multa</i> Davidz.) | 10,4 |
| 12. Песчаники серые и светло-коричневые, с прослоями глин. В глинах встречены фораминиферы <i>Gavelinella</i> cf. <i>multa</i> Davidz. | 9,3 |
| Мощность санглакского горизонта | 42,9 |

В литологическом отношении породы кушанского и санглакского горизонтов представлены преимущественно глинами морского происхождения. Глины кушанского горизонта в большей своей части зеленые, санглакского – малинового цвета. Примесь терригенного и песчаного материала в глинах обоих стратонов увеличивается с запада на восток; на крайнем востоке и северо-востоке отмечаются прослои песчаников, алевролитов, реже конгломератов. Последние приурочены к верхней

части санглакского горизонта Дарвазского хребта и имеют, вероятно, континентальное происхождение.

Минералогический состав глин кушанского и санглакского горизонтов относительно однообразный – и те, и другие имеют в основном гидрослюдистый состав [Дробинина, Мирошниченко, 1964]. Изредка в кушанском горизонте отмечаются маломощные прослои монтмориллонитовых глин. Глины карбонатные, с максимальным содержанием карбонатов в западных разрезах. В кушанском горизонте карбонатность глин достигает 25%, в санглакском колеблется в пределах 5–15%. Характерной особенностью постседиментационных преобразований глин кушанского и санглакского горизонтов является различная степень их уплотнения на западе и востоке депрессии. Глины на востоке в 2,5 раза плотнее, чем глины западных разрезов, что связано с различной тектонической активностью восточной и западной частей Таджикской депрессии в альпийский тектонический этап [Будыко и др., 1976].

В кушанском и санглакском горизонтах весьма обильны остатки как животного, так и растительного происхождения: радиолярии, фораминиферы [Давидзон и др., 1982], моллюски [Салибаев, 1972, 1975, 1987], остракоды, морские ежи (иглы, редко панцири), офиуры (слепки), ракообразные (клешни и слепки ходов), микрофитопланктон, споры и пыльца. Комплексы, характерные для рассматриваемых горизонтов, приведены в табл. 8.

Микрофитопланктон (диноцисты, одноклеточные зеленые водоросли и акритархи) обнаружен в верхнеэоценовых и олигоценых отложениях из обнажений и скважин во многих пунктах Таджикской депрессии, Гиссарского хребта и в верхнеэоценовых отложениях Ферганской депрессии.

Комплекс микрофитопланктона кушанского горизонта (исфаринско-ханабадских слоев) отличается богатством и разнообразием систематического состава и включает около 60 видов диноцист, 13 видов зеленых водорослей и 4 вида акритарх. Основными доминантами в палеоолигоцене являются зеленые водоросли, главным образом виды рода *Crassosphaera*, только в нескольких разрезах восточной и центральной частей Таджикской депрессии первое место по количественному развитию занимают диноцисты. Характерными видами комплекса являются диноцисты *Rhombodinium longimanum* Vozzhen., *R. rhomboidea* Alb., *Areosphaeridium diktyoplokus* (Klump) Eaton, *A. multicornutum* Eaton, *Cordosphaeridium funiculatum* Morg., *Phthanoperidinium multispinum* Bujak, зеленые водоросли *Crassosphaera tuberculata* Olejnik. На основании общности видов микрофитопланктона с узким стратиграфическим диапазоном распространения кушанский горизонт (исфаринско-ханабадские слои) можно сопоставить с белоглинским горизонтом альминского региона Крыма.

Таблица 8. Характерные палеонтологические ассоциации верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Таджикской депрессии

| Фауна и флора | Горизонт | |
|---|-----------|-------------|
| | кушанский | санглакский |
| 1 | 2 | 3 |
| Фораминиферы | | |
| <i>Textularia flexibilis</i> Kapt. | | |
| <i>T. khanabadensis</i> Davidz. | | |
| <i>Gaudryina</i> aff. <i>cubana</i> (Cushm. et Berm.) | | |
| <i>Cyclammina pseudocancellata</i> Chalilov | | |
| <i>Nodosaria</i> aff. <i>capitata</i> Bolli | | |
| <i>Lagena tenuis</i> Born. | | |
| <i>L. laevis</i> (Mont.) | | |
| <i>L. ex gr. amphora</i> Reuss | | |
| <i>L. ex gr. costata</i> (Will.) | | |
| <i>L. plumigera</i> Brady | | |
| <i>Robulus romeri</i> (Reuss) | | |
| <i>R. ex gr. limbosus</i> (Reuss) | | |
| <i>R. laticostata</i> (Tutk.) | | |
| <i>Marginulina infracompresa</i> Tutk. | | |
| <i>M. ex gr. fragaria</i> Gumbel | | |
| <i>Eponides subumbonatus</i> Mjatl. | | |
| <i>Pseudoparella almaensis</i> (Samoil.) | | |
| <i>Anomalinoides alazanensis</i> (Nutt.) | | |
| <i>Cibicidoides cushmani</i> (Nutt.) | | |
| <i>C. rzehaki</i> (Grzb.) | | |
| <i>C. aff. pseudoungerianus</i> (d'Orb.) | | |
| <i>Gavelinella taurica</i> (Samoil.) | | |
| <i>G. vakhshica</i> Davidz. | | |
| <i>Heterolepa almaensis</i> (Samoil.) | | |
| <i>H. ex gr. dutemplei</i> (d'Orb.) | | |
| <i>Nonion usbekistanensis</i> N.Bykova | | |
| <i>N. morozovae</i> Lipm. | | |
| <i>Nonionella bykova</i> Volosch. | | |
| <i>Globigerina corpulenta</i> Subb. | | |
| <i>Globigerapsis tropicalis</i> Blow et Banner | | |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> Cz. | | |
| <i>Bulimina aksuatica</i> Moroz. | | |
| <i>B. ovata</i> d'Orb. | | |
| <i>B. truncana</i> Cushm. | | |
| <i>Caucasinella pseudoelongata</i> (N.Bykova) | | |
| <i>Bolivina nobilis</i> Hantk. | | |
| <i>B. asiatica</i> Moroz. | | |
| <i>B. microlancetiformis</i> Subb. | | |
| <i>B. reticulata</i> Hantk. | | |
| <i>Gumbelina ex gr. gracillima</i> Andr. | | |
| <i>Anomalinoides? macrurus</i> (N.Bykova) | | |
| <i>Cibicidoides sumsarensis</i> (N.Bykova) | | |
| <i>Gavelinella subbotinae</i> (N.Bykova) | | |
| <i>G. postakanica</i> Davidz. | | |
| <i>G. schurabica</i> Davidz. | | |
| Моллюски | | |
| <i>Neilonella kafirniganica</i> Salib. | | |
| <i>Nucula ferganensis</i> Ivan. | | |
| <i>Nuculana vakhshica</i> Salib. | | |
| <i>Modiolus aruktauensis</i> Ivan. | | |
| <i>Cubitostrea tianschanensis</i> (Rom.) | | |
| <i>Pinna lebedevi</i> Alex. | | |

| 1 | 2 | 3 |
|--|---|---|
| Chlamys biarritzensis Korob. | | |
| C. turanglicus Miron. | | |
| Lentipecten ignotum (Korob.) | | |
| Pholadomya ornata Alex. | | |
| Crassatella darvasica gundarensis Salib. | | |
| C. dasmalica Salib. | | |
| Venericardia akhmedovi (Salib.) | | |
| V. baziniformis (Opp.) | | |
| V. dunkeri (Phil.) | | |
| V. swadzhani Salib. | | |
| Aralocardia abichiana (Rom.) | | |
| A. eichwaldiana (Rom.) | | |
| A. gigantea (Ovetsch.) | | |
| A. mica (Ovetsch.) | | |
| A. turkomanica Vial. | | |
| Laevicardium cf. aralensis (Abich) | | |
| Tellina cf. elegans Desh. | | |
| T. gandjinaica Busur. | | |
| T. schurabica Makar. | | |
| Corbula aulacophora Morl. | | |
| Cuspidaria aulacophora Morl. | | |
| Turritella uniangularis Lam. | | |
| Mesalia termenbesica Ruch. | | |
| Vermetus bognoriensis Mant. | | |
| Acrilloscala cf. fayellensis (Boury) | | |
| Sinum rotundatum (Koen.) | | |
| Actaeon simulata (Solan.) | | |
| Meilonella parcharica Salib. | | |
| Barbatia? korobkovi (Salib.) | | |
| B. ? nurekensis Salib. | | |
| Amphidonta ferganensis (Rom.) | | |
| Cymbulostrea pygmea (Vial.) | | |
| Ferganea sewerzowi (Rom.) | | |
| Pecten tutaksaicus Makar. | | |
| Astarte khanabadensis Makar. | | |
| Tellina explanata Koen. | | |
| Gari kachanovae Salib. | | |
| G. mironovae Salib. | | |
| Corbula tolstikovae Makar. | | |
| Cassidaria formosa Alex. | | |
| <u>Остракоды</u> | | |
| Cytherella evexa Mand. | | |
| C. humilis Mand. | | |
| Cytherelloidea probata Mand. | | |
| Pontocypris micans Mand. | | |
| Schuleridea ampulla Mand. | | |
| Clithrocytheridea innae Mand. | | |
| Cytheridea asiatica Mand. | | |
| C. costofavosa Mahk. | | |
| C. lata Mand. | | |
| C. khanabadensis Mand. | | |
| C. reticulata Mand. | | |
| C. stricta Mahk. | | |
| Cytheretta insinuata Mand. | | |
| C. circumspecta Mand. | | |
| Trachyleberis vialovi Mand. | | |
| T. pachyodonta Mand. | | |
| T. rischtanensis Mand. | | |
| Alteratrachyleberis ferganensis (Mand.) | | |

Таблица 8 (окончание)

| 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|
| A. demonstrativa Mahk. | | |
| A. bucera (Mand.) | | |
| Hehryhowella mikluchai (Mand.) | | |
| Pterygocytherees cornuta (Roemer) | | |
| P. affabilata Mand. | | |
| Hermanites pinata (Mand.) | | |
| Pajenborchella tricostata (Lnkls). | | |
| Schizocythere vulgaris Mand. | | |
| S. appendiculata Triebel | | |
| Loxoconcha lenticulata Mand. | | |
| L. involuta Mand. | | |
| L. uncinata Mand. | | |
| L. laculata Mand. | | |
| L. kudriavcevi Mand. | | |
| Eucytherura munitidepressa Makh. | | |
| Cytherura usbekistanica Mand. | | |
| Paracytheridea muschketovi Mand. | | |
| P. frivolis Mand. | | |
| Cytherelloides cuneata Makh. | | |
| Schuleridea tchalensis Makh. | | |
| <u>Палинокомплекс</u> | | |
| Lygodium sp. | | |
| Leitriletes sp. | | |
| Ephedra cf. caunipites (Wah.) Krutsch | | |
| E. eocenica Shakhm. | | |
| E. cheganica Shakhm. | | |
| E. fusiformis Shakhm. | | |
| Ephedripites (E.) wolkenbergensis Krutsch | | |
| Myrica sp. | | |
| Quercus gracilis Boitz. | | |
| Castanea sp. | | |
| Castanopsis pseudocingulum (R. Pot.) Boitz. | | |
| Rhus sp. | | |
| Artemisia sp. | | |
| Tricolpopollenites sp. | | |
| Rhoipites pseudocingulum (R. Pot.) R. Pot. | | |
| Picea sp. | | |
| Pinus sp. | | |
| Juglans sp. | | |
| Alnus sp. | | |
| Quercus sp. | | |
| Q. graciliformis Boitz. | | |
| Liquidambar sp. | | |
| Platanus sp. | | |
| Triatriopollenites sp. | | |
| T. plicatus (R. Pot.) Pfl. | | |
| Tripoporopollenites coryloides Pfl. | | |
| Tricolporopollenites sp. | | |
| Pokrovskaja sp. | | |
| P. striatella Boitz. | | |
| Ephedra tenera Shakhm. | | |
| Salix sp. | | |
| Comptonia sp. | | |
| Pterocarya sp. | | |
| Betula sp. | | |
| Fagus sp. | | |
| Magnolia sp. | | |
| Hamamelis sp. | | |
| Rhus asiatica Pulatova | | |
| Acer sp. | | |
| Tilia sp. | | |
| Elacagnus sp. | | |
| Triatriopollenites concavus Pfl. | | |

Очень резкая смена комплексов микрофитопланктона происходит на границе кушанского и санглакского горизонтов, т.е. на рубеже исфаринско-ханабадских и сумсарских слоев. Она выражается в значительном обеднении систематического состава: в сумсарском комплексе установлено всего 17 видов диноцит, 12 видов зеленых водорослей и 1 вид акритарх. Среди микрофитопланктона сумсарских слоев доминируют мелкие формы рода *Crassosphaera*. Характерными видами сумсарского комплекса являются *Lejeuniecysta psilodora* (Bened.) Artzner et Dörhöfer, *Pterospermella microptera* (Defl. et Cooks.), *Paralecaniella indentata* (Defl. et Cooks.) Cooks. et Eis. Учитывая сходный характер изменения систематического состава фитопланктона и присутствие общего вида *Pterospermella microptera*, можно с большой долей вероятности сделать вывод о сопоставлении сумсарских слоев с кызылджарским и никопольским горизонтами Крыма и нижнеменилитовой подсвитой менилитовой свиты Карпат (олигоцен). Таким образом, по результатам изучения микрофитопланктона с органической оболочкой границей верхнего эоцена и олигоцена в Таджикской депрессии является граница кушанского и санглакского горизонтов (исфаринско-ханабадских и сумсарских слоев).

Отложения палеогенового окраинного морского бассейна Таджикистана характеризуются биотами внутреннего и внешнего шельфа, качественно различающимися по своему составу. Экологический облик фаунистических комплексов меняется как во времени, так и в пространстве. Для кушанского горизонта типичны относительно глубоководные ассоциации, замещающиеся по латерали и вверх по разрезу мелководными; в санглакском встречены мелководные комплексы, указывающие на тенденцию к углублению в западном направлении. С различиями в глубинах обитания, очевидно, связана относительная малочисленность мелководной моллюсковой фауны на западе депрессии. Среди фораминифер в восточных участках преобладают эврибионтные и мелководные группы, на западе – отдельные виды и даже комплексы, широко распространенные в относительно глубоководных отложениях центральных и западных частей Паратетиса.

Тенденция смены фаунистических комплексов во времени и пространстве позволяет считать, что глубины бассейна увеличивались в западном направлении. Обратная закономерность наблюдается в распределении мощностей. В восточных участках отложения имеют максимальные мощности, на западе – минимальные. Совокупность описанных факторов приводит к выводу о компенсированном прогибании на востоке Таджикистана и некомпен-

сированном – на западе. Последовательность литологических, фаунистических и флористических комплексов по разрезу указывает на поступательные изменения характера седиментации в конце эоцена и начале олигоцена, т.е. представляет единый направленный процесс развития Таджикского участка Паратетиса. Максимальные глубины приходятся на кушанское время. В позднекушанско-санглакское время широким развитием пользовались мелководные отложения. Следовательно, кушанский–санглакский период может рассматриваться как трансгрессивно-регрессивный этап развития Таджикской депрессии.

В соответствии с поступательным характером тектонических процессов, охвативших Среднеазиатскую часть Паратетиса, находятся особенности фаунистических ассоциаций. В начале кушанского времени в Таджикский бассейн проникали виды (и даже роды), мигрировавшие из Кавказского региона, в конце санглакского времени преобладали среднеазиатские эндемики.

Кардинальные изменения в геологической истории палеогена Таджикской депрессии произошли на более молодом рубеже, чем предполагаемая граница эоцена и олигоцена (подошва санглакского горизонта). Это начало формирования шурьсайских отложений, нижняя часть которых, по видимому, синхронна соленовскому горизонту более западных областей. Шурьсайский горизонт на большей части Таджикской депрессии залегает со стратиграфическим несогласием, срезая породы от нижнего олигоцена до палеоцена.

На этом же уровне происходит перестройка характера седиментации (морские условия сменяются лагунными) и фаунистических комплексов. Материалы по моллюскам и остракодам указывают на резкое различие комплексов санглакского и шурьсайского горизонтов, что служит основанием для ряда исследователей начинать олигоцен (а иногда и миоцен) с подошвы шурьсайских (= кызылчинских) отложений. В то же время данные палинологического анализа указывают на близость спорово-пыльцевых спектров санглакского и шурьсайского горизонтов¹.

¹ В коллективной монографии "Биостратиграфическая характеристика опорных разрезов палеогена Таджикского региона" [Салибаев и др., 1995] к верхнему эоцену отнесены таирсуйкий, кушанский и санглакский (или сумсарский) горизонты. Олигоцен включает гиссаракский и шурьсайский горизонты, соответствующие кызылчинской серии (или нижней части массагетской серии). Эту точку зрения необходимо помнить при чтении настоящего раздела, где граница эоцена и олигоцена проводится по подошве санглакского (сумсарского) горизонта. Естественно, соответствующие коррективы должны быть сделаны и в оценке геологических и биотических событий на рубеже эоцена и олигоцена (Примеч. Ред.).

Литолого-стратиграфическая характеристика палеогена Памира

В качестве самостоятельных палеогеновые отложения на Памире начали выделять в конце 50-х годов нашего столетия. До этого предполагалось, что они входят в состав красноцветно-пестроцветных терригенных толщ, относившихся к нерасчлененным третичным отложениям. Последние оказались большей частью неогеновыми, в то время как палеогеновыми сейчас считают толщи, помещаемые ранее в серии мезозойских и даже палеозойских пород. Столь широкий диапазон датировок палеогеновых толщ обусловлен редкостью находок и плохой сохранностью органических остатков, а также неразработанностью схемы стратиграфии Памира в целом. В последние 30 лет проводились тематические работы по составлению легенд к государственному геологическим картам среднего и крупного масштаба, в результате которых выделены и окартированы большинство свит и серий, относящихся к палеогену. История этого вопроса достаточно подробно рассмотрена в монографии В.А. Швольмана [1977]. Тем не менее, на Памире нельзя считать окончательно решенными не только вопросы стратиграфического расчленения палеогеновых отложений, но и отнесения к этому возрасту толщ и серий различного генезиса.

На Памире к палеогену относятся континентальные, в основном вулканогенно-терригенные толщи, отличающиеся фациальной пестротой. В современных структурах они залегают в виде пакетов моноклинальных пластов, образуют системы складок в ядрах грабен-синклиналей, а также тектонические пластины и клинья в зонах крупных разломов, что затрудняет восстановление истории развития Памира в палеогеновый период. Вероятно, сплошным плащом палеогеновые отложения никогда не покрывали территорию Памира. Палеогеновые отложения известны в Центральном, Рушан-Пшартском, Юго-Восточном и Юго-Западном Памире (см. рис. 43).

Строение их в каждом из районов своеобразно, а изученность такова, что сопоставление с ярусами общей шкалы невозможно. Поэтому основными стратиграфическими подразделениями являются литостратиграфические в ранге серий и свит (табл. 9), возраст которых до отделов и подотделов устанавливается по палинологическим данным или стратиграфическому положению. В палеогеновых отложениях Памира с достаточной степенью условности выделяются: палеоцен, нижний-средний эоцен, верхний эоцен, нижний и верхний олигоцен. Как правило, это разрозненные группы обнажений. Интересующие нас отложения в относительно непрерывном разрезе встречаются лишь в Юго-Восточном Памире.

В Юго-Восточном Памире верхнеэоценовые и олигоценные отложения встречены в разобщен-

ных между собой группах обнажений, среди которых самыми известными являются: Кызылрабатская, Салангурская, Бахмалджилгинская и Штамская. Наиболее полно эти отложения представлены в районе Кызылрабата. Здесь они распространены на востоке Ваханского и в южной части Сарыкольского хребтов, в бассейнах рек Уртабель, Кызылрабат, Аксу, Тегермену, Михманджулы, Бахмыр, Кашкасу, Беик.

Верхний эоцен (тешикташская серия) залегает резко несогласно на складчатых пермо-триасовых и юрских отложениях с базальными конгломератами в основании. В разрезе серии снизу вверх выделяются шесть свит: гунябайская, ганджибайская, джулбелеская, караджилгакрыйская, уртабельская и восточноуртабельская.

Гунябайская свита (0–50 м) залегает в подошве тешикташской серии и представлена сероцветными разногалечными известняковыми конгломератами с линзами красноцветных песчаников, глин и алевролитов. В отдельных обнажениях свита имеет отчетливую олистостромовую природу, включая крупные (1–10 м в поперечнике) глыбы олистолитов юрских известняков.

Ганджибайская свита согласно перекрывает гунябайские конгломераты и состоит из пестроцветных средне- и грубослоистых лав андезит-дацитового состава; в ряде обнажений среди лав обособляются линзы и пачки туфов того же состава.

Джулбелеская свита (500–1000 м) согласно располагается на ганджибайской и представлена серыми, внизу часто темными до черных, мелко- и среднезернистыми, отчетливо раскристаллизованными, грубослоистыми и массивными дацитами.

Караджилгакрыйская свита (300–500 м) залегает согласно на джулбелеской и включает чередующиеся пачки серо-зеленых и грязно-красных грубослоистых лав андезит-дацитового состава.

Уртабельская свита (1000–1500 м) перекрывает согласно с постепенными переходами караджилгакрыйскую и характеризуется светло-сиреневорозовыми и лилово-красными грубослоистыми туфами дацитов и липаритов.

Восточноуртабельская свита (100–150 м) залегает согласно на уртабельской и состоит из серо-зеленых и коричнево-красных грубослоистых лав андезит-дацитового состава.

Общая мощность тешикташской серии варьирует от 2000 до 3500 м. Позднеэоценовый возраст этой серии устанавливается по соответствующему палинокомплексу (см. ниже, табл. 10), собранному из гунябайских конгломератов.

Нижний олигоцен (кызылкунгейская серия) залегает с разрывом на восточноуртабельских вулканах тешикташской серии и включает красноцветные песчаники, глины, конгломераты, туфы и туфоконгломераты. В бассейне р. Кызылрабат в составе серии снизу вверх выделяется пять свит: южнорабатская, устьрабатская, старозаставская,

Таблица 10. Стратиграфическое распространение характерных таксонов пыльцы и морского фитопланктона в эоценовых и олигоценовых отложениях Памира

| Систематический состав | Верхний эоцен | Олигоцен |
|--|---------------|----------|
| 1 | 2 | 3 |
| Gnetaceapollenites | | |
| Ephedripites (Ephedripites) viesensis Krut. | | |
| E. (E.) frankfurtensis Krut. | | |
| E. (Distachyapites) lusaticus Krut. | | |
| E. (D.) eocenipites Krut. | | |
| Eucomia | | |
| Araliaceae | | |
| Meliaceae | | |
| Sapotaceae | | |
| Proteaceae | | |
| Menispermities | | |
| Simarubaceae | | |
| Gothanipollis | | |
| Baculatisporites | | |
| Foveosporites sinuatus Balme | | |
| Convexipollis | | |
| Rhoipites pseudocingulum Pfl. | | |
| Tricolporopollenites laesus Pfl. | | |
| T. cingulum Pfl. | | |
| T. edmundii Pfl. | | |
| T. krutzchii Pfl. | | |
| Triatriopollenites coryphaeus Pfl. | | |
| T. henrici Pfl. | | |
| T. pseudorurensis Pfl. | | |
| Trudopollis parvotrudens Pfl. | | |
| T. pompeckji (R.Pot.) Pfl. | | |
| Plicapollis | | |
| Proteacidites | | |
| Equisetisporites mirabilis | | |
| Sphagnum | | |
| Wetzeliella spp. | | |
| Leptodinium | | |
| Pterospermopsis | | |
| Schepelevia | | |
| Cupressaceae | | |
| Taxodium | | |
| Cedrus libanii | | |
| Ephedra cheganica Shahm. | | |
| Pistacia | | |
| Carpinus | | |
| Oculopollis | | |
| Tricolporopollenites donatus | | |
| Deflandrea sp. | | |
| D. phosphoritica f. phosphoritica Cooks. et Eis. | | |
| Rhombodinium | | |
| Crassosphaera tuberculata Olejnik | | |
| C. concinna Cooks. et Manum | | |
| Tsuga | | |
| Carya | | |
| Corylopsis | | |
| Casuarina | | |
| Staphylea | | |
| Hedera | | |
| Sterculiaceae | | |
| Palmae | | |
| Tilia | | |

Таблица 10 (окончание)

| 1 | 2 | 3 |
|--|---|---|
| Podocarpus | | |
| Glyptostrobus | | |
| Ephedripites (Ephedripites) crassoides Krut. | | |
| E. (E.) wolkenbergensis Krut. | | |
| E. (E.) schoenewaldensis Krut. | | |
| Cedrus dodariformis Zauer | | |

новозастваская и сарыктайская.

Южнорабатская свита (10 м) представлена светлыми и грязно-красными грубослоистыми озерными известняками с обильными включениями обломков и галек тешикташских вулканитов.

Устьрабатская свита (400–600 м) располагается согласно на южнорабатской и представлена внизу ржаво-красными, сверху – буро-красными грубополосчатыми песчаниками, глинами и алевролитами с пластами, прослоями и линзами разногалечных конгломератов и гравелитов. В обломках и гальках пород обильны тешикташские вулканиты. Свита содержит богатый комплекс спор и пыльцы наземных растений и спорадически встречающихся представителей морского фитопланктона (см. выше, табл. 10): пыльцу древесных голосеменных (Cupressaceae, Juniperus, Picea, Glyptostrobus, Pinus sect. Gembrae, Podocarpus) и кустарниковых голосеменных (Ephedra chegamia, E. distachya, Ephedripites (Distachyapites) eocenipites schoenewaldensis), пыльцу древесных покрытосеменных (Zelkova, Platanus, Celtus, Nyssa, Oleaceae, Tricolpites, Juglans, Morus, Myrica, Fraxinus, Elaeagnus, Quercus, Intratriporopollenites, Nothofagus), трав и кустарников (Chenopodiaceae, Polygonum, Rosaceae, Artemisia, Gramineae, Liliaceae, Alisma, Ranunculaceae, Compositae); фитопланктон (Leiosphaeridia, Hystrichosphaeridium, Deflandrea).

Старозастваская свита (90–100 м) залегает без структурного несогласия, но, возможно, с размывом на устьрабатской и характеризуется туфами и туфоконгломератами андезит-дацитового состава, внизу – табачно-зелеными, а сверху – сиренево-красными. В кровле свиты, в прослое глин (1–1,5 м) обнаружены споры и пыльца: Picea, Pinus sect. Strobilus, Glyptostrobus, Juglans, Chenopodiaceae, Artemisia, Compositae.

Новозастваская свита (80–90 м) располагается без структурного несогласия, но, вероятно, с размывом на старозастваской и сложена внизу (20–30 м) лилово-сиреневыми развальцованными конгломератами, а сверху – аналогичного цвета, но не развальцованными. В 15–20 м от подошвы в линзе (0,5–1,0 м) песчаных глин обнаружена пыльца голосеменных растений – Pinus sect. Strobilus, Pinus sect. Gembrae, Picea, Cedrus deodariformis, Ephedripites (Ephedripites) crassoides. Пыльца древесных покрытосеменных включает Sterculiaceae, Quercus, Zelkova, Eucornia, Salix, Hamamelis, Morus, Palmae, трав и кустарников – Chenopodiaceae, Artemisia, Compositae, Gramineae.

Сарыктайская свита (120–200 м) залегает с размывом и признаками структурного несогласия на новозастваской и состоит из темно-красных песчаников с линзами, прослоями и пачками рыжих известняковых конгломератов. В 10 м от подошвы обособляется пачка (20 м) черных тонкослоистых озерных известняков. В верхней части свиты песчаники и конгломераты ассоциируют с гипсами.

Общая мощность кызылкунгейской серии составляет 700–1000 м.

Обнажения, объединенные в Салангурскую группу выходов, развиты западнее Кызылрабатских, к югу от оз. Салангур, в приустьевых частях рек Джааншура, Кенджила, Зорджартык, Кичикджартык. Здесь встречены позднеэоценовые отложения, которые с резким несогласием перекрываются, вероятно, породами позднеолигоценового возраста. Снизу вверх в верхнем эоцене различаются две серии: джаманшуринская и салангурская.

Джаманшуринская серия развита на водораздельном пространстве рек Джаманшура и Кенджила, где залегает резко несогласно на складчатых юрских отложениях. Снизу вверх выделяются две свиты: кичикбельская и мукрубельская.

Кичикбельская свита (100 м) сложена внизу темно-зелеными линзовидно-грубослоистыми туфоконгломератами, сверху – светло-зелеными тонко- и среднеслоистыми туфами андезит-дацитового состава. Среди туфоконгломератов часто встречается галька юрских известняков и вулканитов тешикташского типа, реже – гнейсогранитов, гранитов и гранодиоритов.

Мукрубельская свита (200–300 м) залегает согласно на кичикбельской и сложена ржаво-красными и коричнево-зелеными грубослоистыми лавами и лавобрекчиями андезит-дацитового состава.

Мощность джаманшуринской серии 300–400 м.

Салангурская серия распространена в приустьевых частях рек Джаманшура, Кенджила, Зорджартык и Кичикджартык, где залегает несогласно на складчатых отложениях юры и джаманшуринских вулканитах. В составе салангурской серии выделяются три свиты: джетыгуйская, кичикджартыкская и зорджартыкская.

Джетыгуйская свита (20–50 м) сложена серыми и бледно-красными разногалечными грубослоистыми конгломератами с линзами и прослоями глин, алевролитов, белых и серых аркозовых песчаников и гравелитов. Среди конгломератов преобладают гальки юрских известняков и джаманшуринских вулканитов.

Кичикджартыкская свита (10–100 м) располагается согласно на джетыгуйской и характеризуется красными песчаниками, глинами и алевролитами с линзами и пластами разногалечных конгломератов, вулканитов липарит-дацитового состава.

Зорджартыкская свита (400–500 м) перекрывает согласно кичикджартыкскую и сложена красно-сиреневыми и коричнево-красными грубослоистыми и массивными лавами липарит-дацитового состава.

Мощность салангурской серии 430–650 м.

По стратиграфическому положению и сопоставлению с тешикташской серией джаманшуринская и салангурская серии отнесены к верхнему эоцену.

В Бахмалджилгинскую группу выходов объединены верхнеэоценовые отложения (джиембайджилгинская серия) на южном склоне Базардарьинского (Северо-Аличурского) хребта между устьями рек Бахмалджилга и Акджилга, а также в горах Кан и Кыр между озерами Булункуль и Яшилкуль.

Джиембайджилгинская серия залегает несогласно на юрских известняках и представлена пестрыми грязно-красными и табачно-зелеными андезит-дацитами, их туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. Органических остатков в джиембайджилгинских вулканитах не найдено и к верхнему эоцену они отнесены по сопоставлению с аналогичными по составу вулканитами тешикташской серии и по залеганию под палеонтологически охарактеризованной южнокараджилгинской серией олигоцен-миоценового возраста с обильными спорово-пыльцевыми комплексами [Гусев и др., 1972].

Штамская группа выходов объединяет наиболее западные обнажения верхнеэоценовых отложений Юго-Восточного Памира, расположенные на водораздельном гребне Рушанского хребта в районе перевала Штам. Установлены они в зоне одноименного разлома, где залегают в виде двух крупных пластин в тектоническом блоке. Штамская серия представлена красно-коричневыми вулканитами андезит-дацитового состава. Позднеэоценовый возраст устанавливается по сопоставлению с близкими по составу вулканитами тешикташской серии.

В Рушан-Пшартском Памире к верхнему эоцену принадлежит северопшартская толща, залегающая в виде тектонического клина среди пермотриасовых пород и представленная зеленатоватерными агломератовыми туфами дацитов. К верхнему эоцену она отнесена по сопоставлению с близкими по вещественному составу вулканитами тешикташской серии Юго-Восточного Памира. Мощность северопшартской толщи кислых вулканитов 200–300 м. Выше резко несогласно располагается бекджольская серия с обильными спорово-пыльцевыми комплексами позднеолигоценного–

миоценового возраста [Дронов, 1984].

В Юго-Западном Памире палеогеновые отложения развиты в бассейне р.Едом и в ряде других участков этого региона. Они входят в состав едомской свиты (600 м), которая залегает резко несогласно на докембрийских метаморфитах и представлена рыхлыми пестроцветными полимиктовыми алевролитами, песчаниками и конгломератами. Среди галек и обломков пород, помимо докембрийских метаморфитов, встречаются вулканиты тешикташского и джиембайджилгинского типов. Из органических остатков в разрезе Баджандара установлена пыльца древесных растений: Ginkgo, Zelkova, Juglans, Cedrus, Salix и кустарников: Polygonaceae, Rubiaceae, Balsaminaceae, Ranunculaceae, Cuperaceae, Chenopodiaceae, Artemisia и споры (Ophioglossum, Lycopodium, Matonia, Alsiophyta), а в разрезе Едом – пыльца древесных растений: Liquidambar, Carya, Ginkgo, Pterocarya. По мнению И.М. Покровской, спектр из Баджандаринского разреза олигоцен-миоценового возраста, а из Едомского – раннеолигоценного. В целом, возраст едомской свиты оценивается как раннеолигоценный.

В последнее время исследованием спорово-пыльцевых комплексов кайнозоя Памира занималась А.М. Бронникова (А.М. Пенькова), которой обработано более 30 разрезов. Путем сравнения с комплексами Таджикской депрессии выделены позднеэоценовый (верхняя часть тохарского + кушанский горизонты) и олигоценный (санглакский + нижняя часть шурысайского горизонтов) палинокомплексы. Позднеэоценовый палинокомплекс установлен в разрезах Ахзев, Актаялак, Едом, Кыр, олигоценный – в Сарезско-Ирхтском, Кызыл-Рабате, Куртеке; в разрезе Западный Пшарт встречен смешанный олигоцен-миоценовый палинокомплекс. Общий список встреченных таксонов и их распределение по возрасту дано в табл. 10.

В позднеэоценовом, более богатом комплексе доминирует пыльца древесных пород с преобладанием покрытосеменных. Значительно содержание пыльцы субтропических растений полтавской флоры, характерной для эоцена, а также пыльцы формальных таксонов. Определена пыльца таксонов, не встречающихся в вышележащих отложениях: Nothofagus, Proteaceae, Gothanipollis, Proteacidites, Trudopollis ropeekji. Часть этой пыльцы, возможно, переотложена. Менее представительна и малочисленна группа пыльцы широколиственной мезофильной флоры: Forthergilla, Juglans, Fagus, Pterocarya. Единично и спорадически встречается пыльца бореальных пород: Betula, Corylus, Alnus, Lonicega. Пыльцы трав, включая пыльцу разнотравья, мало, в основном это растения открытых местообитаний: Artemisia, Chenopodiaceae, Gramineae. Среди древесных голосеменных наиболее представительна группа хвойных пород, среди которых преобладают различные таксоны Pinus,

Cedrus deodariformis Zauer; спорадически встречаются *Picea*, *Abies*. Малочисленна, но постоянно присутствует в пробах пыльца *Glyptostrobus*, *Juniperus*, *Podocarpus*. Многочисленна группа эфедройдной пыльцы. Определено 15 таксонов пыльцы *Ephedra* и *Ephedripites*, пять из которых типичны для отложений эоцена: *Ephedripites* (*Ephedripites*) *viensis* Krut., *E. (E.) frankfurtensis* Krut., *E. (Distachyapites) eocenipites* Krut., *E. (D.) lusaticus* Krut., *Ephedra eocenica* Zakl. Группа споровых представлена слабо, в основном развиты два таксона: *Sphagnum*, *Equisetimiratilistes*. Во всех изученных разрезах встречено довольно много морского фитопланктона. Особенно интересна находка *Scherelevia* – формы, обычной для эоцена – раннего олигоцена.

Олигоценовый палинокомплекс характеризуется преобладанием древесных пород или равным количеством древесных и травянистых. Среди древесных преобладает пыльца листопадных пород с равным количеством пыльцы субтропической полтавской и широколиственной тургайской флор: *Juglans*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*. Набор пыльцы трав многообразнее эоценового палинокомплекса за счет обилия пыльцы разнотравья.

Комплекс сильно обеднен пыльцой формальных таксонов; в эоценовом палинокомплексе определено 35 таксонов, из которых лишь семь переходят в олигоцен. Споровые встречаются редко. Из представителей фитопланктона определены типичные для олигоцена водоросли *Deflandrea phosphoritica phosphoritica* f. *phosphoritica* Cooks. et Eis. и различные *Crassosphaera*. Среди древесных голосеменных преобладает пыльца хвойных пород: разные таксоны *Pinus*, меньше – *Cedrus*. Пыльца родов

Picea и *Abies* единична, но постоянна. Стабильна пыльца родов *Taxodium* и *Juniperus*, составляющая иногда 20% комплекса. Только на этом стратиграфическом уровне встречается *Ephedra cheganica*.

Имеющиеся материалы позволяют реконструировать процесс изменения флоры и растительности на Памире в позднеэоценовое и олигоценовое время.

В позднем эоцене здесь произрастала богатая лесная растительность. Широкое распространение имели листопадные леса с небольшой примесью хвойных деревьев и подчиненным положением широколиственных мезофильных пород при большом участии субтропических элементов. Травы существенного значения в формировании растительного покрова не принимали, хотя небольшие ареалы имели характер самостоятельных лугово-степных ассоциаций. Присутствие различных представителей морского фитопланктона и водорослей может свидетельствовать о распространении в пределах Памира неглубокого морского бассейна. Климат был теплым, влажным, близким к субтропическому.

В олигоценовое время растительность также была довольно разнообразная, но более бедная. Лиственные леса с незначительной ролью субтропических пород и обширными площадями широколиственных были распространены на всей территории. На существование гор указывает появление пыльцы таких родов, как *Juniperus* и *Pistacia*. На заболоченных участках росли разреженные таксодиевые леса. Открытые пространства были заняты травянистыми фитоценозами. Климат был умеренным теплым, более сухим, чем в позднем эоцене.

Регион XVI

Прикаспийская впадина

Введение

Прикаспийская впадина занимает юго-восточную краевую часть древней Восточно-Европейской платформы. В регионе выделяются обширная Прикаспийская низменность, Подуральское плато на востоке Прикаспийской впадины и Южно-Эмбенский район в юго-восточном углу впадины [Геология СССР, 1970, т. 21].

В белоглинское время (поздний эоцен) в Южно-Эмбенском районе существовал режим открытого моря с карбонатным осадконакоплением. В северной части Прикаспийской низменности и в Подуральском плато располагалась зона моря с иной водной массой, о чем свидетельствует полоса глинистых илов, замещаемая к северу областью глинисто-терригенных осадков. В южной части Подуральского плато разрезы белоглинского горизонта двухчленны: нижняя часть – некарбонатные пиритизированные глины, верхняя – слабоизвестковистые глины. На севере Подуральского плато накапливались глинистые, слабоалевритистые осадки.

В раннем олигоцене в Южно-Эмбенском районе карбонатное осадконакопление сменилось глинистым, а богатые комплексы со значительным количеством планктонных фораминифер уступили место бентосным ассоциациям однообразного систематического состава. В начале олигоцена в центральных частях Подуральского плато изменений в режиме осадконакопления не произошло. Продолжалось накопление глинистых, слабокарбонатных илов с бентосными фораминиферами, снизилось содержание планктонных видов. В конце раннего олигоцена фациальная обстановка изменилась, получили развитие бескарбонатные алеврито-глинистые осадки с мелководными бентосными фораминиферами. В северных и восточных частях Прикаспийской низменности в олигоценное время располагалась мелководная зона с песчано-глинистыми осадками.

Краткая история изучения

Палеогеновые отложения Прикаспийского региона изучали разные специалисты – палеонтологи, стратиграфы, геологи. Материалы этих работ изложены в отчетах Космоаэрогеологической экспедиции № 1 треста “Аэрогеология”, треста

“Казнефтегазразведка”, ПГО “Запказгеология”. Строение палеогеновых отложений, их стратиграфия и особенности распространения различных групп фауны и флоры рассмотрены во многих публикациях [Яркин, 1959; Мчедлишвили, Шлезингер, 1959; Никитина, 1958; Никитина и др., 1972; Гибшман и др., 1969; Грачев, Жижченко и др., 1971; Печенкина, Холодилина, 1971; Бархатова, Размыслова, 1974; Размыслова, 1975; Макулбеков, 1977; Раюшкина, 1979; Кравчук, Плещеев, 1975; Беньямовский, Кургалимова, 1979; Беньямовский, 1981].

Литолого-стратиграфическая характеристика

В позднеэоценовом бассейне Прикаспия существовало несколько литолого-фациальных зон: мергельная; мергельно-глинистая; известково-глинистая; алевритисто-слабоизвестковисто-глинистая, а в раннеолигоценном бассейне: песчано-алевритисто-глинистая (Южная Эмба и Северный Устурт); слабоизвестковисто-алевритисто-глинистая (южная часть Прикаспийской низменности и Подуральского плато); очень слабо известковисто-песчано-алеврито-глинистая (северная часть Прикаспийской низменности).

В позднеэоценовое время в направлении от центра к периферии карбонатные фации замещаются карбонатно-глинистыми, глинисто-алевритовыми и глинисто-алеврито-песчаными. Нижнеолигоценная толща менялась в этом же направлении от слабокарбонатных алеврито-глинистых фаций до песчано-алеврито-глинистых (рис. 46).

Среди осадков верхнего эоцена доминируют мергели и различные глины – известковые, слабоизвестковые, неизвестковые, алевритовые. Процент карбонатности пород был сравнительно высок, особенно на юге (рис. 47).

Для олигоцена в основном типичны глины. Мергели отсутствуют. Среди глин преобладают неизвестковые и алевритовые разности. В верхней части разреза и по периферии бассейна породы содержат более грубый терригенный материал (алевритовые глины, алевриты, песчаники) (рис. 48).

В белоглинских и олигоценных породах часто присутствует пирит и пиритизированная фауна.

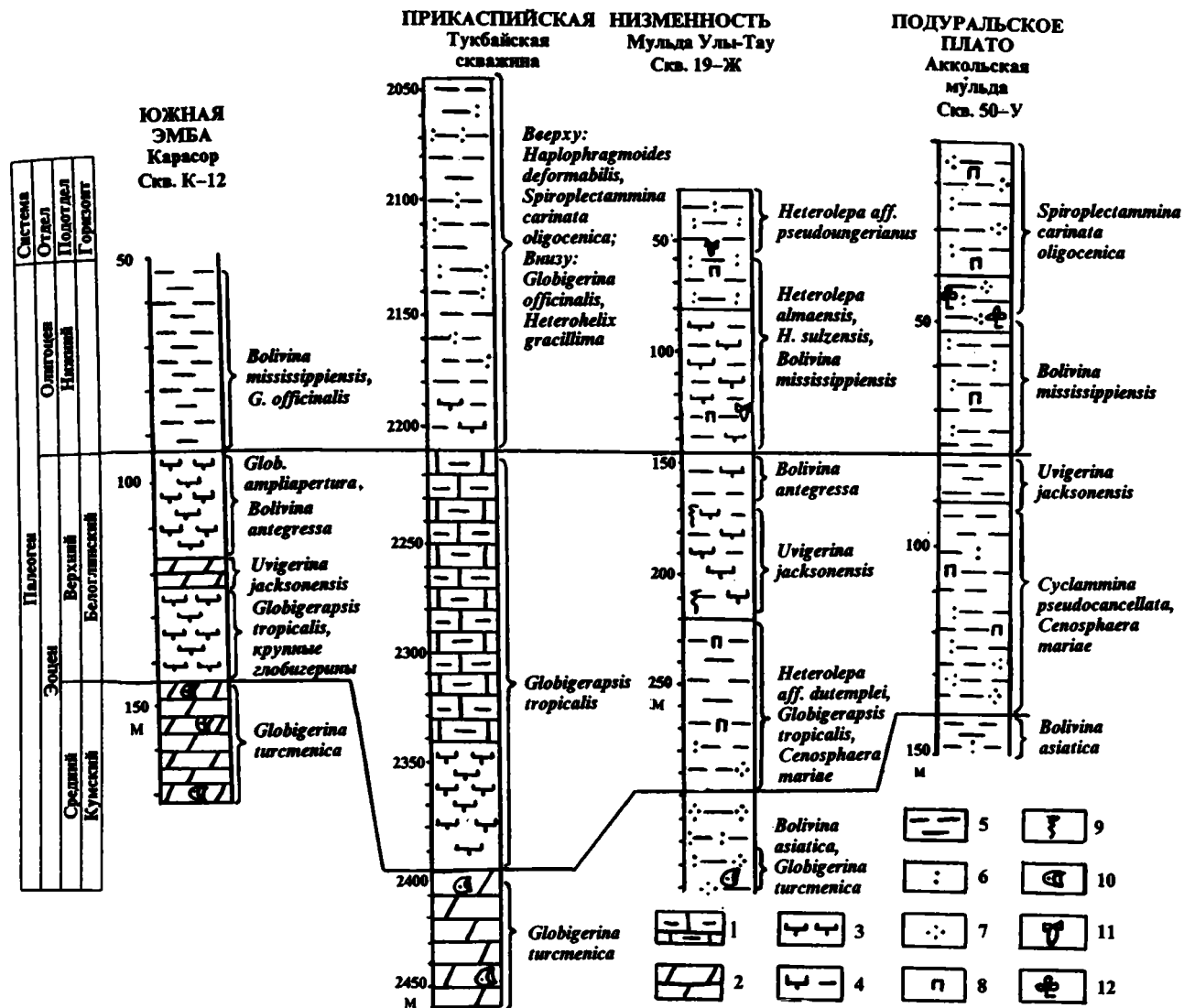


Рис. 46. Сопоставление палеогена разнофациальных типов Прикаспийской впадины

1 – известняки глинистые; 2 – мергели; 3–5 – глины: 3 – известковые, 4 – слабозвестковые, 5 – неизвестковые; 6 – алевроитистость; 7 – песчанность; 8 – пирит, 9 – ходы илоедов ("фукоиды"); 10 – остатки рыб; 11 – моллюски; 12 – растительный детрит

Это особенно свойственно нижним частям белоглинского разреза. В кровле белоглинских отложений отмечаются марганцевые вкрапления.

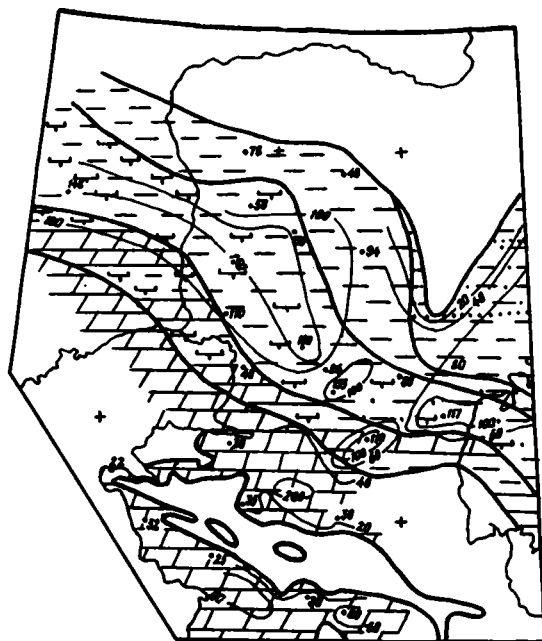
Из включений органического происхождения следует отметить рыбу чешую, присутствующую как в белоглинских, так и в олигоценовых отложениях. На востоке и в средней части разреза олигоценовых пород отмечаются обугленные растительные остатки. Следы жизнедеятельности донных организмов (фукоиды) наблюдаются в белоглинских осадках.

В толще верхнеэоценовых-олигоценовых отложений, а также на границе эоцена и олигоцена признаки размывов и перерывов отсутствуют.

Отложения верхнего эоцена – олигоцена охарактеризованы бентосными и планктонными фор-

миниферами, радиоляриями и моллюсками.

В белоглинских мергелях и известковых глинах Южно-Эмбенского района встречается разнообразный комплекс бентосных видов. В нижней части белоглинских отложений выделяются слои с *Heterolepa aff. dutemplei* и *Uvigerina jacksonensis*. К типичным видам принадлежат *Spiroplectamina vicina* Erem., *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Karriella siphonella* (Reuss), *Alabama almaensis* (Samoil.), *Anomalina alazanensis* Nutt., *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Heterolepa aff. dutemplei* (d'Orb.), *H. perlucides* (Nutt.), *H. bionus* Schutz., *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Bolivina asiatica* Moroz., *B. simplex* N. Byk. Многочисленны крупные глобигериты и *Globigerapsis tropicalis* Blow et Bann. В верхней части бело-



0 80 160 240 км



Рис. 47. Литолого-фациальная карта позднеэоценовых отложений западной части Туранской плиты (Рис. 47 и 49 составили В.Н.Беньямовский, Е.М.Кругова, А.В.Лосева, С.К.Николаева, Б.С.Цирельсон, А.Л.Яроцкий)

Условные обозначения к рис. 47 и 48

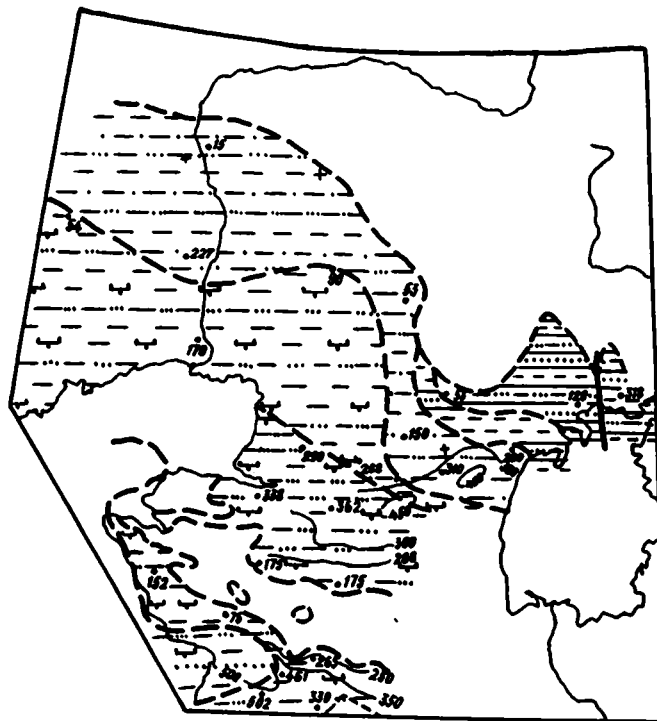
1-6 - осадки шельфа и прибрежной зоны моря: 1-3 - глины (1 - бескарбонатные, 2 - карбонатные, 3 - алевритистые), 4 - мергели, 5 - алевриты, алевролиты, 6 - пески, песчаники; 7 - область размыва; 8 - границы литологических типов пород; 9 - восточное ограничение олигоценового морского бассейна; 10 - изопачиты, м; 11 - опорные разрезы и мощность отложений, м

глинского горизонта к перечисленным видам присоединяются *Bolivina antegressa* Subb., *Cibicidoides jankulaensis* (Schutz.), *Globigerina ampliapertura* Bolli (слой с *Bolivina antegressa*).

В вышележащих неизвестковистых глинах олигоцена комплекс фораминифер резко обедняется: исчезают толстостенные крупные белоглинские бентосные виды, планктон редок и представлен глобигеринами группы *Globigerina officinalis* Subb. и *Heterohelix gracillima* (Andrea). Среди бентосных фораминифер появляются *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Cibicidoides oligocenicus* (Samoil.).

Граница эоцена и олигоцена проходит между слоями с *Bolivina antegressa* и слоями с *Bolivina mississippiensis* и *Heterohelix gracillima*. Она, вероятно всего, соответствует границе зон *Globorotalia centralis* и *Globigerina tapuriensis*. Об этом свидетельствует появление в верхах белоглинских слоев *Globigerina ampliapertura* Bolli.

В центральной части Восточного Прикаспия положение несколько иное. Слои с *Heterolepa* aff.



0 80 160 240 км

Рис. 48. Литолого-фациальная карта раннеолигоценовых отложений западной части Туранской плиты

(Рисунки 48 и 50 составили В.Н.Беньямовский, А.В.Лосева, С.К.Николаева, Б.С.Цирельсон, А.Л.Яроцкий)

Условные обозначения см. на рис. 47

dutemplei характеризуются радиоляриями и бентосными фораминиферами: *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Heterolepa* aff. *dutemplei* (d'Orb.), *H. pygmeus* (Hantk.), *H. bionus* (Schutz.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina pygmea* (d'Orb.), *U. costellata* Moroz., *Bolivina asiatica* Moroz., *B. simplex* N. Byk. Изредка встречаются *Globigerapsis tropicalis* Blow et Vann. Выше залегают слои с *Uvigerina jacksonensis*, в которые переходят все виды нижнего комплекса и появляются *Heterolepa perlucides* (Nutt.), *Bulimina aksuatica* Moroz., *Uvigerina jacksonensis* Cushm. Завершаются белоглинские отложения слоями с *Bolivina antegressa*, характеризующиеся развитием *Spiroplectammina azovensis* J. Nik., *Marginulina boemi* (Reuss), *Heterolepa almaensis* (Samoil.), *Cibicidoides jankulaensis* (Schutz.), *Bolivina antegressa* Subb. и исчезновением *Brotzenella taurica* (Samoil.), *Heterolepa bionus* (Schutz.).

В олигоcene выделяются слои с *Heterolepa almaensis*, *H. sulzensis* и *Bolivina mississippiensis*. В комплексе, помимо видов-индексов, установлены

Таблица 11. Сопоставление верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Прикаспийской впадины

| Система | Отдел | Подотдел | Горизонт | Западная часть Прикаспийской низменности, между речью Урала и Волги [Гибшман и др., 1969; Грачев и др., 1971] | Восточная часть Прикаспийской низменности и южная часть Подуральского плато | Южно-Эмбенский район [Никитина, 1958; материалы В.Н.Беньямовского] |
|--|---|----------|--------------|---|---|--|
| | | | | | | |
| Палеоген | Олигоцен | Нижний | Белоглинский | Зона <i>Spiroplectamina carinata</i> и <i>Heterolepa aff. pseudoungerianus</i> | Слои с <i>Heterolepa aff. pseudoungerianus</i> | Искинская свита. Комплекс с <i>Spiroplectamina carinata oligocena</i> |
| | | | | Слои с <i>Haplophragmoides deformabilis</i> и <i>Globigerina officinalis</i> | Слои с <i>Heterolepa almaensis</i> , <i>H. sulzensis</i> , <i>Bolivina mississippiensis</i> | Хадумский горизонт. Комплекс с <i>Bolivina mississippiensis</i> , <i>Cibicidoides oligocenicus</i> , <i>Heterohelix gracillima</i> |
| | | | | Зона <i>Globigerapsis tropicalis</i> | Слои с <i>Bolivina antegressa</i> | Комплекс с <i>Bolivina antegressa</i> |
| Слои с <i>Uvigerina jacksonensis</i> | Комплекс с <i>Uvigerina jacksonensis</i> , <i>Heterolepa aff. dutemplei</i> | | | | | |
| Слои с радиоляриями и <i>Heterolepa aff. dutemplei</i> | | | | | | |

Cibicidoides aff. oligocenicus (Samoil.), *Bolivina oboensis* Korov., *Heterohelix gracillima* (Andrea), а в верхней части – *Cibicidoides amphisyliensis* (Andrea), *S. karabagasicus* (Korov.). Эти отложения сменяются слоями с *Heterolepa aff. pseudoungerianus* с видом-индексом, *Cibicidoides expertus* (Schutz. et Ter.-Grig.), *Lenticulina herrmanni* (Andrea).

Граница эоцена и олигоцена проводится по дошве слоев с *Heterolepa almaensis*, *H. sulzensis* и *Bolivina mississippiensis* и соответствует границе, установленной по фораминиферам в Крыму [Шуцкая, 1963], в Приазовье [Никитина, 1972], на Устюрте [Николаева, Прусова, 1979], в Западном Копетдаге [Коровина, 1969]. Кроме того, ее положение подтверждается и данными по двустворчатым моллюскам. В рассматриваемых слоях встречены нижнеолигоценовые *Tellina proepostera* Koen., *Cardita lucovichi* Ruch., *Corbula conglobata* Koen.

Схема корреляции верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Прикаспия приведена на табл. 11.

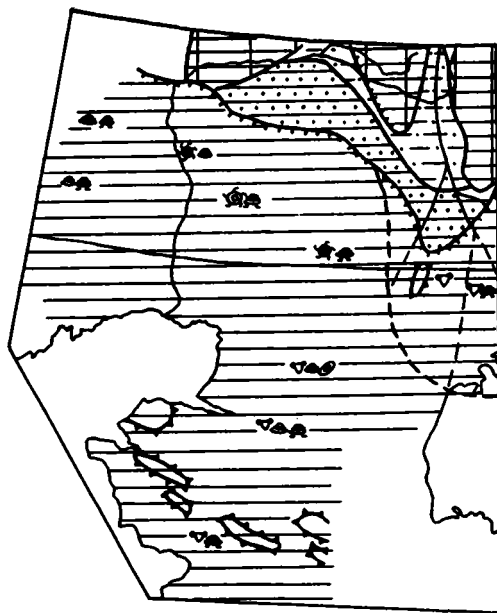
Палеогеографическая обстановка

В позднем эоцене и в первой половине олигоцена на территории Прикаспия располагался эпиконтинентальный морской водоем, являвшийся частью обширного морского бассейна Крымско-Кавказской области и Закаспия. Северная периферия Прикаспийской низменности и большая часть Подуральского плато представляли собой сушу. Отсюда поступал обломочный материал. С приближением к указанным районам более грубыми и терригенными становились осадки и существенно изменялся характер фауны: постепенно исчезали

планктонные фораминиферы, уменьшалось содержание бентосных фораминифер. В некарбонатных осадках северной и северо-восточной периферии бассейна становились обычными радиолярии.

Позднеэоценовый морской бассейн Прикаспия был дифференцированным по глубинам. Глубоководная зона располагалась в районе Южной Эмбы. Здесь в комплексах фораминифер отмечается значительное (до 70%) число планктонных форм. Согласно Т.Гримсдейлу и Ф.Моркховену [1956], изучавшим соотношение планктонных и бентосных фораминифер как показателя глубины отложений, такой процент планктонных фораминифер свидетельствует о погруженности шельфа (до 150 м и глубже). Осадки южной части Подуральского плато и востока Прикаспийской низменности характеризуются другими палеоэоценозами. В них резко (до 10–30%) падает доля планктона. Бентосные фораминиферы многочисленны и разнообразны. Такие ассоциации фораминифер свойственны открытым зонам шельфа с глубинами порядка 50–150 м. К периферии бассейна меняется состав осадков (слабоизвестковистые глинистые фации замещаются алеврито-глинистыми). На севере и востоке Подуральского плато и Прикаспийской низменности в алевритистых неизвестковых глинах отмечаются палеоэоценозы с обедненным, однообразным составом (радиолярии и бентосные фораминиферы, принадлежащие нескольким видам), что свидетельствует о мелководной зоне шельфа (рис. 49).

Олигоценовый бассейн был мельче позднеэоценового. Если в начале олигоцена осадки были слабокарбонатными глинистыми, то затем они становятся неизвестковыми, в глинах отмечаются алевритовая и песчаная примеси и прослои этих пород. Палеоэоценозы олигоцена состоят из бентос-



0 80 160 240 км

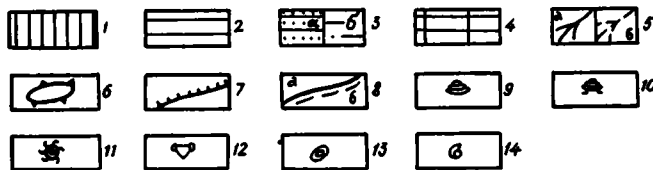


Рис. 49. Палеогеографическая карта западной части Туранской плиты для позднего эоцена

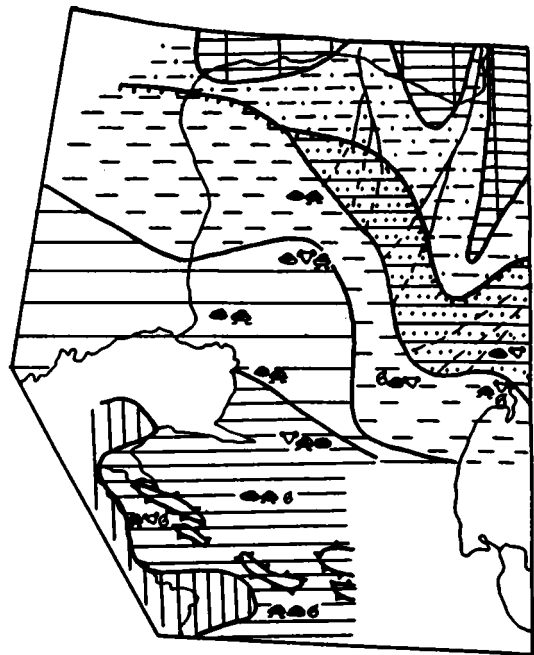
Условные обозначения к рис. 49 и 50

1 – внешняя зона шельфа и материковый склон; 2 – внутренняя зона шельфа; 3 – равнины: а – заливаемые морем, б – низменные аккумулятивные; 4 – денудационные равнины возвышенные, холмистые; 5 – речные долины: а – наземная часть, б – подводная часть; 6 – подводные поднятия; 7 – контуры береговой линии; 8 – границы: а – с разной палеогеографической обстановкой, б – подводной части дельты; 9–14 – характерные группы органических остатков: 9 – фораминиферы планктонные, 10 – фораминиферы бентосные, 11 – радиоларии, 12 – пелециподы, 13 – остракоды, 14 – гастроподы

ных фораминифер. В начале олигоцена они были более разнообразными, чем в последующее время. Нередко палеоэнозы включают одну-две группы бентосных фораминифер. Преобладали цибицидесовые комплексы, область формирования которых – мелкий шельф (глубины до 50–80 м). Береговая линия в течение позднего эоцена – олигоцена не оставалась неизменной. Площадь моря в олигоцене сократилась (рис. 50). Эоцен-олигоценное море окружала низко всхолмленная равнина, на что указывает тонкий обломочный материал, сносимый с суши (алевриты и мелкозернистые пески).

Климатическая обстановка

О климате позднего эоцена можно судить по остаткам растений, найденных в Чандинском грабене на севере Подуралья [Мчедlishвили, Шлезингер, 1959] и у пос. Романовский Ак-



0 80 160 240 км

Рис. 50. Палеогеографическая карта западной части Туранской плиты для раннего олигоцена

Условные обозначения см. на рис. 49

тубинского Приуралья [Макулбеков, 1977]. Здесь преобладали вечнозеленые растения – лавры, дубы, магнолии. Дубово-лавровые леса произрастали в субтропической, несколько засушливой зоне, соседствовавшей с умеренной.

Показателем климата конца первой половины олигоцена является флора Кызылтобе (верховья р. Эмбы), состоящая в основном из широколиственных растений с незначительным присутствием вечнозеленых [Раюшкина, 1979]. Эта флора свидетельствует об умеренно-теплом, влажном, гумидном климате.

Геологические и биотические события

Начало позднего эоцена совпало с развитием трансгрессии, приведшей к образованию белоглинского бассейна, резко отличного по типам осадков и фауне от предшествовавшего кумского. В позд-

нем эоцене на значительной площади региона существовали условия открытого, достаточно глубоководного шельфа. Происходило карбонатное и карбонатно-глинистое осадконакопление на фоне развития планктонных, планктонно-бентосных и бентосных палеоценозов фораминифер.

На рубеже эоцена и олигоцена началось воздымание региона, на что указывает изменение в характере осадков. В олигоцене повсеместно шло накопление песчано-алеврито-глинистых фаций, содержащих мелководные палеоценозы фораминифер.

На этом же уровне наблюдаются изменения в составе биот: среди фораминифер отмечается появление новых бентосных видов – постепенное (на юге Подуральского плато) или резкое (на остальной территории); исчезновение белоглинской фауны; смена эоценовых планктонных и планк-

тонно-бентосных палеоценозов бентосными; распространение однообразных обедненных палеоценозов, состоящих из тонкостенных бентосных видов. Соответствующие изменения произошли в составе моллюсков и растительных комплексов.

Таким образом, события позднего эоцена – первой половины олигоцена Прикаспийского региона сводятся к следующему.

1. Происходит смена карбонатного осадконакопления терригенным, известковистым.

2. Сравнительно глубоководная обстановка постепенно переходит в мелководную. Морской бассейн в олигоцене сокращается.

3. Наблюдаются изменения в составе комплексов фораминифер, моллюсков, растений.

4. Климат постепенно изменяется от субтропического к умеренно-теплому гумидному.

Регион XVII Мангышлак

Введение

На территории описываемого региона расположены: горная часть Мангышлака и степные пространства до залива Кара-Богаз-Гол на юге и плато Устюрт на востоке. Палеогеновые отложения обнажены в пределах горного Мангышлака, а также в наиболее крупной восточной впадине – Карагие, расположенной вблизи побережья Каспия.

Краткая история изучения

Первые сведения о палеогеновых отложениях встречаются в работах Н.И. Андрусова [1911] и М.В. Баярунаса [1912], проводивших границу эоцена и олигоцена по контакту белых мергелей и темных глинистых отложений.

Н.И. Андрусов выделил эоценовые мергели в качестве “верхней белой свиты”, впоследствии названной Н.Ф. Кузнецовой [1952] “адаевской”, а глинистые отложения олигоцена расчленил на четыре отдела: 1) черные разбухающие на воздухе сланцеватые глины, 2) голубоватые песчаные мергели и кремнистые сливные песчаники, 3) марганцевые пески зеленовато-серого цвета с крабами и длиннохвостыми раками, 4) темные сланцеватые глины с прослоями лимонита и чешуями *Meletta*.

М.В. Баярунас [1912] объединил два нижних отдела Н.И. Андрусова и отнес их к нижнему олигоцену (латдорфскому ярусу). Марганценовые отложения отнесены им к среднему олигоцену, а глины с чешуями *Meletta* – к верхнему олигоцену. По литологическому составу он различал два типа отложений: чакырганский и бурлинский, впоследствии переведенные Н.Ф. Кузнецовой [1952] в ранг свит.

Во второй половине 50-х годов при геологической съемке района впадины Карагие и проведении большого объема буровых работ на уран А.С. Столяров разработал новую схему стратиграфического расчленения олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Южного Мангышлака, являющуюся в настоящее время общепризнанной [Гарецкий и др., 1972; Мерклин и др., 1960; Столяров, 1958].

Литолого-стратиграфическая характеристика

Пограничные слои эоцена и олигоцена на Южном Мангышлаке изучены детально по разрезам большого количества буровых скважин. Граница здесь повсеместно достаточно отчетливая и выражена, как и к западу от Каспийского моря, резкой сменой белых мергелей темными глинами майкопской серии. Верхняя часть эоцена (адаевская свита) практически повсеместно сложена мергелями мощностью 20–100 м и подразделяется по фораминиферам, как и на Северном Кавказе, на две зоны, подробно охарактеризованные В.Г. Морозовой по материалам А.С. Столярова.

Нижняя зона включает *Globigerapsis tropicalis*, *Listerella cyclostomata*, *Nodosaria affinis*, *N. costata*, *Marginulina fragaria*, *M. cressenbergensis sculptilis*, *Uvigerina proboscidea*, *U. jacksonensis*, *Eponides umbonatus*, *Cibicides acutiformis*, *C. perlucides*, *C. oligocenicus*, *Planulina costata*, *Globigerina corpulenta*.

Верхняя зона *Bolivina antegressa* представлена обильным комплексом фораминифер, среди которых преобладают бентосные известковые формы, реже агглютинированные и планктонные: *Clavulinoides szaboi*, *Spiroplectammina pectinata*, *Karreriella cf. siphonella*, *Marginulinopsis behmi*, *Saracenaria arcuata*, *Bulimina aff. aksuatica*, *B. sculptilis*, *Uvigerina jacksonensis*, *U. pygmea*, *Bolivina antegressa*, *Pullenia quinqueloba*, *Siphonodosaria volgensis*, *Gyroidina soldanii*, *Anomalina affinis*, *Cibicides ungerianus*, *C. cushmani*, *C. pygmeus*, *C. dutemplei*, *Planulina costata*, *Globigerina officinalis*.

Нижнюю часть олигоцена составляют три свиты – узунбасская, куюлусская и кенджалинская [Мерклин и др., 1960; Столяров, 1958]. Они залегают согласно на мергелях эоцена и характеризуются весьма значительными изменениями мощности, литофаций, комплексов органических остатков. Наиболее глубоководны отложения этих свит в западной части района, у побережья Каспия (мыс Меловой). Здесь узунбасская и куюлусская свиты (нерасчлененные) представлены известковистыми глинами с прослоями мергелей общей мощностью

В предгорном районе Мангышлака (прибрежный марганцеворудный тип разреза) мощность узунбасской свиты возрастает до 40–60 м. Она сложена известковыми алевроитовыми глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями кремней. В породах содержатся разнообразные фораминиферы: *Lenticulina hermanni*, *Spiroplectammina ex gr. carinata*, *Baggina iphigenia*, *Nonion praeivius*, *Asterigerina lucida*, *Cibicides pseudoungerianus*, *C. aff. dutemplei*, *Globigerina officinalis*, *G. chadumica*, а также панцири крабов, мелкие гастроподы, пелециподы, остатки одиночных кораллов, мшанки, морские ежи [Морозова и др., 1968].

Куюлусская (марганценозная) свита (мощность 40 м) представлена здесь песчано-алевритовыми, неравномерно известковыми породами, в верхней части с марганцевыми рудами. В отложениях встречаются многочисленные фораминиферы: *Spiroplectammina ex gr. carinata*, *Uvigerinella californica*, *Bolivina mississippiensis*, *Caucasina schischkinskayae*, *Cibicides pseudoungerianus*, мелкие гастроподы, обломки устриц, членики морских лилий, спикулы кремневых губок, позвонки рыб и зубы акул, остатки крабов *Canser sp.*, *Coeloma tauricum*. Алевроитистые глины кенджалинской свиты (мощность 55 м) также характеризуются богатым комплексом фораминифер зоны *Spiroplectammina carinata*.

Наиболее существенные изменения происходят в восточном направлении и связаны, прежде всего, с резким возрастанием мощности (до 330 м) узунбасской свиты, породы которой залегают на мергелях верхнего эоцена (см. рис. 51, Ж). В районе сора Карынжарык свита расчленена на ряд пачек с разнообразными органическими остатками [Мерклин и др., 1970]. Разрез начинается пачкой (мощность 8–30 м) микрослоистых известковых глин глубоководного характера, в которых установлены *Globigerina officinalis*, *Bulimina sculptilis*, *Caucasina schischkinskayae*, *Pseudoguembelina gracilis* (определения И.А. Прусовой). Выше свита сложена мощными (150 м) зеленоватыми известковыми (внизу – 30 м неизвестковыми) глинами с комплексом бентосных фораминифер: *Anomalina munda assakensis*, *Cibicides cf. pseudoungerianus*, *Spiroplectammina ex gr. carinata*, *Harporhagmoides fidelis*, *Nonionella sp.* Верхняя часть свиты (мощность 120 м) представлена неравномерно известковистыми глинами со *Spiroplectammina ex gr. carinata*, *Cibicides oligocenicus*, *C. cf. pseudoungerianus*, *C. expertus*, *C. macrurus*, *C. almaensis*, *Lenticulina hermanni*, *Caucasina schischkinskayae*.

Куюлусская свита в районе сора Карынжарык, как и на западе (Карагие), характеризуется кремовыми известковыми глинами со *Spiroplectammina ex gr. carinata*, *Cibicides pseudoungerianus*, *C. expertus*, *C. macrurus*, *Neogyroidina memoranda*, *Uvigerinella californica*, *Nonion dosularenensis*, *Lenticulina hermanni*. Последний вид обычно не встре-

чается выше кровли узунбасской свиты, но в некоторых разрезах поднимается до средней части куюлусской свиты.

Кенджалинская свита темных неизвестковых глин (мощность 40 м) почти лишена органических остатков.

В разрезе сора Карынжарык отложения олигоцена отличаются большим количеством моллюсков, подробно изученных Р.Л. Мерклиным [Мерклин и др., 1970]. Он выделил в этих осадках два типа фауны моллюсков: более древний содержится в узунбасской свите и в нижней части куюлусской свиты и включает немало позднеэоценовых реликтов; второй тип фауны состоит в основном из рупельских видов и приурочен к верхней части куюлусской свиты и к кенджалинской свите.

Таким образом, в восточных районах Южного Мангышлака самые нижние слои олигоцена представлены сравнительно глубоководными глинами с глобигеринами, булиминами, псевдогюмбелинами. В средней части узунбасской свиты установлен комплекс *Anomalina munda*, отсутствующий в западных районах (Карагие). В этом комплексе присутствует вид *Harporhagmoides fidelis*, известный из относительно глубоководных отложений Ставрополя и Ергеней. В верхней части свиты развит богатый комплекс фораминифер с разнообразными цибицидесами, *Spiroplectammina carinata* и другими формами, не известными в разрезе Карагие, но обычными в прибрежных отложениях предгорного района. Ассоциация фораминифер куюлусской свиты существенно отличается отсутствием *Caucasina schischkinskayae*, типичного для западных районов, и наличием *Spiroplectammina carinata*, встречающегося в мелководных отложениях марганцеворудного разреза и в самых верхних (мелководных) слоях кенджалинской свиты в Карагие.

Различия в комплексах фораминифер зависят от фациальной принадлежности отложений. На сравнительно небольшой территории Южного Мангышлака могут быть выделены основные литолого-фациальные аналоги отложений крупных структурно-фациальных зон Предкавказья и Волго-Дона. В районе побережья Каспия развиты наиболее глубоководные отложения, свойственные Восточно-Предкавказской–Северо-Кавказской зоне. Умеренно глубоководный разрез Карагие, а также нижняя часть узунбасской свиты восточных районов в фациальном отношении сопоставимы с аналогичными образованиями Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны, хотя в характере отложений и составе биот отмечаются заметные различия. Наиболее примечательными в этом отношении являются большие мощности отложений в восточных районах Мангышлака, достигающие 500 м. Это свидетельствует о существенных различиях в динамике седиментационных процессов в раннем олигоцене, свойственных различным зонам морского бассейна в пределах рассматриваемого небольшого региона.

Палеогеографическая обстановка

Палеогеография и условия осадконакопления палеогеновых, в частности олигоценовых, отложений рассмотрены в ряде работ и отражены на схемах и картах как для территории Южного Мангышлака [Столяров, 1961], так и для более крупного, единого в своем развитии региона, включающего территорию Предкавказья и Волго-Дона [Столяров, 1991] и Восточного Паратетиса в целом [Попов и др., 1993].

Палеогеографические особенности территории Южного Мангышлака определяются ее положением в восточном обрамлении глубоководной котловины Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Поэтому наиболее глубоководные отложения развиты вблизи побережья Каспия. Черты же более мелководной обстановки осадконакопления появляются восточнее, а также вблизи Мангышлакского островного сооружения.

В позднем эоцене Мангышлак входил в обширную область карбонатного осадконакопления открытой, внешельфовой части морского бассейна [Попов и др., 1993]. Поэтому фациальные изменения отложений выражены крайне слабо, а мощности колеблются от 10 до 100 м. При этом они сокращаются как в сторону Мангышлакского островного сооружения (или отмели), так и в направлении глубоководной области Среднего Каспия. Последняя на протяжении почти всего палеогена оставалась относительно глубоководной, не компенсированной осадками. Зона максимальных мощностей (100 м) установлена к востоку от впадины Карагие и может рассматриваться в качестве склоновой "клиноформы" [Столяров, 1991] (см. рис. 47 и 49).

Мелководные отложения известны в разрезах урочищ Чакрыган и Суллу-Капы [Ливеровская, 1960]. В урочище Чакрыган они представлены грязно-белыми песчаными мергелями мощностью 32 м. В разрезе Суллу-Капы белые песчаные мергели в нижней части окрашены в розовый цвет. По данным механического анализа порода состоит в основном (75 %) из карбоната кальция с примесью песчано-алевритового и глинистого материала. Терригенная фракция представлена кварцем (40 %), обломками пород (26 %), полевыми шпатами (12 %) и аутигенным глауконитом (1,7 %); тяжелая фракция состоит исключительно из зерен окислов железа.

Распространение отложений адаевской свиты показывает, что площадь Мангышлакского островного сооружения в позднем эоцене, по сравнению с таковой в среднем эоцене, заметно сократилась. Как и в пределах всего Восточного Паратетиса максимальное развитие морской трансгрессии приурочено к позднему эоцену [Попов и др., 1993].

Позднеэоценовый морской бассейн характеризовался нормальной соленостью, свободной аэрацией вод и температурным режимом, близким к субтропическому.

Раннеолигоценовый бассейн Южного Мангышлака существенно отличался от позднеэоценового особенностями и динамикой седиментации, глубинами, а также палеогеологической обстановкой. В общем палеогеографическом плане он являлся восточным ограничением глубоководной (до 1000 м) не компенсированной осадками котловины Восточного Предкавказья – Среднего Каспия [Столяров, 1991] (см. рис. 48 и 50).

В пределах Южного Мангышлака четко выражено восточное и северо-восточное направления привноса терригенного материала, подчеркнутое в отложениях распределением литофаций и мощностей, уменьшающихся в сторону котловины Среднего Каспия от 500 до 37 м (и до 10–20 м к западу от Каспия). Даже по разнице мощностей можно судить о глубинах в Среднекаспийской котловине в раннем олигоцене, составлявших не менее 500 м. Это наиболее яркий пример некомпенсированного, контрастного профиля осадконакопления для Восточного Паратетиса в целом [Попов и др., 1993].

О значительных глубинах в открытой части морского бассейна свидетельствует также комплекс моллюсков узунбасской свиты в северной части впадины Карагие. Он представлен почти исключительно мелкорослыми гастроподами, среди которых обильны и разнообразны турриды, что указывает на более или менее глубинную часть неритовой зоны морского бассейна нормальной океанической солености [Мерклин и др., 1960]. На востоке (район сора Кендерли) узунбасско-раннекуюлусская фауна моллюсков еще напоминает фауну открытого моря, но отличается более крупными размерами раковин, а комплекс богаче и разнообразнее [Мерклин и др., 1970]. По захоронению фауны можно судить о влиянии токов воды, располагавших раковины ориентированно к поверхности наслоения. В верхней части куюлусской свиты появляется обильный, очевидно сублиторальный, комплекс моллюсков, нередко с крупными массивными раковинами. Здесь много раковинного детрита, отмечаются следы волнового переотложения и сортировки [Мерклин и др., 1970].

Общая фациально-палеогеографическая обстановка на Мангышлаке определилась не только развитием глубоководного прогиба в акватории Каспия, но и наличием приподнятой области на месте современного горного сооружения. С южной стороны этой островной суши были сформированы прибрежные (литоральные) отложения, заключающие марганцевое оруделение [Столяров, Коченов, 1995]. Центральное-Мангышлакская область палеоподнятий представляла собой региональный палеогеографический элемент барьерного характера, разделявший обширную относительно мелководную (внутришельфовую) область Устюрта и Приаралья, и более глубоководную (внешельфовую) зону – Южный Мангышлак [Гарецкий и др., 1972; Попов и др., 1993]. В этом отношении она адекватна Черноземельскому и Ергенинскому палеоподнятиям, также разделявшим различные по

глубинности палеогеографические элементы [Столяров, 1991].

Важнейшей гидрологической особенностью раннеолигоценового морского бассейна являлось сероводородное заражение вод в глубоководной котловине Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Краевая зона сероводородной области приурочена к западной части Южно-Мангышлакского прогиба. Здесь на контакте сероводородных и кислородных обстановок в придонных водах в узунбасское и куюлусское время происходило накопление марганца, выпадавшего в осадок из сероводородных вод на кислородном (окислительном) барьере [Столяров, Коченов, 1995].

Таким образом, осадконакопление в раннем олигоцене происходило в условиях резкой морфологической дифференциации морского бассейна, определившей существенно различные фациально-палеогеографические обстановки и, как следствие, значительные изменения в составе биот, развитие разнообразных комплексов фауны и флоры и отсутствие бентосных организмов в сероводородной зоне. Мангышлакское островное сооружение разграничивало в раннем олигоцене шельфовую (к северу) и внешельфовую области осадконакопления.

Полезные ископаемые

В нижнеолигоценовых отложениях Южного Мангышлака известно одно, среднее по масштабам (~ 50 млн т руды), непромышленное марганцевое месторождение. Оно расположено в предгорьях Мангышлака, на северном крыле Чакрыганской синклинали зоны и локализовано в кровле куюлусской свиты.

Мангышлакское марганцевое месторождение имеет длину 4,5 км, при ширине (по падению) – до 2 км. Первичные карбонатные руды составляют пачку мощностью 10–15 м, где локализованы в виде пластово-линзовидных тел (в количестве от 3–4 до 6–8), достигающих в мощности 2,5–3,0 м. Окисные руды (пирролюзит, псиломелан) являются продуктом зоны гипергенеза и имеют подчиненное значение, что снижает промышленную ценность месторождения.

Карбонатные руды представлены в виде стяжений округлой и караваеобразной формы, сложенных родохрозитом и марганокальцитом. Содержание марганца в рудах изменяется от 10 до 18

%, составляя в среднем 15 %, а железа – 1,3–3,9 % [Столяров, Коченов, 1995].

К северо-западу, вплоть до п-ова Тюб-Караган, установлено еще несколько рудопроявлений марганца.

К северу от Мангышлака на п-ове Бузачи в основании узунбасской свиты известно ураново-редкометалльное проявление, связанное с пластовыми концентрациями металлоносного костного детрита рыб. Оно также не имеет промышленного значения. Крупные промышленные ураново-редкометалльные месторождения на Южном Мангышлаке приурочены к карагинской свите верхнего олигоцена [Столяров, Коченов, 1995].

Основные геологические события

Поздний эоцен характеризовался широкой трансгрессией морского бассейна [Попов и др., 1993]. Возможно, конец эоцена был отмечен восходящей направленностью тектонических движений, отразившейся в смене планктонного комплекса фораминифер бентосной зоны *Bolivina*.

Олигоценовая эпоха началась новым импульсом тектонических движений, связанных с погружением котловины Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Оно было геологически почти "мгновенным", поскольку на обширных пространствах от Ставропольского поднятия до Восточного Мангышлака отлагались однотипные пелагические известковые глины с планктонными фораминиферами зоны *Globigerina officinalis*. По восточной периферии глубоководной котловины в пределах Южно-Мангышлакского прогиба обстановка была заметно иной, что следует связывать не только с переменной знака тектонических движений на восходящий, но и с различной динамикой седиментогенеза – привнос с востока в глубоководную зону терригенного материала приводил к ее обмелению. В раннем олигоцене компенсационное осадконакопление существовало только в восточной части Южно-Мангышлакского прогиба. К середине раннего олигоцена в морском бассейне преобладали восходящие движения и он в целом был более мелководным (соленовский горизонт), чем ранее.

Климатическая обстановка на рубеже эоцена и олигоцена изменилась в сторону некоторого похолодания и гумидизации.

В этих работах, помимо авторов раздела, участвовали Е.М. Кругова (фораминиферы), А.П. Савинова (остракоды), А.Л. Яроцкий (геологическое изучение разрезов). Ископаемые остатки наземных организмов олигоцена (позвоночные, отпечатки растений, харовые водоросли) изучали специалисты лаборатории палеобиологии Института зоологии АН Казахстана (Г.Ф. Лычов, Г.С. Раюшкина, В.Д. Никольская). Для микрофаунистической характеристики разрезов Восточного Приаралья использованы материалы Г.Г. Кургалимовой [1967], а для палинологического обоснования палеогеновых отложений Северного Устюрта и Северного Приаралья – К.А. Аристовой [1972].

Несмотря на более чем полувековую историю исследований, вопрос о границе эоцена и олигоцена в северо-восточной части Туранской плиты до последнего времени не был решен однозначно. Связано это в основном с различным пониманием исследователями верхней возрастной границы чеганской свиты, которая была выделена О.С. Вяловым в 1930 г. в северных чинках Устюрта. Представлена эта свита в стратотипическом разрезе зеленовато-серыми бескарбонатными глинами с мергельно-сидеритовыми конкрециями, содержащими богатый комплекс моллюсков, известный в литературе под названием "фауны приаральского палеогена". На основании таксономического состава моллюсков и фораминифер допускались различные трактовки корреляции чеганской свиты с палеогеновыми отложениями Средней Азии, Крымско-Кавказской области и Западной Европы и, следовательно, различное понимание возрастного положения ее верхней границы. Основные точки зрения приведены в табл. 12.

Полученные в ходе исследований по Проекту № 174 новые геологические и палеонтологические данные по обнажениям и скважинам позволяют более определенно решить этот вопрос и корректно раскрыть картину геологических событий в позднем эоцене и раннем олигоцене.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Отложения верхнего эоцена и олигоцена в различных частях региона заметно различаются по литолого-фациальному составу, взаимоотношению толщ и содержащимся в них органическим остаткам. Основная закономерность изменений выражена в последовательном возрастании роли континентальных отложений с запада на восток, в сокращении разнообразия остатков морских организмов (моллюски, фораминиферы) и в большем участии наземных (позвоночные, флора, пресноводные остракоды и др.). В направлении от холодноводных бассейнов Западной Сибири к тепловодным бассейнам Средней Азии в разрезах наблюдается уменьшение удельного веса кремнистого

вещества и увеличение карбонатов, а также замещение холодноводных комплексов морских организмов тепловодными.

Олигоцен на преобладающей части территории представлен континентальными фациями, а на границе эоцена и олигоцена почти повсеместно фиксируется перерыв. Только на Северном Устюрте отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена сменяют друг друга постепенно и граница подотделов фиксируется изменением состава однотипных органических остатков (моллюски, фораминиферы, споры и пыльца).

По особенностям состава верхнеэоценовых и олигоценовых отложений в границах региона выделено шесть районов: 1) Северо-Устюртско-Челкарский, 2) Северо-Приаральский, 3) Южно-Тургайский, 4) Арыкумско-Чуйский, 5) Сырдарьинский и 6) Восточно-Приаральский (см. рис. 52). Их литолого-стратиграфическая характеристика приведена в табл. 13.

Верхнеэоценовые отложения

Верхний эоцен представлен преимущественно зеленовато-серыми и серыми глинами. Возможно, к самой нижней части верхнего эоцена в Северо-Устюртско-Челкарском и Северо-Приаральском районах относятся верхи саксаульской свиты, сложенной песками, алевритами, алевритовыми глинами (см. табл. 13).

На Устюрте наиболее полные разрезы приурочены к его северному чинку (сая Ащисай и Ащайрык) (рис. 53).

В Ащисае основание разреза образует верхняя часть саксаульской свиты; мощность 20 м. Она сложена неравномерно переслаивающимися серыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами с редкими маломощными прослоями серых мелкозернистых песчаников с глинистым цементом. Однако среднеэоценовый возраст этих слоев не исключается.

На породах саксаульской свиты согласно залегают отложения нижней части чеганской свиты. Они имеют мощность 20 м и состоят из глин серых, зеленовато-серых, в кровле местами коричневатозеленых, с прослоями песков и алевролитов. Глины плотные, массивные, с оскольчатым изломом, слабокремнистые, слабоалеверитистые, с включениями карбонатных конкреций, содержащих раковины моллюсков, характерных для "фауны приаральского палеогена" (см. табл. 13). Большинство видов этой фауны описано из отложений латдорфского яруса Западной Европы.

В разрезах сая Ащайрык, расположенного западнее Ащисая, низы чеганской свиты представлены глинами зеленовато-серыми, жирными, вязкими, с обедненной фауной моллюсков, мощностью до 45 м. Подошва свиты на поверхности не вскрыта. В конкрециях мергелей встречаются немногочисленные мелкорослые экземпляры *Turritella*,

Таблица 13. Стратиграфическая схема верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Северо-Востока

| Общая шкала | | | | Местная зона | | Корреляция местных | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|------------------------|--------------------------|---|---|---|---------------------------|---------------|-----------------|---|---|--|--|--|--|--------------------------------|---|---|---|
| Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Форами-ниферы | Споры и пыльца | Северо-Устьюртско-Челкарский район | Северо-Приаральский район | | | | | | | | | | | | |
| Палеоген | Эоцен | Верхний | Приабонский | Глобигерина согрулянта | Турбоготалия центральная | Альминский горизонт (региоцус) | Майкопская серия | Средняя свита | Чеганская свита | Глины зеленовато-серые, с прослоями алевролитов и песков. | <p>Ашеайрыкская свита Глины серые, темно-серые и коричневатые-серые, гумусированные, с прослоями алевролитов, песков и песчанников Моллюски: <i>Nucula comta</i> Goldf., <i>N. orbygnyi</i> Gliéb., <i>As-tarte usturtensis</i> Ilyina, <i>Polymesoda convexa</i> Brong., <i>Arctica rotundata kasakstanica</i> Alex., <i>Glossus subtransversus</i> Orb., <i>Cyrtodaria angusta</i> Nyst, <i>Sialospira multisulcatus</i> Nyst.</p> <p>Фораминиферы: <i>Spiroplectammina carinata oligocenica</i> et Ter.-Grig., <i>C. aff. speciosus</i> Cushm., <i>Miliolidae</i> Палинокомплекс с <i>Carya spackmania</i> Trav., <i>Tilia grandireticulata</i> Zhez., <i>Juglans sieboldini-formis</i> Vojc. Мощность 30-40 м</p> <p>Ашисайская свита Переэлаивание серых и зеленовато-серых глин, алевролитов и песков Фораминиферы: <i>Gaudryina gracilis</i> Cushm. et Laym., <i>Lenticulina hermanni</i> (Andr.), <i>Cibicoides amphisiyiliensis</i> (Andr.) Палинокомплекс с <i>Taxodiaceae</i>, <i>Quercus gracilis</i> Boitz., <i>Q. forestdalensis</i> Trav., <i>Juglans polyporata</i> Vojc. Мощность 20 м</p> | <p>Кутанбулакская свита Пески светло-серые, мелкозернистые, сло-дисто-кварцевые, с прослоями темно-серых гумусированных глин. Палинокомплекс с <i>Carya spackmania</i> Trav., <i>Tilia grandireticulata</i> Zhez., <i>Juglans sieboldini-formis</i> Vojc. Мощность 6-10 м</p> | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | Средний | Бартонский | Глобигерина туркменская (Truncototaloides rohri) | Бодракский горизонт (региоцус) | Саксаульская свита | <p>Моллюски: <i>Nucula kasakstanica</i> Rush. Фораминиферы: <i>Ammomarginulina plana</i> (N.Byk.) <i>Bolivinopsis turgaicus</i> Balakhm., <i>Acarinina rugosoaculeata</i> Subb.</p> | <p>Пески и песчаники светло-серые, почти белые, от тонко- до крупнозернистых, кварцевые, с глауконитом, с редкими прослоями алеартистых глин, в основани местах с прослоями кварцитовидных песчаников</p> <p>Моллюски: <i>Nucula kasakstanica</i> Ruch., <i>Glycymeris aralensis</i> Rom., <i>Chlamys turgaicus</i> Vial., <i>Ostrea plicata</i> Sol., <i>Pycnodonta gigantea</i> Sol., <i>Pseudoamussium corneum</i> Sow. Фораминиферы: <i>Ammomarginulina plana</i> (N.Byk.), <i>Cyclammina pseudocancellata</i> Chalil., <i>Bolivinopsis turgaicus</i> Balakhm., <i>Acarinina rugosoaculeata</i> Subb. Палинокомплекс с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность до 200 м</p> |
| | | | | | | | | | | | | | Зональная шкала по планктонным фораминиферам | Глобигерина туркменская (Truncototaloides rohri) | Глобигерина согрулянта | Турбоготалия центральная | Боллинга скульптиль - Боливина антегресса - Гавелинелла мунда | <p>Моллюски: <i>Pycnodonta gigantea</i> Sol., <i>Vermetus bogneriensis</i> Mant. Фораминиферы: <i>Cyclammina pseudocancellata</i> Chalil., <i>Bulimina sculptilis</i> Cushm.</p> | <p>Туранглинская толща Глины зеленовато-серые и серые, с прослоями алевролитов и песчанников, с большим количеством мергельных конкреций. Моллюски: <i>Aralocardia abichiana</i> (Rom.), <i>Aporrhais comutus</i> Alex., <i>Athleta suturalis</i> Nyst, <i>Cassidaria raristriata</i> Alex. Фораминиферы: <i>Melonis dosularensis</i> (Chalil.), <i>Gavelinella munda</i> (N.Byk.), <i>Heterolepa sulzensis</i> Hert., <i>Uvigerinella ex gr. californica</i> Cushm. Мощность 5-7 м</p> |
| | | | | | | | | | | | | | Зональная шкала по планктонным фораминиферам | Глобигерина туркменская (Truncototaloides rohri) | Глобигерина согрулянта | Турбоготалия центральная | Боллинга скульптиль - Боливина антегресса - Гавелинелла мунда | <p>Глины зеленовато-серые и серые, преимущественно бескарбонатные, местами слабоскремнистые, в верхней части - с большим количеством мергельных конкреций, в основании - местами пески с галькой и желваками фосфоритов</p> <p>Моллюски: <i>Nucula aralensis</i> Luk., <i>N. praelonga</i> Wood, <i>Cultellus grignonensis</i> Desh., <i>Nemocardium rasmyslovaе</i> (Ilyina), <i>Aralocardia eichwaldiana</i> (Rom.) <i>Pinna lebedevi</i> Alex., <i>Corbula conglobata</i> Koen., внизу - <i>Pycnodonta gigantea</i> Sol., <i>Turritella sulcifera</i> Desh. var. <i>paucicarinata</i> Luk., <i>T. angulata</i> Sow., <i>Vermetus bogneriensis</i> Mant. Фораминиферы: <i>Karrerella siphonella</i> (Reuss), <i>Baggina iphigenia</i> (Samoil.), <i>Melonis dosularensis</i> (Chalil.), <i>Gavelinella munda</i> (N.Byk.), <i>Globigerapsis tropicalis</i> Bann. et Blow, <i>Bulimina sculptilis</i> Cushm., <i>Uvigerina jacksonensis</i> Cushm., <i>Bolivina antegressa</i> Subb. Палинокомплекс в верхней и средней частях с <i>Quercus conferta</i> Boitz., <i>Juglans polyporata</i> Vojc., <i>Pinus minutus</i> Zakl. Мощность 60-120 м</p> | <p>Глины зеленовато-серые и серые, преимущественно бескарбонатные, местами слабоскремнистые, в верхней части - с большим количеством мергельных конкреций, в основании - местами пески с галькой и желваками фосфоритов</p> |
| Зональная шкала по планктонным фораминиферам | Глобигерина туркменская (Truncototaloides rohri) | Глобигерина согрулянта | Турбоготалия центральная | Боллинга скульптиль - Боливина антегресса - Гавелинелла мунда | <p>Глины зеленовато-серые и серые, преимущественно бескарбонатные, местами слабоскремнистые, в верхней части - с большим количеством мергельных конкреций, в основании - местами пески с галькой и желваками фосфоритов</p> | <p>Глины зеленовато-серые и серые, с прослоями алевролитов и песчанников, с большим количеством мергельных конкреций. Моллюски: <i>Aralocardia abichiana</i> (Rom.), <i>Aporrhais comutus</i> Alex., <i>Athleta suturalis</i> Nyst, <i>Cassidaria raristriata</i> Alex. Фораминиферы: <i>Melonis dosularensis</i> (Chalil.), <i>Gavelinella munda</i> (N.Byk.), <i>Heterolepa sulzensis</i> Hert., <i>Uvigerinella ex gr. californica</i> Cushm. Мощность 5-7 м</p> | | | | | | | | | | | | | |

стратиграфических подразделений

| Южно-Тургайский район | Арыкумско-Чуйский район | Сырдарьинский район | Восточно-Приаральский район |
|--|--|--|---|
| <p>Уркимбайская свита Пески светло-серые, мелкозернистые, косослонистые, с тонкими прослоями гумусированных глин Палинокомплекс с <i>Carya spackmania</i> Trav., <i>Tilia grandireticulata</i> Zhezh., <i>Juglans sieboldianiformis</i> Vojc. Мощность 80 м</p> | | | |
| <p>Верхняя пачка Глины зеленовато-серые, листоватые, бескарбонатные, с конкрециями мергелей и сидеритов Моллюски: <i>Nemocardium rasmyslovae</i> (Ilyina), <i>Pinna lebedevi</i> Alex., <i>Crasatella deshaysiana</i> Nyst, <i>Turritella sulcifera</i> Desh. var. <i>paucicarinata</i> Luk., <i>Vermetus bogneriensis</i> Mant. Фораминиферы: <i>Bolivinopsis tuaevi</i> Moroz., <i>Baggina iphigenia</i> (Samoil.), <i>Melonis dosularensis</i> (Chalil.), <i>Gavelinella munda</i> (N. Byk.), <i>G. vakshica</i> David., <i>Uvigerina jacksonensis</i> Cushm. Остракоды: <i>Clithrocytherea innae</i> Mandelst., <i>Schizocythere appendiculata</i> Trieb., <i>Echinocythereis spongiosa</i> (Liepin) Палинокомплекс: сверху с <i>Quercus conferta</i> Boitz., <i>Juglans polyporata</i> Vojc., <i>Pinus minutus</i> Zakl., внизу с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность до 180 м</p> | | | |
| <p>Нижняя пачка Глины серые с зеленоватым оттенком, слабоалевритистые, с прослоями мелкозернистого кварцево-глауконитового песка Моллюски: <i>Nucula kasakstanica</i> Ruch., <i>Pinna margaritacea</i> Lam. Фораминиферы: <i>Proteonina difflugiformis</i> (Brady), <i>Gaudryina superturkestanica</i> N. Byk., <i>Ammomarginulina plana</i> (N. Byk.), <i>Gavelinella vialovi</i> (N. Byk.) Палинокомплекс с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность до 90 м</p> | <p>Толща зеленовато-серых глин Глины серые и зеленовато-серые, бескарбонатные, листоватые, местами алевритистые, с тонкими прослойками и присыпками мелкозернистого песка Моллюски: сверху - <i>Crasatella deshaysiana</i> Koen., <i>Aralocardia eichwaldiana</i> Rom., <i>Cardita lucovichi</i> Ruch., <i>Corbula conglobata</i> Koen., <i>Turritella sulcifera</i> Desh. var. <i>paucicarinata</i> Luk., <i>T. angulata</i> Lam. Фораминиферы: сверху - <i>Bolivinopsis tuaevi</i> Moroz., <i>Discorbis ferganensis</i> N. Byk., <i>Gavelinella munda</i> N. Byk., <i>Cibicoides amphisiyensis</i> (Andr.); внизу - <i>Ammomarginulina plana</i> (N. Byk.), <i>Gaudryina superturkestanica</i> N. Byk., <i>Bolivinopsis turgaicus</i> Balakhm., <i>Baggina iphigenia</i> (Samoil.), <i>Pseudohastigerina micra</i> (Cole), <i>Gavelinella vialovi</i> (N. Byk.) Палинокомплекс с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность до 170 м</p> | <p>Толща зеленовато-серых глин Глины зеленовато-серые, листоватые, бескарбонатные, в нижней части с прослоями и линзами песков и алевритов Моллюски: сверху - <i>Nucula praelonga</i> Wood., <i>Cardita lucovichi</i> Ruch., <i>Aralocardia eichwaldiana</i> Rom., <i>Turritella sulcifera</i> Desh. var. <i>paucicarinata</i> Luk., <i>T. angulata</i> Sow., <i>Vermetus bogneriensis</i> Mant.; внизу - <i>Nucula kasakstanica</i> Ruch., <i>Modiolus elegans</i> Sow. Фораминиферы: сверху - <i>Cyclamina pseudocancellata</i> Chalil., <i>Melonis dosularensis</i> (Chalil.), <i>Baggina iphigenia</i> (Samoil.), <i>Gavelinella munda</i> (N. Byk.), <i>G. vakshica</i> David., <i>Bulimina sculptilis</i> Cushm., <i>Uvigerina jacksonensis</i> Cushm.; внизу - <i>Gaudryina superturkestanica</i> N. Byk., <i>Discorbis ferganensis</i> N. Byk., <i>Gavelinella vialovi</i> (N. Byk.), <i>Neobulimina pseudoelongata</i> N. Byk. Палинокомплекс: сверху с <i>Quercus conferta</i> Boitz., <i>Juglans polyporata</i> Vojc., <i>Pinus minutus</i> Zakl.; внизу с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность 200 - 300 м</p> | <p>Глины зеленовато-серого и кофейного цвета, карбонатные Фораминиферы: <i>Bolivinopsis tuaevi</i> Moroz., <i>Vaginulinopsis fragaria</i> (Guemb.), <i>Baggina iphigenia</i> (Samoil.), <i>Heterolepa bionus</i> (Schutz.), <i>Bulimina sculptilis</i> Cushm., <i>Uvigerina jacksonensis</i> Cushm., <i>U. pygmaea</i> Orb., <i>Bolivina microlancetiformis</i> Subb., <i>Bolivinoides reticulatus</i> (Hant.) Мощность 10 - 15 м</p> |
| <p>Толща зеленовато-серых глин</p> | | | <p>Глины зеленовато-серые, бескарбонатные, с подчиненными прослоями алеаролитов. Моллюски: <i>Nucula kasakstanica</i> Ruch., <i>Pitar subelycinoides</i> Desh., <i>Tellina hybrida</i> Desh., <i>Pholadomya pishi</i> Goldf. Фораминиферы: <i>Nauplophragmoides</i> sp., <i>Gaudryina superturkestanica</i> N. Byk., <i>Globigerina turcomenica</i> Chalil., <i>Ammomarginulina plana</i> (N. Byk.) Палинокомплекс с <i>Quercus graciliformis</i> Boitz., <i>Q. conferta</i> Boitz. Мощность до 200 м</p> |

Corbula, *Cardita*, *Dentalium*.

В глинах С.М. Бляхова обнаружила споры и пыльцу палинокомплекса *Quercus conferta* – *Juglans polygorata* – *Pinus minutus*, в котором преобладают голосеменные, реже встречаются покрытосеменные при незначительном содержании спор папоротникообразных и водного папоротника *Hydropteris indutus* Kond.

В спектре пыльцы голосеменных преобладают основные с различными видами *Pinus*, за ними следуют *Cedrus* и малочисленные *Picea*. Примерно вдвое меньше таксодиевых, единичны зерна кипарисовых, ногоплодниковых, эфедровых, тсуги.

Пыльца покрытосеменных не отличается разнообразием. Доминируют различные виды дубов (*Quercus graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Quercus* sp.) и "кверкоидная" пыльца *Tricolpopollenites henrici* (R.Pot.), *T. microhenrici* (R.Pot.), *T. liblarensis* (Thoms.) Pfl. Несколько меньше пыльцы *Juglandaceae*, *Betulaceae*; около 1% *Ulmaceae*, *Tiliaceae*. Им подчинена пыльца субтропических растений – *Palmae*, *Hamamelidaceae*, cf. *Magnoliaceae*. Единична пыльца трав, *Tricolpopollenites cingulum* (R.Pot.) и *T. borkenensis* (R.Pot.).

В мацератах встречено большое количество микрофитопланктона, среди которого преобладают различные виды *Crassosphaera*, меньше – *Deflandrea* (в том числе *D. phosphoritica* Eis.), *Kisselevia* и единично другие диноцисты.

Высокое содержание пыльцы хвойных с преимущественным развитием *Pinus*, обедненный состав покрытосеменных, сокращение разнообразия субтропических представителей и некоторое увеличение (по сравнению с более древними эоценовыми палинофлорами) количества теплоумеренных таксонов типично для палинокомплекса верхней части белоглинского горизонта Бахчисарая, долин рек Кубани и Хеу [Панова, 1987]. Особенностью комплекса сая Ащеайрык является доминирование среди пыльцы покрытосеменных различных видов *Quercus*, а также пыльцы, определяемой по морфологической системе как *Tricolpopollenites henrici* (R.Pot.), *T. microhenrici* (R.Pot.), *T. liblarensis* (Thoms.) Pfl., за которыми следует пыльца теплоумеренных элементов.

В Северном Приаралье классический разрез эоцена обнаружен в чинках северного берега залива Бутакова (Перовского). В основании разреза находится саксаульская свита (средний эоцен), сложенная алевролитами, переходящими в буровато-зеленую глину с тонкими линзовидными прослойками серого песка общей мощностью 10–15 м. В них установлены единичные экземпляры песчаных фораминифер (*Ammodiscus* sp., *Harporhagmoides* sp., *Gaudryina* sp.). В других местах Северного Приаралья в саксаульской свите встречаются *Harporhagmoides* ex gr. *macer* Ter-Grig., *Acarinina rugosoaculeata* Subb., характерные для кумского горизонта Северного Кавказа (средний эоцен).

К.А. Аристова [1972] из осадков саксаульской свиты на горе Терменбес (скв. 437) получила палинокомплекс *Quercus graciliformis* – *Q. conferta*. В нем доминирует трехбороздная пыльца: *Tricolpopollenites henrici* (R.Pot.), *T. microhenrici* (R.Pot.), *T. liblarensis* (Thoms.) Pfl. В меньшем количестве встречаются *Tricolpopollenites villensis* (R.Pot.) = *Rhoipites villensis* (R.Pot.) R.Pot., *T. pseudocingulum* (R.Pot.), *T. euphorii* (R.Pot.) = *Araliaceopollenites euphorii* (R.Pot.) R.Pot., *T. edmundi* (R.Pot.) Th. et Pfl.

Приведенный комплекс аналогичен верхнему комплексу кумского горизонта, для которого типично высокое содержание пыльцы покрытосеменных (85–95 %, а в отдельных спектрах до 100 %). Разнообразно представлены микропланктонные организмы: *Wetzeliella articulata* (O.Wetz.) Eis., *Deflandrea* cf. *phosphoritica* Eis., *Crassosphaera* (несколько видов), различные виды диноцист и споры *Hydropteris indutus* Kond.

Саксаульская свита с отчетливым размывом перекрывается толщей зеленовато-серых глин низов чеганской свиты. Размыв подчеркивается слоем зеленовато-серого мелкозернистого глауконитово-кварцевого песка мощностью до 1,5 м с зубами акул и желваками фосфоритов. Глины, однородные по составу, зеленовато-серые и серые, с зеленоватым оттенком, с мергельными и, реже, сидеритовыми конкрециями (до 0,5–0,6 м в диаметре), образующими четковидные прослои на разных уровнях разреза. Количество конкреций ближе к кровле свиты возрастает. Ее общая мощность около 90 м.

В глинах карбонатных конкреций содержатся многочисленные раковины моллюсков, аналогичных "фауне приаральского палеогена" Ащисайского разреза.

Фораминиферы чеганской свиты образуют комплекс, весьма разнообразный по составу и обильный по количеству экземпляров. Это в основном бентосные формы, среди которых преобладают виды с известковой раковиной, а агглютинированные фораминиферы редки – *Spiroplectamina carinata* d'Orb., *Karreriella siphonella* Reuss, *Lenticulina römeri* (Reuss), *Marginulina fragaria* Gumb., *Anomalina* ex gr. *acuta* Plumm., *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. aksuatica* Moroz., *Uvigerina jacksonensis* Cushman., *U. pygmaea* d'Orb., *Bolivina simplex* Balakhm., *B. antegressa* Subb. и др. Комплекс имеет много общего с ассоциацией фораминифер из верхнеэоценовых отложений Северного Кавказа (белоглинский горизонт).

Из средней части толщи получены споры и пыльца палинокомплекса *Quercus conferta* – *Juglans polygorata* – *Pinus minutus*. По своей характеристике он близок комплексу сая Ащеайрык с той лишь разницей, что среди субтропических элементов палинофлоры отмечаются еще и *Schinus* sp., *Rhus coriariiformis* Boitz., *Rhus* sp., а в группе пыльцы, определенной по морфологической классифика-

ции, присутствуют *Rhoipites pseudocingulum* (R.Pot.) R.Pot., *Subtripopollenites* sp. Постоянно встречается и в большом количестве экземпляров микрофитопланктон с преобладанием *Crassosphaera* (*C. manumi* Kriv.-Hutt., *C. cooksoni* Kriv.-Hutt., *C. tuberculatum* Olein., *C. concinna* Cook. et Manum). Присутствуют *Leiosphaeridia*, *Pterosperma* и единичные диноцисты.

Верхняя часть чеганской свиты (туранглинская толща) изучена по другим разрезам и скважинам Северного Приаралья. Представлена она зеленовато-серыми глинами с прослоями алевроитов и песков, мощностью первые десятки метров. Содержащиеся в них комплексы моллюсков и фораминифер приведены в табл. 13.

В Южном Тургае по аналогии с Северным Приаральем в эоценовой части разреза до недавнего времени выделялись саксаульская и чеганская свиты. Однако данные геологических съемок, проведенных в последние годы в центральной части Южно-Тургайской впадины, и структурно-поисковое бурение на нефть и газ показали отсутствие песков саксаульской свиты в разрезах и приуроченность свойственных ей органических остатков к низам толщи зеленовато-серых глин. Таким образом, выяснилось, что стратиграфический объем толщи зеленовато-серых глин Южного Тургая соответствует саксаульской и чеганской свитам Северного Приаралья вместе взятым.

Разрезы зеленовато-серых глин изучены в Южном Тургае в чинке Челкарнура и по скв. 23-С. В первом из них мощность толщи 35 м, во втором – 80,5 м.

В основании разреза Челкарнура обнажены глины зеленовато-серые, листоватые, с мелкими гнездами песка, с мергельными конкрециями и остатками моллюсков, мощность 26 м. Среди них встречены виды, характерные для чеганской свиты Северного Приаралья и Северного Устьята (см. табл. 13). Выше залегают глины голубовато-серые, слабокремнистые, с мелкими линзами мелкозернистого песка, с горизонтами мергельных конкреций и остатками моллюсков, мощность 7,5 м. В кровле толщи (мощность 1,5 м) глины имеют желтоватый оттенок, слабокремнистые.

Перекрывается чеганская свита с разрывом ко-сслоистыми и диагонально-слоистыми песками уркимбайской свиты нижнего олигоцена.

В скв. 23-С в интервале 162–122 м разрез сложен глинами с примесью алевроитового материала. В них установлен комплекс песчаных фораминифер с *Gaudryina superturkestanica* N. Byk., а также *Gavelinella vialovi* (N. Byk.).

В интервале 135–150 м получены споры и пыльца палинокомплекса *Quercus graciliformis* – *Quercus conferta*. Для него, как и для комплекса саксаульской свиты горы Терменбес, характерны господство покрытосеменных над голосеменными, единичные споры папоротникообразных и многочисленные *Hydropteris indutus* Kond. Среди покрыто-

семенных превалирует та же трехбороздная пыльца, что и в саксаульской свите, и различные виды *Quercus* (*Q. graciliformis* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Q. conferta* Boitz.), которые, по мнению Л.А. Куприяновой [1965], вероятнее всего относятся к вечнозеленым видам дубов. За ними следуют представители субтропиков (*Myrica*, *Castanea*, *Castanopsis*, *Rhus*, *Plex*, *Aralia*, *Hamamelis* и др.) и таксоны более древних эоценовых палинофлор. Единичны травянистые. Впервые появляется *Chenopodiaceae*.

Постоянно присутствует микрофитопланктон, среди которого доминируют различные виды *Crassosphaera*. Единично отмечается *Deflandrea* sp. и некоторые другие диноцисты.

Приведенный палинокомплекс по разнообразию субтропических элементов, присутствию пыльцы различных видов дубов, незначительному содержанию хвойных сближается с палинокомплексом *Quercus gracilis* – *Castanopsis pseudocingulum* – *Tricolpopollenites liblarensis*, изученным Л.А. Пановой из мергелей нижней части зоны *Globigerapsis tropicalis* по разрезам рек Кубани и Хеву.

Не исключено, однако, что интервал 162–122 м, помимо верхнего эоцена, охватывает и самые верхние слои среднего эоцена.

Выше в интервале 122,0–81,5 м скв. 23-С вскрыла пачку тонкодисперсных пластичных бескарбонатных глин с неровным раковистым изломом, остатками раковин моллюсков, фораминифер, спорами и пыльцой.

Из моллюсков отмечены единичные представители родов *Turritella*, *Corbula* и *Cardita*. Фораминиферы более разнообразны: *Gavelinella munda* (N. Byk.), *Spiroplectammina* ex gr. *vicina* Erem., *Gaudryina* sp., *Baggina* ex gr. *iphigenia* (Samoil.), *Eponides konstantinovi* Rod., *Nonion* sp., *N. laevis* d'Orb., *Neobulimina* sp., *Bulimina ovata* d'Orb., *Bolivina* ex gr. *microlancetiformis* Subb., *Melonis dosularensis* (Chalil.). Этот комплекс бентосных видов с известковой раковиной обычен для зоны *Bolivina antegressa*. Здесь же встречены споры и пыльца палинокомплекса *Quercus conferta* – *Juglans polyporata* – *Pinus minutus* и микрофитопланктон, аналогичный ащайрыкскому.

В Арыкумско-Бетпакдалинском районе по сравнению с Южным Тургаем наблюдается еще больший размыв верхней части толщи зеленовато-серых глин, и ее возрастной объем даже в наиболее полных разрезах ограничивается самыми низами верхнего эоцена.

Опорным разрезом верхнего эоцена здесь является скв. 5554, пробуренная в северо-западной части Сузакского прогиба. В этом разрезе присутствуют слои с *Gavelinella munda*. В интервале 305–368 м скважина вскрыла толщу глин, зеленовато-серых, с зеленоватым оттенком, слабоалевритистых, тонкодисперсных, вязких, с ровным и раковистым изломом, бескарбонатных. В нижней части толщи глины более песчаные, содержат единич-

ные экземпляры фораминифер *Spiroplectamina* cf. *vicina* Erem., *Anomalina* ex gr. *acuta* Plumm., *Neobulimina* sp. и в массовом количестве *Gavelinella vialovi* N. Byk. По мнению Е. М. Круговой, такой комплекс присутствует в самых верхах бодракского горизонта Крыма (средний эоцен).

По всему разрезу толщи С. М. Бляхова определила палинокомплекс *Quercus graciliformis* – *Q. conferta*. В нем, как и в синхронном комплексе из скв. 23-С, преобладают покрытосеменные с господством *Quercus* (несколько видов) и *Tricolporollenites* (те же виды, что и в скв. 23-С), но среди *Quercus* появляются крупные экземпляры, часть которых принадлежит *Q. forestdalensis* Trav.

Характерна пыльца крупных размеров: *Fraginipollenites* sp., *Erdtmanipollis* sp., *Pokrovskaja originalis* Boitz., *P. granularis* Boitz., *Nitraria*, а также *Cupuliferoipollenites* spp., *Araliaceoipollenites* sp., *Psilatricolporites* sp., *Pentapollenites* sp., *Plicatopollis* sp., *Triporopollenites* sp., *T. megagrainer* Pfl. и пыльца субтропических и тропических растений – *Bombacaceae*, *Palmae*, *Magnifera* sp. Обращает на себя внимание присутствие большого количества *Ephedra* и единичных *Chenopodiaceae*.

Микрофитопланктон разнообразен. При господстве различных видов *Crassosphaera* постоянны *Norologinella*, *Deflandrea*, *Rhombodinium*, *Wetzeliella*, *Kisselevia*, *Leiosphaeridia*, *Pterospermella*, *Sooniella*, *Membranosphaera* и немногочисленные представители других родов диноцист.

В Сырдарьинской впадине наиболее полный разрез эоценовых отложений пройден скв. 17-С. По составу моллюсков и фораминифер он близок к разрезу Средней Азии и, в целом, хорошо с ними увязывается. Верхнеэоценовая часть разреза (слой с *Gavelinella munda*) представлена толщиной зеленовато-серых глин общей мощностью 48 м (интервал 882,0–834,5 м). Глины тонкодисперсные, листоватые, с полураковистым изломом, бескарбонатные. Отмечаются редкие карбонатные конкреции. Местами глины слабоалевритистые. По всей толще встречаются раковины моллюсков и чешуя рыб. В кровле залегает прослой (10–15 см) осветленной глины с желтоватым оттенком и измененной структурой. Он сформировался в результате выветривания, связанного с перерывом в осадконакоплении между толщиной зеленовато-серых глин эоцена и вышележащей пачкой красноцветных глин олигоцена.

А. В. Лосева определила моллюски *Nuculana* cf. *janschini* Miron., *N. minima* Nyst., *N. alexeevi* Miron. et Jark., *Ostrea* ex gr. *plicata* Sol., *Modiolus* cf. *bernayi* Desh., *Aralocardia eichwaldiana* Rom., *Pitar suberycinoides* Desh., *P. delata* Koen., *Turritella angulata* Sow., *Drillia* cf. *longa* Luk., позволяющие сопоставить эту часть разреза с чеганской свитой Северного Устьурта.

Данный интервал содержит многочисленные фораминиферы: *Syclammmina pseudocancellata* (Chalil.), *Ammodiscus* sp., *Rheophax* sp., *Spiroplec-*

tamina vicina Erem., *Trochammmina* sp., *Eponides* sp., *Baggina* ex gr. *iphigenia* (Samoil.), *Gavelinella munda* (N. Byk.), *Cibicoides oligocenicus* Samoil., *Turrilina alsatica* Andr., *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Bolivina simplex* Balakhm., *B. asiatica* Moroz., *Melonis dosularenis* (Chalil.). Их состав, по мнению Е. М. Круговой и М. Я. Мартыновой, близок к таковому альминского горизонта Крыма.

В описываемом интервале встречены споры и пыльца палинокомплекса *Quercus conferta* – *Juglans polyogata* – *Pinus minutus*, имеющего ту же характеристику, что и из скв. 5554.

В интервале 861–838 м Э. С. Олейник установила фитопланктон, отвечающий европейской зоне *Kisselevia clathrata angulosa* W₁₂₋₁₃. Преобладают зеленые водоросли рода *Crassosphaera* (*C. manum* Kriv.-Hutt., *C. minor* Olein., *C. tuberculata* Olein., *C. concinna* Cook. et Manum). В меньшем количестве отмечаются *Tythodiscus beloglinensis* Arist. и *Krimodiscus reticulatus* Arist. (виды, обычные для белоглинского горизонта), *Noremia minor* Arist., *Deflandrea* (несколько видов), *Kisselevia coleothrypta* Chat. et Gruas-Cav.

Контакт верхнего эоцена с подстилающими глинами среднего эоцена постепенный. Он выражен в увеличении песчаности осадков, появлении отдельных слоев и линз алевролитов. В интервале 922–882 м встречен комплекс известковых фораминифер с *Neobulimina pseudoelongata* N. Byk., *Bolivina asiatica* Moroz., *Gavelinella vialovi* N. Byk., *Gaudryina superturkestanica* N. Byk., *Discorbis ferganensis* N. Byk., типичных для верхней части бодракского горизонта (средний эоцен). Здесь же обнаружены моллюски *Nucula kasakstanica* Ruch., *Modiolus elegans* Sow.

В интервале 915–873 м присутствуют споры и пыльца палинокомплекса *Quercus graciliformis* – *Q. conferta*, которые по своему составу сближаются с палинофлорой из скв. 5554. В интервале 948–861 м Э. С. Олейник установила разнообразный фитопланктон, описанный для кумского и белоглинского горизонтов Кавказа: *Rhombodinium longimanum* Vozzhen., *R. rhomboides* Alb., *Wetzeliella articulata* Eis., *Krimodiscus reticulatus* Arist., *Deflandrea* spp., многочисленные *Crassosphaera* spp., единичные диноцисты и значительное количество *Hydropteris indutus* Kond.

В Восточном Приаралье наиболее полный разрез отложений верхнего эоцена вскрыт скважинами, расположенными вблизи моря. В его составе участвуют карбонатные глины с планктонными и бентосными фораминиферами. Этот район служит своеобразным "мостом" между разрезами запада и востока Туранской плиты. Отложения верхней части эоцена и всего олигоцена здесь размыты.

Строение верхнеэоценовых отложений в Восточном Приаралье таково. Верхняя часть (10–15 м) толщи представлена зеленовато-серыми и кофейными глинами с фораминиферами *Bolivinaopsis*

tuavei Moroz., *Baggina iphigenia* (Samoil.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *U. pygmaea* d'Orb., *Bolivina microlancetiformis* Subb., *Bolivina reticulata* (Hantk.). По мнению Г.Г. Кургалимовой [1967], приведенный комплекс позволяет сопоставлять эти слои с зоной *Globigergopsis tropicalis* и крупных глобигерин и зоной *Bolivina альминского* (белоглинского) горизонта.

Эти карбонатные глины согласно залегают на мощной (до 200 м) толще бескарбонатных зеленовато-серых глин. Фораминиферы в этой части разреза редки – единичные представители рода *Globigergina* и примитивных песчаных форм.

Нижнеолигоценые отложения

Отложения нижнего олигоцена наиболее полно представлены в районе Северного Устьярта. Здесь в разрезе саяв Ащайрык и Ащисай на зеленовато-серых глинах чеганской свиты залегают толща тонко и ритмично переслаивающихся серых тонкозернистых песков, серых алевролитов и зеленовато-серых глин мощностью до 25 м. Граница толщи с чеганской свитой постепенная. Эта регрессивная часть единой серии осадков занимает промежуточное положение в разрезе между собственно чеганскими зелеными глинами и сероцветными песчано-глинистыми породами ащайрыкской свиты. Ее целесообразно выделить в самостоятельную ащисайскую свиту, назвав ее так по одноименному саю. Свита имеет мощность 20 м и сложена переслаиванием песков, алевролитов и глин. Пески светло-серые, мелкозернистые, хорошо отсортированные, преимущественно кварцевого состава. Глины и алевролиты серые, в кровле приобретают коричневатый оттенок за счет обогащения рассеянным органическим веществом. Отдельные слои достигают мощности 0,5 м.

Комплекс фораминифер (скважины в районе Базайского газового месторождения) показывает, что свита отвечает зоне *Lenticulina heitmanni* нижнего олигоцена. Споры и пыльца принадлежат палинокомплексу *Taxodiaceae* – *Quercus gracilis* – *Q. forestdalensis* – *Juglans polyvarata*. При небольшом количестве спор в нем фрагментарно встречается *Hydropteris indutus* Kond. Покрытосеменные несколько преобладают над голосеменными. Среди последних, в отличие от палинокомплекса позднего эоцена, господствуют таксодиевые над сосновыми. В группе покрытосеменных продолжает доминировать *Quercus*, но в его составе существенное значение приобретают *Q. forestdalensis* Trav. и *Q. gracilis* Boitz., за которыми следуют *Q. graciliformis* Boitz., *Q. dentata* Thunb. Значительно содержание пыльцы *Tricolporopollenites* (те же виды, что и в верхнем эоцене). Возрастает разнообразие теплоумеренной флоры, среди которой наиболее многочисленна пыльца из семейства *Betulaceae* и *Juglandaceae* с подчиненным количеством *Ulmaceae*, *Tiliaceae*, *Salix* и др. Их содержание при-

мерно вдвое меньше, чем *Quercus* и *Tricolporopollenites*. Немногочисленны, но постоянны, эоценовые виды *Tricolporopollenites cingulum* Pfl., *Araliaceopollenites*, *Rhoipites*, реже пыльца субтропических растений и трав.

Описанный палинокомплекс по своему составу и количественным соотношениям отдельных групп является переходным от эоценовых палинофлор к олигоценовым. В нем еще велико содержание эоценовых элементов, но более существенную роль приобретают олигоценовые виды дубов и разнообразнее становится теплоумеренная составляющая при господстве *Taxodiaceae* над *Pinaceae*. Те же особенности присущи палинокомплексу, установленному Л.А. Пановой из отложений хадума по рекам Кубань и Хеу (пшехский горизонт).

Регрессивный характер ащисайской свиты подчеркивается резким сокращением состава и количества микрофитопланктона в мацератах палинокомплекса. Отмечаются *Crassosphaera* (несколько видов), *Membranosphaera*, *Deflandrea* и другие немногочисленные диноцисты.

В синхронных отложениях сая Ащайрык при незначительном участии спор преобладает (до 90%) пыльца голосеменных. Наиболее многочисленны *Pinaceae* (различные виды *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*, *Tsuga*). В отличие от эоценовых комплексов характерно возрастание роли *Picea* и *Tsuga*, а среди *Pinus* – появление *P. cristata* Zakl. Количество *Taxodiaceae* невелико. Покрытосеменные обеднены, преобладают теплоумеренные представители из *Juglandaceae* и *Betulaceae*.

На ащисайской свите с отчетливым перерывом залегают сероцветные породы ащайрыкской свиты. В сая Ащисай последней представлена темно-серыми глинами с прослоями светло-серых глин мощностью 19 м. Отмечаются тонкие прослои серых глинистых алевролитов. Глины насыщены рассеянным органическим веществом. Встречаются прослои (0,5 м) ракушняка с *Arctica rotundata kasakstanica* Alex.

В разрезе сая Ащайрык в основании свиты наблюдается слой (0,5–1 м) песка и алевролита с обильными остатками моллюсков *Astarte ustjurtensis* Iljina и *Northia suturosa* Nyst, типичных для холодноводных морских бассейнов раннего олигоцена. Здесь в разрезе ащайрыкской свиты выделяются две подсвиты: нижняя, сложенная желтовато-зелеными глинами и алевролитами с тонкими прослоями серых песков (20–22 м), и верхняя, представленная серыми и темно-серыми глинами, в разной мере лигнитизированными (16–18 м). К верхней подсвите приурочено до пяти линзовидно выклинивающихся тонких (10–30 см) прослоев, насыщенных раковинами бореальной *Arctica rotundata kasakstanica* Alex.

В свите установлен также богатый спорово-пыльцевой комплекс *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata* – *Juglans sieboldianiformis*. Преоб-

ладает пыльца голосеменных. Споры малочисленны, среди них обычны *Polypodiaceae*.

В группе голосеменных превалирует пыльца *Pinaceae* – *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*, *Tsuga*; ее примерно в два раза больше, чем *Taxodiaceae*. Лишь в редких пробах доминируют таксодиевые.

Среди пыльцы покрытосеменных чаще преобладает *Juglandaceae* (*Carya spackmania* Trav., *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. polygorata* Vojc.), реже – *Betulaceae* (*Alnus* spp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Betula* sp.). Им уступает пыльца буковых – *Quercus gracilis* Boitz., *Q. forestdalensis* Trav., *Q. sibirica* Pan., *Q. conferta* Boitz., *Quercus* spp., *Ulmus* sp., *Tilia grandireticulata* Zhezh. Отмечены единичные экземпляры *Salix*, *Acer*, *Fagus grandifoliformis* Pan., пыльцы тропических и субтропических растений – *Palmae*, *Myrica*, *Nyssa*, *Rhus*, *Liquidambar*, *Hamamelidaceae*, *Ilex*, а также небольшое количество пыльцевых зерен травянистых: *Tricolporopollenites*, *Tricolporolites*, *Trigopollenites*. По сравнению с ащисайским разрезом сокращается состав микрофитопланктона. Он представлен единичными *Crassosphaera* (крупные экземпляры), *Deflandrea phosphoritica*, *Wetzeliella*, *Rhombodinium*.

Описанный палинокомплекс отличается от ащисайского богатством и разнообразием теплоумеренных элементов палинофлоры олигоцена и сопоставляется с комплексом *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata*, изученным Е.П. Бойцовой [Овечкин, 1962; Бойцова, 1972] из глин верхней части ащеайрыкской свиты (горизонт с *Arctica rotundata kasakstanica*).

В Северном Приаралье на границе эоцена и олигоцена прослеживается перерыв в осадконакоплении, отчетливость которого увеличивается с запада на восток. В этом же направлении происходит замещение морских отложений нижнего олигоцена (ащеайрыкская свита) континентальными (кутанбулакская свита). Туранглинская толща, выделенная в западной части Северного Приаралья и отнесенная по моллюскам и фораминиферам к терминальным слоям верхнего эоцена, на востоке этого района полностью срезается кутанбулакской свитой.

В классическом разрезе чинка северного берега зал. Бутакова кутанбулакская свита представлена тонко и ритмично переслаивающимися серыми кослоистыми мелкозернистыми песками с большим количеством обугленных растительных остатков; мощность 6–10 м.

В глинах содержатся споры и пыльца палинокомплекса *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata* – *Juglans sieboldianiformis*. Преобладает пыльца голосеменных, из покрытосеменных больше *Betulaceae*, чем *Juglandaceae*. В остальном состав палинофлоры тот же, что и в ащеайрыкской свите.

В Южном Тургае верхнеэоценовую толщу зеленовато-серых глин с отчетливым перерывом перекрывают континентальные отложения олигоцена.

В разрезе чинка Челкарнур они представлены уркимбайской свитой. Свита сложена тонко и ритмично переслаивающимися серыми мелкозернистыми песками, серовато-коричневыми гумусированными алевритами и глинами. Для свиты характерна четкая косая слоистость. Ее общая мощность 20–25 м.

Гумусированные разности содержат споры и пыльцу палинокомплекса *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata* – *Juglans sieboldianiformis*. Палинофлора уркимбайской свиты богата и разнообразна, как и ащеайрыкская. В ее составе обычно преобладают голосеменные, среди которых примерно в равных количествах присутствуют сосновые и таксодиевые. Иногда доминируют покрытосеменные. В том и другом случае абсолютное господство среди покрытосеменных имеют различные теплоумеренные представители – прежде всего, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, меньше *Tiliaceae* и *Fagaceae*. В небольшом количестве отмечаются споры папоротникообразных и пыльца субтропических растений.

В более восточных и южных частях региона отложения нижнего олигоцена отсутствуют (см. табл. 13).

Магнитостратиграфическая характеристика

Палеомагнитные исследования были проведены по опорным разрезам тех районов, где граница верхнего эоцена и нижнего олигоцена наиболее четко выражена (Северный Устюрт, Северное Приаралье и Южный Тургай). Их результаты представлены в виде колонок магнитной полярности [Кунаев, 1990].

Чередование магнитных зон прямой и обратной полярности в разрезах Северного Устюрта, Северного Приаралья и Южного Тургая имеет сходный характер. Для отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена региона характерна частая смена знака поля с преобладанием обратной полярности. На границе эоцена и олигоцена в разрезах Северного Устюрта фиксируется зона обратной полярности мощностью 17–25 м. В Северном Приаралье и Южном Тургае на этот интервал приходится размыв.

Подобная картина изменения магнитного поля свойственна и палеомагнитным колонкам других регионов мира (Италия, США), а также океанической палеомагнитной шкале. При сопоставлении палеомагнитных колонок Туранской плиты с колонками океанической шкалы [Харленд и др., 1985] можно предположить, что исследованная часть разреза попадает в интервал между магнитохронами 12 и 15 и охватывает временной интервал около 6 млн лет. Зона обратной полярности на границе эоцена– олигоцена в разрезах Северного Устюрта с определенной долей условности может быть сопоставлена с хроном 13 обратной полярности.

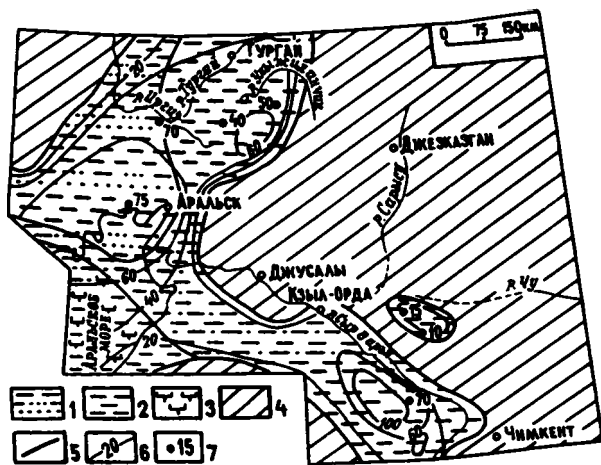


Рис. 54. Литолого-фациальная карта верхнеэоценовых отложений Северо-Востока Туранской плиты
1-3 - осадки внутренней зоны шельфа: 1 - глины бескарбонатные, алевроиты и пески подводно-дельтовые, 2 - глины бескарбонатные, местами алевроитистые, 3 - глины карбонатные; 4 - области поднятий; 5 - границы областей седиментации; 6 - изопакиты, м; 7 - местонахождения опорных разрезов и их мощность

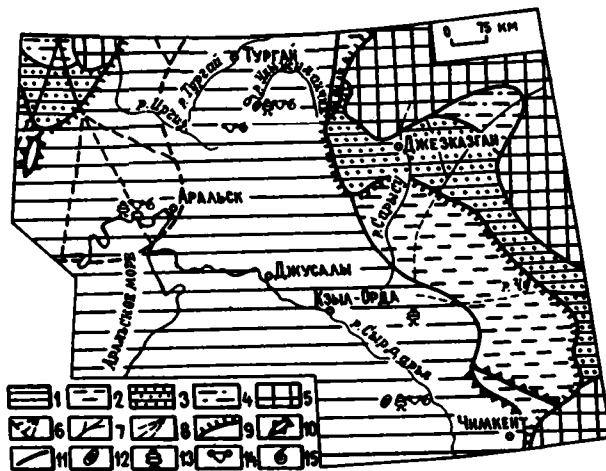


Рис. 55. Палеогеографическая карта Северо-Востока Туранской плиты для позднего эоцена
1 - внутренняя зона шельфа; 2 - прибрежно-морская зона; 3 - равнина, заливаемая морем; 4 - низменные аккумулятивные равнины; 5 - холмистая возвышенная (денудационная) равнина; 6 - зона распространения дельтовых осадков; 7,8 - речные долины: 7 - наземные, 8 - подводные; 9 - контур береговой линии; 10 - подводные поднятия; 11 - границы областей с разной палеогеографической обстановкой; 12 - остракоды; 13 - бентосные фораминиферы; 14,15 - моллюски: 14 - двустворчатые; 15 - брюхоногие

Таким образом, палеомагнитные исследования не противоречат биостратиграфическим данным о положении границы эоцена и олигоцена в опорных разрезах на северо-востоке Туранской плиты.

Палеогеографическая и климатическая обстановки

Особенности состава отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена и содержащейся в них фауны и флоры позволяют реконструировать палеогеографические и палеоклиматические обстановки и выяснить характер их изменения на рубеже эоцена и олигоцена.

Отложения верхнего эоцена повсеместно представлены морскими фациями (рис. 54). Главной чертой их состава является значительное преобладание серовато-зеленых глин над другими разновидностями пород. Очевидно, большую часть Северо-Востока Туранской плиты в позднем эоцене занимал мелководный эпиконтинентальный морской бассейн. На северо-западе региона фиксируется его прибрежная зона, обрамлявшая, очевидно, Уральскую сушу. На востоке реконструируются зоны заливов и лагун, открывавшихся в мелководное море. Это море окаймляло Центрально-Казахстанско-Северо-Тяньшанскую сушу (рис. 55). Осадки указанных зон позднее (в преднеогеновое время) были полностью смыты.

Палеогеографическая обстановка в позднем эоцене характеризуется экологическим составом фауны. Фораминиферы представлены бентосными

формами с известковой раковиной, отличаются широким распространением в регионе, родовым и видовым разнообразием. Виды с агглютинированной раковиной редки. Многочисленны бентосные моллюски.

Позднеэоценовый морской бассейн был мелководным, тепловодным и имел нормальную соленость. Он был непосредственно связан с морями Средней Азии, Крымско-Кавказской и Средиземноморской области. Очевидно, существовала его связь и с более холодноводным бассейном Западной Сибири. Об этом свидетельствует присутствие в разрезах северной части региона (Северное Приаралье, Южный Тургай) кремнистого материала, микроорганизмов с кремнистым скелетом (радиолярии, диатомы) и холодноводных моллюсков (*Nucula*, *Cultellus* и др.).

Позднеэоценовые палиноспектры позволяют судить об особенностях растительности и климате на прилегающих к морю участках суши. Здесь в это время в условиях субтропического влажного климата произрастали лиственные леса с участием сосновых; таксодиевых, ольховых и ореховых. Местами были развиты степные и лесостепные ассоциации.

Палеогеографическая обстановка раннего олигоцена реконструируется менее определенно, так как осадки этого времени на преобладающей части северо-востока Туранской плиты отсутствуют (рис. 56). Они установлены только в трех районах: на Северном Устюрте, в Северном Приаралье и Южном Тургае. На Северном Устюрте нижний олиго-

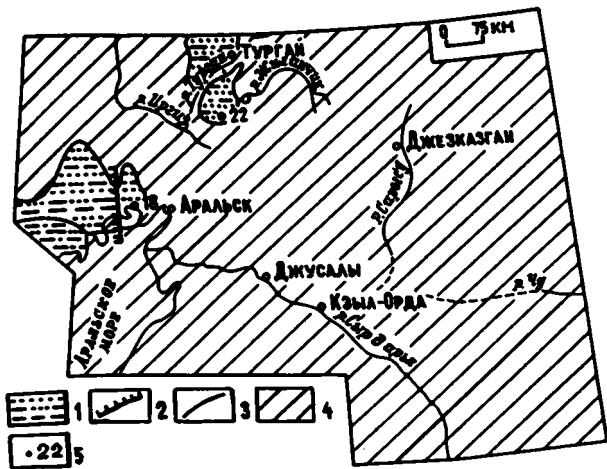


Рис. 56. Литолого-фациальная карта нижнеолигоценовых отложений Северо-Востока Туранской плиты
1 – пески, алевриты, глины; 2 – положение древней береговой линии; 3 – границы литологических комплексов; 4 – области поднятий; 5 – местонахождения опорных разрезов и их мощность

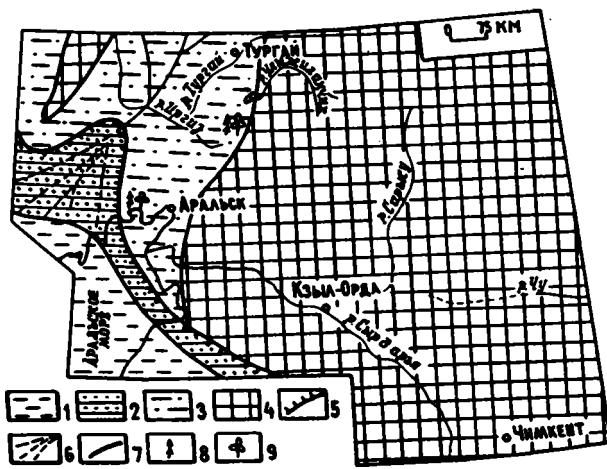


Рис. 57. Палеогеографическая карта Северо-Восточной части Туранской плиты для раннего олигоцена
1 – прибрежно-морская зона; 2 – равнины, заливаемые морем; 3 – низменные аккумулятивные равнины; 4 – холмистая возвышенная (денудационная) равнина; 5 – контур береговой линии; 6 – подводные речные долины; 7 – границы областей с разной палеогеографической обстановкой; 8, 9 – остатки: 8 – голосеменных, 9 – покрытосеменных

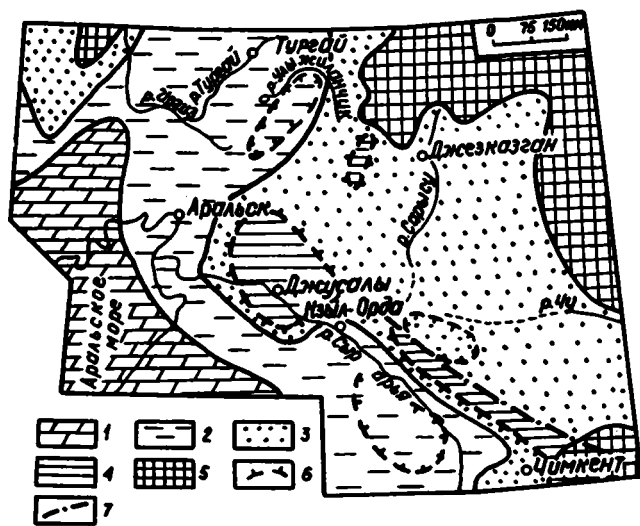


Рис. 58. Палеотектоническая карта Северо-Востока Туранской плиты (для рубежа эоцена и олигоцена)
1 – наиболее прогнутые части Туранской плиты, где чеганская свита верхнего эоцена представлена карбонатными отложениями; 2 – периферическая зона Туранской плиты, где чеганская свита верхнего эоцена сложена глинистыми осадками; 3 – окраинные зоны поднятий, перекрытые континентальными отложениями нижнего олигоцена; 4 – поднятия в пределах северо-восточной части Туранской плиты, сложенные докайнозойскими породами; 5 – выступы древнего фундамента, представлявшие собой в палеогене области размывов; 6 – брахиформные структуры; 7 – глубинный разлом Большого Каратау

цен представлен породами ащисайской и ащайрыкской свит. Осадки накапливались в прибрежной зоне морского бассейна, открывавшегося на юго-запад. Прибрежно-морские отложения Северного Устюрта в восточном направлении постепенно обогащаются континентальными прослоями и в

восточной части Северного Приаралья становятся чисто континентальными, аллювиальными (кутанбулакская свита). Подобными аллювиальными осадками сложен нижний олигоцен и в Южном Тургае (уркимбайская свита).

Размещение литофаций нижнего олигоцена показывает, что в это время Северный Устюрт и Северо-Западное Приаралье были заняты прибрежной частью морского бассейна, в который с севера впадали крупные реки, транспортировавшие большое количество обломочного материала (рис. 57). Воды морского бассейна стали более холодными и опресненными, о чем свидетельствуют радикальные изменения фауны. К этому времени исчезло большинство видов моллюсков позднего эоцена. В ащисайской толще моллюски отсутствуют, а в ащайрыкской свите широкое развитие получили виды бореальной провинции (*Nucula*, *Astarte*, *Cyrtodaria* и др.).

О более прохладном и влажном климате региона свидетельствует анализ отпечатков растений и палиноспектров. Флора характеризуется преобладанием мезофильных теплоумеренных форм (смешанно-широколиственные леса) с участием сосновых, таксодиевых, степных и водно-болотных ассоциаций. Вместе с тем еще отмечается незначительное количество субтропических видов.

Изложенные данные позволяют сделать вывод, что на рубеже эоцена и олигоцена в регионе произошло существенное изменение ландшафтно-климатической обстановки, выразившееся в регрессии морского бассейна и переходе от субтропического климата к теплоумеренному и более влажному.

Палеотектоническая обстановка

Тектоника региона в позднем эоцене и раннем олигоцене определяется его принадлежностью к "молодой" Центрально-Евразийской платформе [Гарецкий, 1972], т.е. тектонические движения имели здесь типично платформенный характер. Анализ взаимоотношений верхнеэоценовых и нижнеолигоценых толщ, изменения их мощностей и литолого-фациального состава показывает, что проявление тектонических движений по площади региона было не одинаково. По указанным признакам выделяются области трех типов (рис. 58).

Область первого типа охватывает западную часть региона и характеризуется непрерывным разрезом отложений верхнего эоцена и нижнего олигодена, которые накапливались в морских условиях. Область второго типа занимает преобладающую часть Северо-Востока Туранской плиты и отличается резким изменением литолого-фациального облика верхнеэоценовых и олигоденовых толщ. Континентальные отложения нижнего олигодена с отчетливым перерывом залегают здесь либо на морских породах верхнего эоцена, либо на более древних образованиях. Область третьего типа занимает восточную часть региона, где отложения верхнего эоцена и нижнего олигодена неизвестны.

Указанные области, соответственно, представляют собой: первая – зону устойчивого непрерывного погружения центральной части Туранской

плиты; вторая – зону с дифференцированными тектоническими движениями на рубеже эоцена и олигодена (северо-восточная окраина Туранской плиты); третья – зону устойчивого поднятия (Казахский щит и Северный Тянь-Шань).

Изменения мощностей стратиграфических подразделений позволяют выделить в обширной области северо-восточной окраины Туранской плиты отдельные впадины и поднятия. Среди впадин отчетливо устанавливаются Сырдарьинская и Южно-Тургайская, а среди поднятий – Нижнесырдарьинский свод и Каратауский кряж. Заметных перестроек структурного плана региона на рубеже эоцена и олигодена не отмечается.

Из сказанного следует, что на границе эоцена и олигодена имели место дифференцированные тектонические движения умеренной амплитуды. Очевидно, основные изменения палеогеографической ситуации, состава и строения отложений связаны не столько с тектоникой, сколько с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Полезные ископаемые

С нижнеолигоцеными отложениями Северного Приаралья и Южного Тургая связаны россыпные месторождения циркона и ильменита в отложениях уркимбайской свиты, а также месторождения оолитовых железных руд гидрогетитового и лимонитового состава в катанбулакской свите, формировавшиеся в эрозионных ложбинах, врезанных в чеганское ложе.

Регион XIX

Древняя Казахстанская суша

Введение

Регион расположен в обширной области Казахского мелкосопочника (или Казахской складчатой страны). В послепалеозойской геологической структуре Зауралья ему принадлежит особое положение. Большую часть региона занимает Казахский эпипалеозойский щит, разделяющий две крупнейшие платформенные структуры Азии – Западно-Сибирскую и Туранскую плиты. На юго-восточной периферии щита простирается зона молодой тектонической активизации – орогенические области Алтая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня.

Подобное геоструктурное положение региона во многом определило особенности его палеогеографического и палеогеологического развития. В течение почти всего палеогена, когда на обрамлявших регион плитах плескались воды обширных морей, Казахский щит представлял собой довольно значительную по размерам сушу, характеризовавшуюся ландшафтами денудационных равнин и относительно приподнятых нагорий. Палеогеновые отложения сугубо континентального генезиса локализованы здесь в разного рода пологих эрозионно-тектонических депрессиях, древних долинах и карстовых полях. Фрагменты морских отложений палеогена встречаются только в периферийных районах щита.

В орогенной зоне юго-востока Казахстана палеогеновое осадконакопление осуществлялось исключительно в континентальных условиях и локализовано преимущественно в относительно глубоких прогибах – впадинах, грабенах и древних эрозионно-тектонических долинах.

Помимо структурно-геоморфологических условий, на характер палеогенового осадконакопления в регионе определяющее влияние оказывал палеоклиматический режим. Примерно вдоль 47–48° с.ш. проходила зона палеогенового климатораздела. К северу от нее простиралась область гумидного палеоклимата, а к югу – аридного. Это выразилось в коренном отличии литологического состава палеогеновых отложений орогенной области Тянь-Шаня и южной части Казахского щита от разрезов северных провинций Казахстана.

Анализ геологической истории развития этой территории для позднеэоценового и раннеолиго-

ценового времени принципиально важен не только для самой Древней Казахстанской суши, но по ряду причин и для окружающих ее регионов.

1. Реконструируемые на Казахстанской суше древние события непосредственно отражались на морских и континентальных ландшафтах прилегающих районов Западной Сибири, Западного Казахстана и Средней Азии, так как характеризующая суша являлась одним из основных источников сноса для данных регионов и важным связующим звеном.

2. Только на Казахстанской суше ярко выражено все многообразие древних континентальных обстановок осадкообразования, типичных как для гумидных, так и для аридных ландшафтов.

3. Казахстанская суша отличается от других регионов с континентальным осадконакоплением хорошей обнаженностью, полнотой разрезов позднего эоцена и раннего олигоцена, наличием густой сети буровых скважин на закрытых площадях, обилием проведенных здесь литологических и палеонтологических исследований, отраженных в многочисленных публикациях, большим многообразием найденных палеонтологических остатков, что послужило основой разработки дробных стратиграфических схем. Все это в известной мере придает Казахстанской суше ранг эталонной среди других областей континентального осадконакопления.

Краткая история изучения

Отложения палеогена плодотворно изучались геологами и палеонтологами на протяжении весьма длительного времени. На формирование современных представлений по стратиграфии континентальных отложений палеогена Казахского щита и горных районов оказали большое влияние монографические обобщения и статьи А.Л. Яншина, В.В. Лаврова, К.В. Никифоровой, В.Н. Разумовой, Л.Н. Ржаниковой, В.Ю. Малиновского, Г.П. Кирпала, И.С. Чумакова, Л.К. Диденко-Кислицыной, Б.А. Борисова, В.К. Василенко, В.С. Ерофеева, Ю.Г. Цеховского, Н.М. Макулбекова и др. В течение последних двух десятков лет наиболее интенсивное изучение палеогена осуществлялось территориальными геологическими управлениями (объединениями) в процессе разномасштабных геологи-

тиковой, Г.Д. Хисаровой, Ю.Г. Цеховского, И.С. Чумакова, В.М. Чхиквадзе, Н.С. Шевыревой и др.

Стратиграфия эоцен-олигоцен орогенной области Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау строилась на материалах В.С. Бажанова, О.В. Бажанова, Р.Б. Байбулатовой, М.Д. Бирюкова, В.М. Бувтышкина, Л.К. Диденко-Кислицыной, Н.Н. Костенко, В.В. Кузнецова, Г.С. Раюшкиной, А.П. Савиновой, О.Д. Кондрашкиной, С.Ф. Меньшикова и др.

В процессе работы по Проекту № 174 МПГК данные всех исследований были рассмотрены с точки зрения главных геологических событий на границе эоцена и олигоцена. В свете этой задачи авторы раздела получили и обобщили новые фактические материалы.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Наиболее полно особенности стратиграфии континентальных отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена отражены в разрезах Зайсанского прогиба – лучших разрезах континентального палеогена на территории бывшего СССР. Отложения указанного возрастного диапазона здесь детально охарактеризованы континентальной биотой и палинологическими данными и относительно хорошо коррелируются с морским палеогеном Западного Казахстана и Западной Сибири. Поскольку разрезам Зайсанского прогиба в настоящей монографии посвящен специальный очерк, во избежание повторений они в нашем разделе упоминаются в кратком виде.

В наиболее полных разрезах бассейнов континентальной седиментации Казахского щита и орогенной зоны образования второй половины эоцена подстилаются красно-пестроцветными, преимущественно глинистыми отложениями, интенсивно преобразованными субсинхронными гипергенными процессами [Ерофеев, Цеховский, 1982]. В ряде мест они содержат отпечатки листьев, споры и пыльцу субтропической флоры палеоэоцена и раннего-среднего эоцена. В северных провинциях Казахстана эти глины имеют преимущественно каолиновый состав и включают ряд ценных полезных ископаемых – бокситы, огнеупоры, кварцевые пески. Южнее 47–48° с.ш. они латерально замещаются пестроцветами аридного литогенетического профиля – монтмориллонитовыми глинами, алевролитами и кварц-полевошпатовыми песками. В Южном Призайсанье и Джунгарском Алатау с этой толщей связаны крупные месторождения бентонитов. Таким образом, линия климатораздела, проходящая примерно вдоль 47–48° с.ш., наметилась задолго до второй половины эоцена. По периферии Казахского щита палеоэоцен-эоценовые пестроцветы переходят в морские образования талицкой, люлинворской, тасаранской свит с морской фауной.

С началом второй половины среднего эоцена в пределах всего континентального Казахстана происходят довольно резкие изменения (см. рис. 59). Повсеместно исчезают высоkozрелые каолиновые пестроцветы, и в бассейнах седиментации и в древних долинах северных провинций Казахстана идет накопление преимущественно сероцветных песчано-алевритовых осадков. Контакт с подстилающими пестроцветами очень резкий, часто с элементами размыва. К основанию сероцветной толщи второй половины эоцена тяготеют наиболее грубые отложения – пески, гравелиты. Вверх по разрезу их доля постепенно падает и главенствующим типом отложений становятся алевролиты и алевроитистые глины с линзами и прослоями разнозернистых песков. Верхняя часть сероцветов обычно отличается изобилием тонкообломочных пород – глин и глинистых алевролитов. Это – общие черты в строении континентальной сероцветной толщи второй половины эоцена Казахстана. Однако на их фоне в разных районах Казахстана происходят разнообразные фациально-литогеологические изменения отложений, что зависит от характера и направленности тектонического развития этих районов и динамики эрозионно-аккумулятивных процессов.

Наиболее близким к вышеописанному строением разреза характеризуется средне-верхнеэоценовая турангинская свита Зайсанского прогиба (см. раздел по Зайсанской впадине). К северу, в направлении к впадинам Горного Алтая, в отложениях стратиграфических аналогов турангинской свиты растет доля грубообломочных пород – кварцевых галечников и гравелитов (Южный Алтай). В разрезах Чуйской впадины Горного Алтая в этих отложениях (талдыдоргунская свита) присутствуют прослои и крупные линзы полимиктовых песков и валунно-галечников. Мощность толщи во впадинах орогенной области Алтая измеряется от десятков метров до 100–120 м.

В бассейнах седиментации внутренних районов Казахского щита мощность средне-верхнеэоценовой сероцветной толщи сокращается до первых десятков метров. В составе отложений пологих депрессий преобладают аллювиально-озерно-болотные фации – углистые глины и алевролиты, часто песчанистые, с тонкими линзами и прослоями кварцевых песков. Такова подавляющая часть разрезов акчийской свиты, породы которой зачастую испытали пластовое окисление и благодаря этому приобрели пятнистые ржаво-коричневые тона окраски.

Несколько по-иному выглядят разрезы описываемой толщи в крупных древних долинах и примыкающих к ним эрозионно-тектонических депрессиях. Здесь отложения представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями – разнозернистыми песками с типичной аллювиальной слоистостью, с линзами и пластами песчанистых

глин, алевритов, гравелитов и, редко, мелких галечников. Обломочный материал исключительно кварцевый. Такова куланутпесская толща бассейнов рек Нура и Кулан-Утпес [Малиновский, 1967] с флорой позднего эоцена.

По периферии Казахского щита сероцветная континентальная толща сочленяется с морскими отложениями среднего—верхнего эоцена. Особенно показательны характер подобного сочленения прослеживаются вдоль северного и северо-восточного склонов щита, где континентальная толща фациально замещается морскими алевритистыми листоватыми глинами и алевритами верхнеюлюинворской подсвиты и тавдинской свиты Западной Сибири (бартонский и приабонский ярусы). В более ранних работах тавдинская свита этих районов описывалась под названием чеганской.

Континентально-морские отложения указанной зоны сочленения у геологов Казахстана известны под наименованием обуховской толщи, включающей ряд ценных полезных ископаемых. В составе отложений этой толщи преобладают мелко- и тонкозернистые алевритистые пески с линзами и тонкими прослоями листоватых алевритистых глин. В направлении палеоморя количество глинистых прослоев растет и, наконец, вся толща песков латерально замещается морскими глинами и алевритами. Весьма показательны фациальные комплексы подводных и надводных палеодельт рек Шидерта, Олента, Селета, Ишим и др., сформировавшиеся слившиеся дельтово-прибрежные шлейфы. В разрезах данных комплексов типичным элементом являются белые кварцевые преимущественно мелкозернистые пески с косой аллювиальной, коволнистой и горизонтальной прибрежно-дельтовой микрослоистостями, чередующиеся с линзами и пачками зеленовато-серых листоватых зеленых глин и "мучнистых" алевролитов. Часто в подобных глинах и алевролитах заключены обугленные обломки древесных стволов, что характеризует прибрежно-морские озерно-болотные фации (разрезы Карасор, Шидерты).

Специфической чертой прибрежно-морских и дельтовых песков являются процессы их частичного окремнения, в результате которых появляются тонкие линзы сливных сахаровидных белых кварцевых песчаников. Они иногда содержат примесь глауконита, спикулы губок и остатки кремневых водорослей. Благодаря плотной кремнистой цементации в подобных песчаниках Павлодарского Прииртышья сохранились прекрасные отпечатки листьев субтропической флоры среднего—позднего эоцена (местонахождения Карасор, Такырсор, Жамантуз и др.).

В песчано-алевролитовых разрезах прибрежно-дельтовых комплексов отмечаются узкие в поперечном сечении линзы грубозернистых кварцевых песков и даже гравелитов, представляющих собой фации аллювиальных русловых потоков надводной части дельты. В направлении к Семипалатин-

скому Прииртышью роль разнозернистых и грубозернистых песков увеличивается, что связано с близостью к тектонически активной окраине Алтайской орогенной области. Одновременно с этим здесь получают развитие и фации обширных приморских болот, обусловивших появление линз и пластов янтареносных бурых углей [Ерофеев, Цеховский, 1982].

Относительно близкие по фациально-литологическому составу прибрежно-морские отложения отмечаются и вдоль восточного борта Тургайского прогиба, в Мугоджарах и в Орской депрессии и описываются геологами как континентальные фации морской саксаульской свиты [Ерофеев, Цеховский, 1982; Черняховский, 1963; Яншин, 1953].

Таким образом, сероцветная континентальная толща среднего—верхнего эоцена прослеживается во всех геоструктурных областях Древней Казахстанской суши вплоть до границы Западно-Сибирского и Туранского палеоморей. При всех различиях фациально-литологического состава толщи при переходе от одного района к другому устойчиво сохраняются следующие ее характернейшие признаки: присутствие в породах того или иного количества углефицированной растительной органики (или в форме рассеянных в породе разной величины обломков, или в виде линз, прослоев, пластов и пачек темных гумусированных и углистых глин, алевритов и бурых углей) и связанное с этим обилие аутигенных колчеданов (вкрапленность, фитоморфозы, конкреции и т.п.) и реже сидеритов. Это позволяет рассматривать континентальную сероцветную толщу второй половины эоцена Казахстана как углисто-сидерит-колчеданную парагенетическую ассоциацию отложений [Ерофеев, Цеховский, 1982]. В обнажениях и вблизи поверхностной зоны неустойчивые колчеданы и сидериты быстро окисляются и переходят в лимонит, окрашивающий породы в коричнево-пестрые тона. Этот процесс часто сопровождается ярозитизацией и гипситизацией пород и появлением обильных лимонитовых конкреций и фитоморфоз.

Как установлено при непосредственном прослеживании по скважинам, морскими эквивалентами сероцветной континентальной толщи второй половины эоцена Казахстана на востоке Туранской плиты являются саксаульская и чеганская свиты.

Наиболее информативными палеонтологическими остатками в отложениях сероцветной толщи являются отпечатки листовой флоры, споры и пыльца, позвоночные.

Богатые коллекции отпечатков флоры известны из районов Павлодарского Прииртышья, Северного и Восточного Казахстана [Ахметьев, 1985; Ильинская, 1986; Корнилова, 1963; Макулбеков, 1972, 1987]. Собраны они и в центральных районах Казахского щита (Кулан-Утпес). Все эти отпечатки, в целом, характеризуют собой преимущественно жестколистую субтропическую флору "полтав-

ского" экотипа среднего эоцена. Наиболее древняя флора известна из захоронения Карасор в Северном Казахстане [Макулбеков, 1972]. В ней преобладают цельнокрайние кожистые листья *Castanopsis*, *Lithocarpus*, *Quercus*. Часты лавровые, мелкие кустарники типа *Eugenia*, *Echitonium*, *Lomatia* и др. Встречаются веерные пальмы. Относительно мало хвойных.

Для нижней части сероцветной толщи Казахского щита типичен палинокомплекс *Tricolporopollenites liblagensis* – *Quercus graciliformis* – *Castanopsis pseudocingulum*, который хорошо сопоставляется с аналогичными по составу палинокомплексам морских отложений саксаульской свиты и верхнелюлинворской подсвиты среднего эоцена. В Зайсанской впадине и на Алтае ему соответствует палинокомплекс *Castanopsis pseudocingulum* – *Tricolporopollenites quisquilis* низов турангинской свиты.

Флоры второй половины среднего и верхнего эоцена (средняя и верхняя части континентальной сероцветной толщи) в Северном Казахстане и Павлодарском Прииртышье наиболее полно представлены в местонахождениях Такырсор, Жамантуз, Кулан-Утпес, Шандиинский грабен и др. Основными эдификаторами флор Такырсора и Жамантуза являются различные виды кастанопсисов и узколистных дубов, лавровые – *Cinnamomum*, *Laurus*, пальмы – *Trachycarpus*, кустарники – *Aprocynophyllum*, *Leucothoe*, *Myrtophyllum* и др. Из хвойных – лишь те растения, которые лучше переносят засушливые условия (*Pinus* и *Sequoia couttsiae*). В Зайсанской впадине для верхнего эоцена характерна субтропическая флора с участием форм местонахождения Киин-Кериш-3 ("Болотный носорог"). Средняя и верхняя части сероцветов и их морские эквиваленты (чеганская и тавдинская свиты) почти повсеместно содержат споры и пыльцу, объединяемые в два палинокомплекса: *Quercus graciliformis* – *Rhoipites pseudocingulum* и *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*.

В пределах всех северных провинций Казахстана заключительные этапы формирования средневерхнеэоценовой сероцветной толщи совпадали с началом становления переходных умеренно-субтропических флор, содержащих в своем комплексе мезофильные и термофильные таксоны. Первые сосредоточены в рипарийных ассоциациях, вторые – в плакорных. С этим связано появление в самых верхах сероцветов (частично уже в переходных слоях к отложениям раннего олигоцена) жестколистной субтропической флоры с заметной примесью мезофильных флор – *Taxodium*, *Azolla vega*, *Zelkova*, *Liquidambar* и др. Такovy местонахождения Акжар, Жамантуз-северное, Шидерты и другие в Северном Казахстане, Киин-Кериш-4 ("Столик") – в Зайсанской впадине.

В южных провинциях Казахстана (южнее 48° с.ш.) сероцветная толща среднего-верхнего

эоцена латерально замещается красноцветными отложениями. Наиболее четко этот переход прослеживается по скважинам в северо-восточном Прибалхашье, где углистые сероцветы куркульдекской свиты к югу по простиранию сменяются типичными известковистыми красноцветами. В предгорьях Джунгарского Алатау и в Южном Прибалхашье они известны под названием колпаковской свиты [Диденко-Кислицына и др., 1971; Ерофеев, Цеховский, 1983]. К основанию ее разреза тяготеют пески с линзами гравелитов. Вверх по разрезу они сменяются бурыми и красно-бурыми глинами и алевролитами с линзами зеленовато-коричневых и зеленых глин, разнозернистых песков и песчаников с известковым цементом. Подавляющая часть пород имеет примесь тонкорассеянного карбоната кальция. Последний иногда обособляется в виде многочисленных мелких конкреций неправильной формы. Мощность свиты варьирует от нескольких десятков метров до 200 м. По всем характерным литолого-фациальным параметрам толща является типичной красноцветной карбонатной парагенетической ассоциацией.

К основанию колпаковской свиты приурочено захоронение позвоночных: *Eoletes gracilis* Bir., *Teleolophus beliajevi* Bir., *Schlosseria* sp., *Prochygacodon* sp., *Trionychidae*, *Amiidae*, датированных верхами среднего эоцена. Эта же часть разреза характеризуется палинокомплексом *Tricolporopollenites cingulum* – *Myrica vera* – *Quercus gracilis* (вторая половина среднего эоцена). Вышележащие сероцветные фации куркульдекской свиты включают палинокомплекс *Quercus gracilis* – *Pokrovskaja originalis* – *Tricolporopollenites henrici*, сопоставляемый по возрасту с палинокомплексом *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* верхнего эоцена сероцветной толщи северных провинций Казахстана.

Таким образом, в пределах обширной Древней Казахстанской суши в бассейнах континентальной седиментации прослеживается толща, залегающая с размывом (с резким перерывом) на пестроцветях первой половины палеогена и датированная второй половиной среднего – поздним эоценом. В северных провинциях Казахстана она представлена углистыми сероцветами, переходящими в морские образования по периферии Казахского щита. В южном направлении сероцветы латерально сменяются континентальными отложениями аридного литогенетического профиля – карбонатными красноцветами.

Отложения нижнего олигоцена на территории Древней Казахстанской суши распространены менее широко. Относительно полно они представлены в бассейнах континентальной седиментации орогенной зоны Алтая и Тянь-Шаня, а также по периферии Казахского щита. Во внутренних районах щита данные отложения достоверно не установлены.

В наиболее крупных бассейнах континентальной седиментации нижнеолигоценовые отложения связаны постепенным переходом с сероцветами верхнего эоцена. В отличие от последних они сложены более тонкими по составу алевритоглинистыми породами с редкими линзами и пропластками мелко- и тонкозернистых кварцевых песков и песчанистых алевритов. Подавляющая часть пород окрашена в бледные зеленовато-серые тона с многочисленными бледно-коричневыми и бурыми пятнами. Встречаются крупные линзы и прослои красно-бурых и коричнево-бурых глин и алевритов. В обнажениях толща имеет коричнево-зеленый, коричневый и коричнево-бурый тона окраски. Во впадинах Горного Алтая в составе отложений встречаются плохо сортированные щебнистые и песчано-щебнистые породы (фации склоновых делювия и пролювия). Мощность толщи в прогибах (впадинах) Алтая от нескольких десятков метров до 100–120 м, а в бассейнах седиментации по периферии Казахского щита – до первых десятков метров.

Литологический состав и окраска нижнеолигоценовой толщи удивительно однообразны на огромных расстояниях Древней Казахстанской суши, хотя в разных регионах ей даны различные наименования. В Зайсанском прогибе и на Алтае она описана как тузкабакская [Ерофеев, 1969] и красногорская [Ерофеев, Ржаникова, 1969] свиты: в Тургае – сарыинская (челкарнуринская) свита [Лавров, 1959, 1957]; на северном склоне Казахского щита – атлымская и новомихайловская, отчасти – туртасская свиты. В последнем случае в составе названных свит только несколько возрастает роль песков и появляются линзы и прослои темных углистых глин.

Относительное однообразие литологического состава нижнеолигоценовых отложений в Казахстане подчеркивается и постоянством их аутигенных новообразований. К последним следует отнести выделения железистых и железисто-кальциевых карбонатов. Они обособляются в породах в виде разнообразных по форме конкреций, пятен, корочек, фитоморфоз, а также входят в цемент песчаников и песчанистых алевритов. В наиболее северных провинциях (юг Западной Сибири, впадины Горного Алтая) в составе аутигенных карбонатов преобладают железистые и железисто-кальциевые карбонаты (сидерит, анкерит, сложные по составу конкреции), а в районе 48° с.ш. – кальциевые карбонаты, иногда с небольшой примесью железистых (Южный Тургай, Зайсанская впадина).

Наряду с аутигенными карбонатами такое же широкое распространение получают аутигенные минералы окисного железа (лимонит, гетит) в виде пятен и мелких конкреций в породах. С ними часто ассоциируют окислы марганца. Выдержанность на больших расстояниях литологического состава и

комплекса аутигенных новообразований позволяет рассматривать толщу раннеолигоценовых отложений как единую железисто-карбонатную парагенетическую ассоциацию [Ерофеев, Цеховский, 1982].

Отложения нижнего олигоцена Казахстана включают разнообразные группы континентальной биоты. Наиболее информативны из них флористические остатки и фауна позвоночных.

Захоронения листовых флор известны из районов западного обрамления Казахского щита (Тургай) и в Зайсанском прогибе орогенной области Алтая. Несмотря на 1000-километровое расстояние, разделяющее эти провинции, общий облик палеофлор характеризуется относительным постоянством. Это – переходные умеренно-субтропические флоры, содержащие термофильные и мезофильные таксоны. Начало формирования этих флор приурочено к концу позднего эоцена, во время накопления самых верхних слоев сероцветной толщи (или переходных слоев к олигоценовым отложениям). Так, в одном из крупнейших местонахождений флор Шинтузсай на западном склоне щита сочетаются ксероморфные листопадные и вечнозеленые элементы (*Pistacia*, *Dryandra*), разнообразные лавровые (*Cinnamomum*, *Litsea*, *Sassafras*), произраставшие на плакорах, и умеренно листопадные формы (*Populus*, *Pterocarya*, *Cercidiphyllum*, *Taxodium*) в тафоценозах рипарийных фаций. Во флорах Жаман-Каинды и Тортмолы основными эдификаторами являются мелколистные ксероморфные *Myrica*, *Salix*, *Rhus*, *Palibinia*, бобовые, ильмовые, *Cinnamomum*. Роль листопадных весьма невелика.

В Зайсанской впадине в трех флорах верхов тургангинской и тузкабакской свит, сменяющих друг друга в разрезе [Ахметьев, 1985], ксероморфизм заметно ослабевает по мере омоложения флор. В более древней (местонахождение "Столик") эдификаторами выступают узколистные восковницы и тополя, а также каштанодубы; во второй (Киин-Кериш-5 – "Кораблик") – буковые, анакардиевые, тополевые; в третьей, наиболее молодой из флор (Ашутас-1), некоторые эдификаторы также остаются мелколистными (ильмовые, тополевые), хотя в целом, особенно в аллохтонных тафоценозах, флора как по составу, так и по морфозкотипическим особенностям уже близка к тургайской флоре в понимании А.Н. Криштофовича.

Сходство состава и облика флор в отложениях нижнего олигоцена Казахстана позволило В.С. Корниловой объединить их в так называемый шинтузсайский комплекс, который характеризуется "смешанным составом из полтавских и тургайских элементов ..." [Корнилова, 1963, с. 15]. Данному флористическому комплексу отвечает ряд принципиально близких по составу и возрасту палинокомплексов: *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata*, *Carya spackmania* – *Juglans polyporata*, *Juglans sieboldianiformis* – *Betula gracilis*, выделен-

ных из отложений нижнего олигоцена во всех северных провинциях Казахстана.

Остатки фауны позвоночных найдены в нижнеолигоценовых отложениях в ряде относительно крупных захоронений. Наиболее известными из них в районах, примыкающих к западному обрамлению Казахского щита, являются Мынескесуйек и Шинтузсай. Список фауны захоронения Мынескесуйек имеет следующий состав: *Cyclomyilus turgaicus* (Vinogradov et Gambarjan), *Ardinomyx kazachstanicus* Vinogradov et Gambarjan, *Propalaeocastor habilis* Boriseoglebskaja, *Agnotocastor aubekerovi* Lytshev, *Hyaenodon aymardi* Filhol., *Hyaenodon* sp., *Schizotherium turgaicum* Borissiak, *Colodon orientalis* Borissiak, *Ardynia kazachstanica* Gromova, *Allacerops turgaica* Borissiak, *Cadurcodon kazakademius* Birjukov, *Pristinotherium brevicervicale* Birjukov, *Entelodon major* Birjukov, *Gobiomeryx dubius* Trofimov. Из захоронения Шинтузсай определены *Colodon orientalis* Borissiak, *Ardynia kazachstanica* Gromova, *Pristinotherium brevicervicale* Birjukov, *Anthracotheriidae* gen. indet. [Бажанов, 1962].

Близкая к ним по облику и составу фауна позвоночных из нижнеолигоценовых отложений восточных районов Казахстана известна под наименованием тузкабакского фаунистического комплекса (список фауны приведен в очерке по Зайсанской впадине).

Сопоставление всей этой фауны на родовом уровне, проведенное Г.Ф. Лычевым, показало, что к наиболее ранним этапам олигоцена может быть отнесена фауна тузкабакского комплекса Зайсанской впадины. Несколько моложе, по-видимому, является фауна захоронений Мынескесуйек и Шинтузсай, хотя все перечисленные фауны характеризуют первую половину олигоцена. Подобное заключение не противоречит и данным о положении указанных захоронений в разрезе нижнеолигоценовой толщи. Фауна тузкабакского комплекса приурочена к нижней и низам верхней подсвит раннеолигоценовой тузкабакской свиты. Фауна Мынескесуйек и Шинтузсай тяготеет к середине и верхам сарыинской свиты, одновозрастной тузкабакской (во всяком случае, так получается по флористическим данным). Следовательно, она может быть приурочена к более поздним этапам раннего олигоцена (верхи рюпеля).

Южнее 47–48° с.ш. гумидные и субгумидные отложения нижнего олигоцена северных провинций Казахстана на довольно коротком расстоянии латерально сменяются аридными эквивалентами. Так, в Присарысуйских пустынях, начинающихся немного южнее 48° с.ш., образования первой половины олигоцена представлены преимущественно красноцветными сильноизвестковистыми, участками гипсоносными глинами и алевролитистыми глинами с редкими линзами и тонкими прослоями мелкозернистых песков и песчанистых алевролитов. Пористые разности пород местами цементируются

пелитоморфным карбонатом кальция, иногда карбонат-гипсовым агрегатом. Встречаются редкие линзы и пачки пятнистых зеленых глин. Эти типично аридные образования в Присарысуйских пустынях и в Бетпак-Дале выделяются в бетпакдалинскую свиту мощностью до 60 м. Восточнее, в районах Прибалхашья и Приалакуля, ей соответствует пестроцветные гипсоносные и карбонатные глины кыскашской (тасмурунской) свиты, имеющей мощность до 60–70 м.

Отложения нижнего олигоцена, слагающие на юге Казахстана типичную сульфат-карбонатную парагенетическую ассоциацию [Байбулатова, Костенко, 1981; Костенко и др., 1977], в ряде пунктов содержат раннеолигоценовые палинокомплексы *Juglans polyporata* – *Carya spackmania* – *Quercus gracilis* (Прибалхашье) и *Juglans polyporata* – *Pterocarya oligocenica* – *Taxodiaceae* (Присарысуйский район). Отложения первой половины олигоцена как в северных, так и в южных провинциях Казахстана с разрывом перекрываются относительно грубыми отложениями верхнего олигоцена.

Положение границы эоцена и олигоцена

Обзор стратиграфии и палеонтологии эоцено-олигоценовых отложений позволяет говорить о следующих особенностях положения границы эоцена и олигоцена в континентальных образованиях Древней Казахстанской суши. Прежде всего, необходимо отметить, что та часть континентального палеогена Казахстана, где проходит граница эоцена и олигоцена, представляет собой осадочную серию, отделенную снизу и сверху резкими перерывами (размывами). Нижней границей является перерыв между сероцветной углистой толщей среднего–верхнего эоцена и подстилающей ее толщей ниже-среднепалеогеновых пестроцветов, а верхней границей – разрыв в основании верхнеолигоценовой толщи.

Ограниченная таким образом осадочная серия имеет четко выраженное двучленное строение. Нижняя часть серии сложена в северных провинциях Казахстана сероцветной углистой толщей с флорой и фауной эоценового возраста. Верхняя часть серии (глины и алевролиты) содержит типичную олигоценовую фауну позвоночных и листовую флору переходного облика и может быть датирована первой половиной олигоцена (рюпельский ярус). Нижний и верхний члены осадочной серии связаны между собой постепенным переходом, что выражается в переслаивании отложений с литологическими чертами как подстилающей, так и перекрывающей толщ. Эти переходные слои, для которых характерно заметное угасание типичной эоценовой субтропической флоры, могут быть отнесены к завершающему этапу позднего эоцена. Граница с олигоценом, по-видимому, находится непосредственно выше переходных слоев. Последние

визуально фиксируются в разрезах континентальных отложений Казахстана, способствуя установлению этой границы.

Палеогеографическая и климатическая обстановки

Одним из наиболее значимых палеогеологических рубежей в кайнозойской истории Древней Казахстанской суши следует признать начало второй половины среднего эоцена. Он фиксируется появлением в разрезах северных провинций Казахстана сероцветной углистой толщи, лежащей с перерывом и резким контактом на каолиновых пестроцветах раннего–среднего палеогена. Своим возникновением сероцветная толща обязана резкой активизации тектонических движений практически на всех участках древней суши. Об этом свидетельствуют следующие факты.

Во-первых, характер контакта с подстилающими пестроцветами. Он имеет типичные черты перерыва в процессах осадконакопления, часто сопровождавшегося размывом подстилающих образований. Во-вторых, появление большого разнообразия фациально-литологических комплексов отложений, указывающего на высокую динамику среды осадконакопления. И, в-третьих, более грубый состав отложений – развитие большого количества пачек, слоев и линз разнозернистых песков, гравелитов и галечников. Все это говорит о резкой активизации эрозионно-денудационных процессов в областях поднятий и о высокой динамичности среды осадконакопления в областях седиментации. Преимущественно кварцевый состав обломочных компонентов пород сероцветной толщи второй половины эоцена Казахстана связан с размывом каолиновых кор выветривания и осадочно-элювиальных пестроцветов предшествующего тектонически пассивного этапа геологической истории раннего кайнозоя.

Палеоклимат второй половины эоцена на Древней Казахстанской суше был субтропическим гумидным и, по всей видимости, сезонным, временами с признаками аридизации (данные изучения листовой флоры).

Во второй половине эоцена большая часть территории Казахстана входила в зону субтропиков Тетической флористической области. Зональным типом растительности были редколесья, образованные каштаном-дубами, кастанопсисами, лавровыми, миртовыми, протейными, восковниковыми, вересковыми, бобовыми, значительная часть которых входила в кустарниковый ярус и низкий подлесок. По степени аридизации Казахстан занимал промежуточное положение между западными провинциями Тетической области и ее южной Туркменской провинцией, где аридизация проявлялась в несравненно большей степени. Несколько более мезофильный характер имела палеофлора Призай-

санья. По климатическим параметрам наиболее ксерофильные флоры второй половины эоцена Казахстана отвечают современным лесным флорам Калифорнии и Центральной Мексики. Общая сумма осадков в год, вероятно, не превышала 500–700 мм (в Призайсанье до 1000 мм/год) с их сезонным выпадением. Температура самого жаркого месяца была порядка 25–35°C, самого холодного – не ниже 6–10°C.

В условиях гумидного палеоклимата и относительно высокой тектонической активности в центральных районах Казахского щита шло формирование ландшафтов приподнятых расчлененных денудационных равнин и холмогорий. Относительно грубый состав аллювия рек Кулан-Утпес, Нура и других говорит о довольно энергичном врезании водотоков, об интенсивном размыве коры выветривания на водоразделах и о динамичном характере процессов переноса и сортировки обломочного материала.

Высокие равнины центральных районов щита окаймлялись поясом низких денудационных равнин, переходящих, в свою очередь, в пояс песчаных дельтовых и прибрежно-дельтовых приморских аккумулятивных равнин. Подобные равнины простирались на 1000-километровые расстояния по периферии Казахского щита вдоль побережий Западно-Сибирского и Туранского палеоморей. Ландшафты этих равнин характеризовались значительным облесением и заболоченностью, о чем говорят погребенные торфяники и лесные завалы (р. Шидерты).

В пределах гумидной зоны Казахстана наиболее энергичные преобразования ландшафтов осуществлялись в центральных районах Алтая. Здесь в составе отложений позднего эоцена северной периферии Призайсанья и в Чуйской впадине изобилует грубый аллювий, свидетельствующий о весьма активном расчленении поднимающихся денудационных равнин и холмогорий.

К югу от 48°с.ш. ландшафты Казахстана приобрели типичные аридные черты. Главные области поднятий – Джунгарский Алатау и отроги Северного Тянь-Шаня, по-видимому, уже носили облик низких степных нагорий и расчлененных плато. Примыкавшие к ним обширные аккумулятивные аллювиально-пролювиальные равнины (области накопления карбонатных красноцветов) представляли собой господство кустарниковых степей и тугайных лесов вдоль наиболее крупных речных артерий.

Палеогеологические и палеогеографические процессы второй половины эоцена на Древней Казахстанской суше имели одну важную особенность. Она выражается в том, что, несмотря на явно высокий темп тектонических подвижек, охватывавших практически всю территорию Казахстана и прилегающих к нему регионов, здесь не отмечается каких-либо крупных трансгрессий или регрессий

моря, крупных общих поднятий или опускания всей территории суши. Тектонические подвижки, сохраняя относительно высокий темп, тем не менее, имели дифференцированный характер – на одних участках преобладали подвижки положительного знака (поднятия), на других – отрицательного (опускания).

С завершающим этапом позднего эоцена на Древней Казахстанской суше связано прогрессирующее затухание энергии тектонических движений. Это зафиксировано в разрезах постепенным переходом углистой сероцветной толщи второй половины эоцена в существенно алевритоглинистую толщу раннего олигоцена. Почти повсеместное преобладание в литологическом составе последней тонкообломочных отложений может быть объяснено только одной причиной – падением динамики эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов, связанных с затуханием энергии тектонических движений. Вместе с тем тектонические подвижки позднего эоцена и раннего олигоцена имели свою особенность, выразившуюся в следующем.

Падение темпа тектонических подвижек и энергии эрозионно-денудационных процессов сопровождалось медленным общим поднятием обширных территорий Казахского щита, орогенных зон и прилегающих к ним окраин Западно-Сибирской и Туранской плит. Это поднятие было чрезвычайно медленным, без заметной активизации эрозионно-денудационных процессов, значительно растянутым во времени. Однако подобная однонаправленность в развитии тектонического процесса в раннем олигоцене привела к широкой регрессии окружающую Древнюю Казахстанскую сушу мелководных эпиплатформенных морей. От морских вод освобождались огромные территории.

Регрессия морей значительно усилила тенденции в изменении палеоклимата, которые заметны уже в конце позднего эоцена. Эти тенденции выразились в постепенном похолодании и некотором иссушении палеоклимата, что отразилось в изменении состава и облика фитоценозов.

Раннеолигоценовая флора шинтузсайского типа, как указывалось выше, имеет переходный облик. В ней преобладают представители субтропической вечнозеленой флоры эоценового этапа в сочетании с массовым развитием и прогрессирующим утверждением теплоумеренной мезофильной флоры олигоцена. Однако даже среди представителей последней во многих местонахождениях преобладают мелколистные флоры, что говорит о некотором нарастании ксероморфизма. Очевидно, аридизация в раннем олигоцене охватила всю Казахстанскую сушу, уменьшаясь с юга на север и на протяжении раннеолигоценового времени. В соседних к западу районах Восточного Паратетиса аридизация в большей степени проявлялась в соленовский век.

В подобном сочетании палеоклиматической обстановки и тектонического режима в приподнятых районах Казахского щита и орогенной зоны господствующее положение занимали ландшафты облесенных пологосклонных денудационных равнин, холмогорий и низких гор (Алтай, Тянь-Шань), расчлененных широкими, зрелыми по облику, речными долинами. Об этом говорит преимущественно мелкообломочный состав аллювия, слабое развитие русловых и широкое преобладание пойменно-озерных фациальных комплексов в раннеолигоценовых отложениях всех провинций Казахстана.

Отступившие далеко на север и юго-запад палеогеновые моря обнажили огромные аккумулятивные равнины, где накапливались континентальные осадки. В орогенной зоне бассейны седиментации локализовались в разного рода межгорных впадинах и прогибах. Подобные равнины представляли собой царство сильно заболоченных лесистых аллювиально-озерных ландшафтов. Кроме соответствующих фациально-литологических особенностей отложений об этом свидетельствует облик флоры и фауны. О наличии водоемов озерного типа и медленно текущих рек говорит обилие водных папоротников. Заболоченность и сильная увлажненность ландшафтов обусловили процветание таких представителей флоры, как *Taxodium dubium*, *Phragmites*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Populus balsamoides* и др. На низких водоразделах областей седиментации и приподнятых денудационных равнин преобладали лесные ландшафты, по удалении от крупных речных артерий и озер – ксерофитное редколесье типа современного средиземноморского маквиса.

Подобное сочетание господствующих ландшафтов отразилось в составе биоценозов позвоночных раннего олигоцена Казахстана. Среди них четко выделяются три экологических комплекса: обитателей болотистых мест, влажных побережий и водоемов (водные черепахи, крокодилы, болотные носороги и др.); обитателей лесных биотопов (схизотерии, халикотерии, свинообразные и др.); жителей сухих полуоткрытых пространных и редколесий (сухопутные черепахи, грызуны, индрикотерии и др.).

Полезные ископаемые

Средне-верхнеоценовые отложения Казахстанской суши богаты полезными ископаемыми, которые расположены преимущественно в северной гумидной зоне литогенеза. Большая их часть возникла за счет перемива унаследованных от предыдущих эпох каолиновых кор выветривания и коррелятивных им осадочных отложений. В Зайсанской впадине и вдоль северных склонов Казахского щита известны месторождения стекольных песков, тугоплавких или огнеупорных глин; на Южном Алтае обнаружены россыпи золота и касситерита

среди кварцевых галечников; в древних приморских ландшафтах территории Семипалатинского Прииртышья сформировались бурые угли. Кроме того, коры выветривания, покрывавшие Казахстанскую сушу, служили источником возникновения прибрежно-морских титановых и ильменит-циркониевых россыпей вдоль северных обрамлений Казахского щита.

Гумидная раннеолигоценовая Казахстанская суша являлась поставщиком соединений железа, что способствовало возникновению обломочных и оолитовых прибрежно-морских железных руд в кунтабулакской свите Северного Приаралья. Кроме того, гумидные или аридные песчано-глинистые нижнеолигоценовые отложения Казахстана используются в качестве строительного материала, на юге территории в них известны небольшие скопления ангидрита или гипса.

Геологические события

Обзор основных особенностей палеогеологической и палеогеографической обстановок эоцена и олигоцена на Древней Казахстанской суше и их анализ позволяют говорить об одновременном проявлении на границе эоцена и олигоцена геологических событий разного масштаба. Прежде всего, это события на местном уровне (локальные поднятия и опускания, местные особенности палеоклиматов, ландшафтов и т.п.). О них в кратком виде упоминается в этом и других региональных очерках. Далее, выделяются события более крупного, провинциального масштаба. Это особенности характера и темпов тектонических движений в орогенной зоне и на платформе, гумидный характер палеоклимата к северу от 47–48° с.ш. и аридизация его в южных провинциях Казахстана, особенности развития ландшафтов на щите и аккумулятивных приморских равнинах и т.п. Характеристике этих событий посвящена основная часть настоящего обзора.

Однако анализ всего геолого-исторического материала открывает перед нами события гораздо более крупного масштаба, которые можно отнести к рангу надпровинциального уровня. К ним относятся следующие события.

1. Одновременная (в геологическом масштабе) смена крупнейших парагенетических комплексов (ассоциаций) отложений как в северных, так и в южных провинциях Казахстана. Она проявилась дважды. Первая – во второй половине эоцена, когда на всей территории Древней Казахстанской суши прекратилось формирование пестроцветов и началось накопление углистых сероцветов в северных провинциях Казахстана и карбонатных красноцветов – в южных провинциях. Эта смена произошла чрезвычайно резко и вследствие активизации тектонических движений. Вторая смена парагенезов имела место на границе эоцена и олигоцена. В северных провинциях Казахстана углистые сероцветы сменились железисто-карбонатной ассоциацией отложений, а в южных – карбонатные красноцветы заместились сульфат-карбонатной ассоциацией. Эта смена, в отличие от предыдущей, носила постепенный, растянутый во времени характер.

2. Синхронные изменения на границе эоцена и олигоцена палеоклимата как в северных, так и в южных провинциях Древней Казахстанской суши. Несмотря на различные типы палеоклимата в этих провинциях фиксируется его общее похолодание.

3. Повсеместное и глубокое изменение биоты.

Причины этих событий имеют субглобальный статус, лежат как бы за пределами Древней Казахстанской суши и отражают собой геологические явления очень крупного масштаба. Иначе говоря, происходившие на Древней Казахстанской суше местные и провинциальные геологические события на границе эоцена и олигоцена представляют собой частную производную тех более крупных (надпровинциального уровня) событий, которые были охарактеризованы выше.

Регион XX

Зайсанская впадина (Восточный Казахстан)

Введение

Зайсанская впадина (рис. 60) разделяет горные сооружения Южного Алтая и Саур-Тарбагатай и выделяется среди межгорных депрессий Центральной Азии исключительной полнотой геологической летописи палеогена, который представлен здесь континентальными, преимущественно озерными и озерно-аллювиальными, отложениями мощностью до 850 м. Находки в них ископаемых представителей практически всех основных групп континентальной биоты позволяют рассматривать Зайсанскую впадину в качестве страторегiona стратиграфической шкалы континентального палеогена на территории бывшего СССР, включая и переходные слои от эоцена к олигоцену.

Краткая история изучения

Осадочные толщи палеогена Зайсанской впадины привлекали внимание геологов еще на рубеже XIX и XX столетий. Сведения об их составе и органических остатках содержатся в работах В.В. Сапожникова, В.А. Обручева, В.В. Резниченко, А.А. Стоянова, Л.И. Прасолова, М.Ф. Нейбург, В.П. Нехорошева, Е.Н. Шукиной и др., завершивших свои исследования к 40-м годам нашего столетия. В послевоенные годы палеоген Призайсанья изучали К.В. Курдюков, М.М. Смеловская, Е.М. Великовская, В.К. Василенко. Последний дал наиболее дробную схему расчленения кайнозойских отложений, хотя для палеогена он предложил только три подразделения. Стратиграфические схемы палеогена, которыми ныне руководствуются геологи-съемщики и палеонтологи, разработали для Северного Призайсанья В.В. Лавров и В.С. Ерофеев (1958–1961 гг.), а для Южного и Юго-Восточного Призайсанья – Б.А. Борисов (1961–1963 гг.). Соотношение этих двух схем применительно к основным опорным разрезам показано в табл. 14.

Органические остатки палеогена Зайсанской впадины в разные годы изучали Е.И. Беляева, М.Д. Бирюков, Л.К. Габуния, Н.М. Яновская (крупные млекопитающие), Н.С. Шевырева (грызуны), М.В. Ефимов, Л.И. Хозацкий, В.М. Чхиквадзе (пресмыкающиеся и земноводные), А.А. Стоянов, Е.К. Сычевская (рыбы), Г.Г. Мартинсон, Н.В. Толстикова

(пресноводные моллюски), Б.Б. Родендорф (насекомые), Н.П. Кянсеп-Ромашкина (хары), Г.С. Аваков, М.А. Ахметьев, И.А. Ильинская, Э.В. Романова (растительные макрофоссилии), Н.И. Запорожец, Л.А. Панова, Л.Н. Ржаникова и М.В. Сотникова (споры и пыльца).

Во время полевой экскурсии, проводившейся с 4 по 14 июля 1984 г., в которой приняли участие исполнители работ по проекту № 174 МПГК, для характеристики пограничных слоев эоцен-олигоцена был выбран разрез горы Киин-Кериш (Северное Призайсанье), отличающийся наибольшим разнообразием остатков фауны и флоры позднеэоценового и раннеолигоценового возраста. Описание этого разреза с выделением рабочего варианта эоцен-олигоценовой границы опубликовано М.А. Ахметьевым с соавторами [Akhmetiev et al., 1986].

В течение 1983–1989 гг. сотрудники Геологического института Башкирского филиала Академии наук СССР (ныне УНЦ РАН) под руководством В.Л. Яхимович [1993] разработали первую магнитостратиграфическую шкалу кайнозоы Зайсанской впадины. В ее основу была положена схема Б.А. Борисова. Шкала построена по результатам

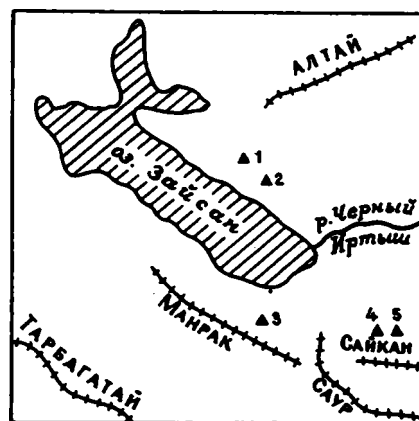


Рис. 60. Схема расположения опорных разрезов эоцен-олигоценовых отложений Зайсанской впадины (Восточный Казахстан)

1 – Киин-Кериш (стратотип эоцен-олигоценовой границы); 2 – Кара-Бирюк; 3 – Конур-Кура (парастратотип эоцен-олигоценовой границы); 4 – Калмакпай; 5 – Аксыир

Таблица 14. Положение эоцен-олигоценовой границы в разрезах Киин-Кериш, Кара-Бирюк и Конур-Кура (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан)

| Общая шкала | | | Местная шкала по: | | Ортозоны в разрезах 1-3 | | | | Органические остатки | | | Номера пачек в разрезах 1 и 3 | | | | | | | | | | | | |
|-------------|----------|----------|-------------------|---------------|-------------------------|------------|---|---|----------------------|-------|-----------------|-------------------------------|--------------|-----------|---------|------------------|---|---|---|---|--------------------|-------|---|--------------------|
| Система | Отдел | Подотдел | В.С. Ерофееву | Б.А.Борисову | Общие | местные | 1 | 2 | 3 | ф | фл | пк | 1 | 3 | | | | | | | | | | |
| Палеоген | Олигоцен | Нижний | Тузак-бакская | Кустовская | Хрон 12 | г-Акколжан | + | + | | ф | фл ("Кораблик") | | 9 | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | ф | - | | 8 | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | ф | - | пк-9 | 7 | 7 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | ф | - | пк-8 | 6 | 6 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | ф | - | | 5 | 5 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | Эоцен | Верхний | 13R ₁ | Турангинская | Аксырская | Хрон 13 | Верхне-г-Кабарга | + | + | + | | фл ("Роголистник") | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ф | фл ("Столик") | | 4 | 5 13R ₁ |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ф | | пк-76 | | 4 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ф | | пк-7а | | 13R ₂ |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ф | фл ("Носорог") | пк-6 | 3 | 3 |
| ф | | | 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Эоцен | Средний | Верхний | Турангинская | Кызылкаинская | Хроны 15-18 | г-Аиришоны | - | - | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | п-Сарыкум | + | - | + | | | пк-5 | 1 | 2 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | г-Теректы | - | - | - | | фл ("Паром-2") | пк-4 пк-3 | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | п-Саржира | - | - | + | ф | фл ("Паром-1") | пк-2 | | 1 | | | | | | | | | | |
| | | | | Чайбулакская | Хроны 15-18 | | | | | | пк-1 | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. Разрезы: 1 - Киин-Кериш, 2 - Кара-Бирюк, 3 - Конур-Кура; ф - фауна; фл - флора; пак - палинокомплексы; намагниченность: п - нормальная; г - обратная; ортозоны: + - установлены; - - не установлены.

изучения опорных разрезов севера (горы Киин-Кериш и Кара-Бирюк) и юга впадины (реки Кусто, Конур-Кура, Чайбулак, Калмакпай и Аксыир). Выделенным ортозоном в ней даны местные названия. Некоторые ортозоны, хорошо датированные биостратиграфически, сопоставлены с мировой шкалой магнитных аномалий У.В. Харленда и др. [Harland et al., 1990]. Среди них ортозоны, охватывающие пограничный интервал эоцен-олигоцена и отвечающие четырем основным магнитным зонам хрона 13 полярности этой шкалы (снизу вверх): Онучтениз (13R₂), Калкан (13N₂), Кабарга (13R₁) и Актау (13N₁).

Как известно, общепризнанной точки зрения на положение эоцен-олигоценовой границы внутри хрона 13 полярности не имеется. По У.В. Харленду и др. [Harland et al., 1990], она проходит в нижней части этого хрона в пределах магнитной зоны 13R₂. По мнению итальянских исследователей [Premoli Silva et al., 1988], ее следует проводить выше, близ основания зоны 13R₁.

В 1985-1986 гг. в бассейне р. Конур-Кура на юге Зайсанской впадины В.С. Ерофеев отобрал образ-

цы на спорово-пыльцевой анализ, которые позволили Л.А. Пановой в одном разрезе установить последовательность смены палинофлор на рубеже эоцена и олигоцена.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые отложения обнажаются в периферических частях Зайсанской впадины, участвуя в строении моноклиналей, погружающихся к ее центральному частям, а также вскрыты на крыльях антиклинальных складок, в ядрах которых обнажаются породы палеозоя (Чакельмеская, Карабирюкская и др.). Интересующий нас интервал разреза, включающий переходные слои от эоцена к олигоцену, Б.А. Борисов подразделил на кызылкаинскую, аксырскую, кустовскую и буранскую свиты, а В.С. Ерофеев рассматривал в объеме двух свит - турангинской и тузакбакской. Граница между эоценом и олигоценом по палеонтологическим и магнитостратиграфическим данным проходит внутри аксырской

свиты и практически совпадает с границей турангинской и тузкабакской свит.

Состав отложений в пределах всей впадины сохраняется относительно постоянным, хотя полнота разрезов заметно меняется и имеется много внутренних перерывов. Как и вся палеогеновая толща Зайсана, пограничные слои формировались в небольших по площади озерных бассейнах, соединенных блуждающими руслами вяло текущих поверхностных водотоков, прихотливо меандрирующих. В прибортовых частях впадины местами появляются дельтовые фации – продукты выноса небольших рек, стекавших во впадину с окружающих поднятий (хребты Саур, Манрак, Тарбагатай).

Отложения верхнего эоцена преимущественно алевролитистого состава, встречаются редкие линзы и прослои тонкозернистых песков и глин. Породы с поверхности окрашены в белые, светло-серые и желтовато-серые тона. Близ восточного замыкания впадины в составе осадков верхнего эоцена появляются линзы грубозернистых песков, иногда галечников.

Отложения олигоцена чаще глинистые, хотя и здесь встречаются прослои и линзы песков и гравийников. Глины обычно окрашены в зеленые или серовато-зеленые тона. Наиболее загипсованные разности иногда с поверхности окрашены в черный цвет. В олигоценовой части разреза можно выделить несколько красноцветных или малиновых горизонтов, отражающих эпигенетические изменения пород во время кратковременных перерывов в седиментации. В этом случае мы имеем образования "эмбриональных" кор выветривания, окраску которых дают соединения окисного железа. Несколько ниже по разрезу от предполагаемой границы эоцена и олигоцена в нижнеаксырской подсвите выделяется прослой мощностью в несколько метров, насыщенный фосфатизированными копролитами крупными водных пресмыкающихся. В Зайсанской впадине мощность верхнеэоценовых отложений 25–50 м, нижнеолигоценовых – 30–80 м.

Опорные разрезы

Детальное строение верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Зайсанской впадины можно проследить на примере хорошо обнаженных и наилучше палеонтологически и магнито-стратиграфически изученных разрезов гряды Кинн-Кериш и по долине р. Конур-Кура (рис. 61).

Разрез Кинн-Кериш
(северо-восточная прибортовая зона Зайсанской впадины, рис. 62)

Породы верхнего эоцена и нижнего олигоцена слагают крылья антиклинали, в ядре которой вскрываются отложения палеоэоцена – среднего

эоцена. Отложения интересующего пограничного интервала изучены на хорошо обнаженном юго-западном крыле, где их мощность достигает 70–90 м. Они слагают две толщи, каждая из которых подразделяется на ряд пачек.

Нижняя толща (турангинская свита, по В.С. Ерофееву, кызылкаинская свита и ниже-среднеаксырские подсвиты, по Б.А. Борисову) мощностью 20–30 м представлена песками, алевролитами, реже – глинами, окрашенными в белые, желтые и палевые тона. Для нее характерны разнообразные по форме конкреции и корочки лимонита, связанные с окислением аутигенных сульфидов железа (пирит, марказит), рассеянных в толще. Венчает разрез нижней толщи маркирующий горизонт "А" – пятнисто окрашенные розовые алевролиты (0,5–1,5 м), затронутые процессами корообразования. Этот горизонт прослеживается в пределах всей антиклинали.

В верхней толще (тузкабакская свита, по В.С. Ерофееву, верхнеаксырская подсвита и кустовская свита, по Б.А. Борисову), мощностью 50–60 м, преобладают глины и алевролитистые глины, зеленовато-серые, с пятнами лимонитизации. Им подчинены алевролиты и глинистые алевролиты с линзами и прослоями кварцевых песков и известковистых песчаников. Породы образуют перемежающиеся между собой пласты мощностью от 0,3 до 4 м. Специфика толщи подчеркивается обилием конкреций и псевдоморфоз кальция с примесью сидерита (10–15 %). Более темноокрашенные конкреции представлены смесью гетита и окисленного сидерита. В конкрециях окись железа преобладает над окисью марганца. Костные остатки фосфатизированы.

Нижняя толща (турангинская свита) с размытым залегает на отложениях палеоэоцена – среднего (?) эоцена. Подразделяется на четыре пачки.

Мощность, м

I. Пачка песков разнозернистых, с косой, волнистой или горизонтальной слоистостью. В кровле – лимонитовые корочки.

В песках (на осыпи) найдена челюсть *Arctosynoidea* (*Kiinkerischella zaisanica* Gab. et Bir.). В кровле пачки обнаружен неполный скелет болотного носорога *Gigantamynodon* (= *Zaisanamynodon*) *borissovii* Bel. [Решетов, 1994, с. 169].

Для первой пачки характерна N-полярность, имеются лишь два маломощных горизонта R-намагнитиченных пород (п-Сарыкум, средняя из трех ортозон кызылкаинской свиты). 3–5

II. Пачка ожеженных алевролитов с прослоем (0,5 м) глины в средней части. В кровле, местами, – кварцевые пески. В них – фрагмент челюсти аминодонта.

Во второй пачке преобладает N-полярность, имеются три горизонта R-намагнитиченных пород (п-Аккум, нижняя ортозона нижнеаксырской подсвиты) 4–10

III. Пачка переслаивания алевролитов и глин с остатками растений.

Флора меняется по разрезу. В базальном, так называемом сальвиниевом, слое, преобладают остатки водных растений – *Salvinia mildeana* Goerpp., *S. mirabilis* Iljinsk., *Nelumbo* sp. и однодольных – *Zingi-*

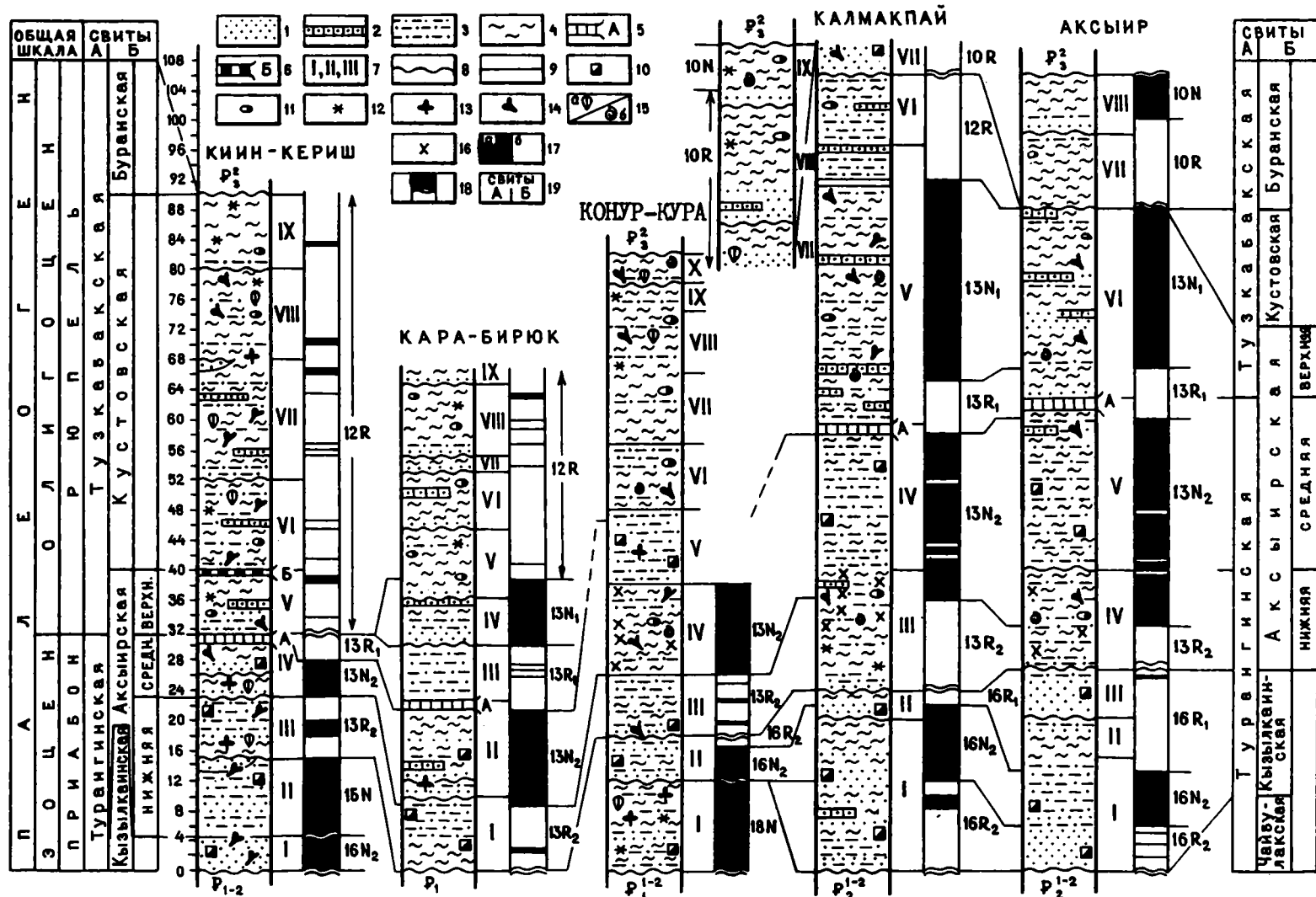


Рис. 61. Сопоставление опорных разрезов эоцен-олигоценых отложений Зайсанской впадины

1 – пески кварцевые; 2 – песчаники кварцевые с карбонатным цементом; 3 – алевроиты и глинистые глины; 4 – глины и алевролитистые глины; 5, 6 – маркирующие горизонты: 5 – “А” – алевроиты, розовые пятнистые глины, 6 – “Б” – черные алевролиты с железисто-марганцевыми конкрециями; 7 – номера пачек в разрезах; 8, 9 – контакты: 8 – резкие с элементами размыва, 9 – согласные; 10 – окислы железа, образованные в результате поверхностного окисления аутигенных сульфидов железа; 11 – карбонатные конкреции; 12 – пятна лимонитизации и железомарганцевые конкреции; 13 – флора; 14 – фауна позвоночных; 15 – моллюски: а – пелициподы, б – гастроподы; 16 – копролиты; 17 – полярность: а – прямая, б – обратная; 18 – значительные перерывы в палеомагнитной летописи; 19 – свиты: А – по В.С.Ерофееву, Б – по Б.А.Борисову

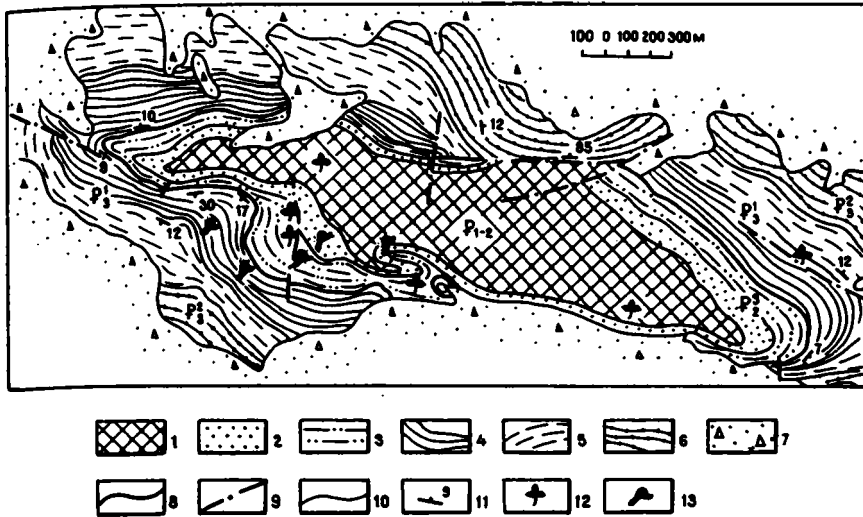


Рис. 62. Геологическая карта антиклинали Кини-Кериш, где находится стратотип границы эоцена и олигоцена Зайсанской впадины (по В.С. Ерофееву)
 1 – красные и пестроцветные глины палеоцена-эоцена (P_1-2); 2, 3 – сероцветные пески и алевриты верхнего эоцена (P_2^1): 2 – пачка I, 3 – пачки II-IV; 4, 5 – зеленоцветные глины нижнего олигоцена (P_3^1): 4 – пачки I-VII, 5 – пачки VIII-IX; 6 – сероцветные алевриты и пески верхнего олигоцена (P_3^2); 7 – четвертичные отложения; 8 – маркирующий горизонт "А" (граница эоцена и олигоцена); 9 – разломы; 10 – стратиграфические контакты; 11 – падение слоев; 12, 13 – местонахождения: 12 – флоры, 13 – фауны позвоночных

berites borealis (Palib.) Iljinsk. Из двудольных – *Ulmus* sp. и "Hibiscus" neuburgae Iljinsk. Бедный комплекс пыльцы и спор с *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Palmae*, *Corylus*, *Quercus*.

Выше по разрезу в глинах доминируют *Alnus* ex gr. *subcordata* May, *Ulmus* spp., *Populus arnaudii* (Sap.) Iljinsk., "Hibiscus" neuburgae Iljinsk., cf. *Cupanites formosus* Berry. Реже встречаются *Lindera vassilenkoi* Iljinsk., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Buzek et Kotlaba, *Myrica*, *Dryophyllum*, листья и плоды *Leguminosae* (*Mimosites*, *Sophora*), листья *Magnolia*, *Sterculia*, *Arcynophyllum*.

В палинокомплексе также преобладают *Alnus* и *Ulmus* (в сумме до 60%), *Juglandaceae* – *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya* (до 10%), *Hamamelidaceae* – *Hamamelis*, *Fothergilla* (до 5%), *Zelkova*, *Planera*, *Celtis*. Единично встречается пыльца *Palmae*, *Salix*, *Myrica*, *Corylus*, *Ostrya*, *Quercus* (в том числе *G. gracilis* и *G. graciliformis*, *Quercus* cf. *sibirica*), *Castanopsis*, *Magnolia*, *Liquidambar zaisanica* Pan., *Altingia*, *Laurus*, *Trochodendron*, *Araliaceae*. Пыльцы голосеменных 8%: *Pinus* (до 6%), *Ginkgo*, *Picea*, *Abies*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, споры *Polypodiaceae* (1%). В пробе с того же уровня, но за пределами флороносной линзы, возрастает содержание пыльцы *Taxodiaceae* (до 50%), появляются *Tilia*, *Liliaceae*.

Вместе с растениями найдены отпечатки чикад и моллюски *Conradens* sp., *C.* cf. *compressopsis* Tolstik., *C.* cf. *curtulatulus* Tolstik., *Pilsbryosconcha* cf. *sublinquaeformis* Tolstik. Выше по разрезу в той же пачке – млекопитающие *Anthracothersyx* sp., *Boentelodon* sp., *Gobiohyus* sp.

В третьей пачке на фоне R-полярности имеются два горизонта мощностью 0,5 и 2 м N-намагнитных пород (г-Онучтениз, вторая ортозона нижнеаксырской подсвиты) 7-8

IV. Пачка переслаивания алевритов и глин с линзами кварцевых разнозернистых песков в основании и средней части разреза. Обильная лимонитизация. В кровле пачки – маркирующий горизонт "А" – розовые пятнистые глины и алевриты с линзой белых флороносных глин.

В комплексе растительных макрофоссилий, впервые собранных В.К. Василенко, доминируют узколистные *Dryophyllum curticellense* Sap. et Mar., *D. dowalquei* Sap. et Mar., *D. kryshtofovichii* Iljinsk., *Myrica acuminata* Ung., *M. cf. lignitum* (Ung.) Sap., *Populus arnaudii* Iljinsk., *P. kryshtofovichii* Iljinsk., реже встречаются *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Lindera vassilenkoi* Iljinsk., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) Buzek et Kotlaba, *Ampelopsis schischkini* Iljinsk., *Fraxinus* sp., *Astronium ninae* Iljinsk. et Akhmet. и др. Здесь же моллюски эзоны *Conradens compressopsis*

(*C. compressopsis* Tolstik., *Ptychorynchoideus longiusculus* Tolstik. и др.).

В нижней и средней частях разреза четвертой пачки преобладает N-полярность, однообразие которой нарушено двумя горизонтами R-намагнитных пород (верхняя часть ортозоны – Калкан, принадлежащая к среднеаксырской подсвите). Для верхней части пачки (маркирующий горизонт "А") характерна R-полярность, в середине ее имеется маломощный слой N-намагнитных пород (нижняя часть ортозоны г-Кабарга, приуроченная к кровле среднеаксырской подсвиты) 2-6

Верхняя толща (тузкабакская свита) включает четыре пачки.

V. Пачка переслаивания глин и алевритов с прослоями песков и песчаников, карбонатных, марганцовистых. В кровле – маркирующий слой "Б" – алевролиты, черные, марганцовистые.

В низах пятой пачки найдены грызуны *Cylindrodontidae* sp. indet. и *Eomyidae* gen. et sp. nov. Выше по разрезу у основания шестой пачки остатки позвоночных: млекопитающие *Amyponodon* sp., *Brochyodus* sp., *Archaeomyx* sp., крокодилы – *Alligatorinae* и (?) *Tomistoma* sp., позвонки саламандр и ильных рыб (*Amia barroisi* Lerich, *A. robusta* Priem.).

Преобладает R-полярность, на фоне которой имеется три маломощных горизонта N-намагнитных пород (нижняя часть ортозоны г-Акколкан, охватывающая верхнюю часть верхнеаксырской подсвиты) 4-9

VI. Пачка переслаивания алевритов, песков и песчаников, карбонатных, иногда марганцовистых.

Шестая пачка отмечена R-полярностью, однообразие которой в нижней половине разреза нарушено тремя маломощными горизонтами N-намагнитных пород (г-Акколкан, ортозона кустовской свиты) 8-12

VII. Пачка пятнисто окрашенных глин с линзами карбонатных песчаников в основании и тонким переслаиванием глин и алевритов в основании и кровле.

Обнаружены млекопитающие *Amyponodon* sp., *Amphechinus* sp., *Cadurcodon* cf. *zaisanensis* Bel., *Bothriodon* sp., *Anthracotheeriidae* (cf. *Brochyodus*), *Entelodon* sp., *Artiodactyla* (cf. *Eumeryx*, cf. *Miomeryx*), крокодилы – *Alligatorina*, *Tomistoma* sp. (?), черепахи – *Chrysemys index* Ckhik., "Plastomenus" minusculus Ckhik., *Chelydropsis minax* Ckhik.

В седьмой пачке преобладает R-полярность, на фоне которой насчитывается до пяти маломощных горизонтов N-намагнитных пород (г-Акколкан, ортозона кустовской свиты) 15-16

VIII. Пачка глин с железисто-карбонатными конкрециями, с прослоями алевроитов и песков. В основании местами следы размыва.

В средней части пачки встречаются моллюски эоценовые *Rectidens asiaticus* (доминируют *R. asiaticus* Tolstik., *Ctenodesma subfoliaceae* Tolstik., *Margaritonopsis infans* Tolstik., *Nannonai pucla* Tolstik., *Oxynaia subculptus* Mart. et Tolstik., *O. ferrata* Tolstik., *Rectidens kustovicus* Tolstik., *Physunio laeviusculus* Tolstik. и др.).

В верхней части пачки найден панцирь черепахи *Trionyx zaisanensis* Cskhik.

На северо-восточном крыле антиклинали на границе VII и VIII пачек в линзе белых глин обнаружены остатки растений. Преобладают *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Cocculus schischkinii* Iljinsk., *Quercus* spp. (три вида), *Castanea antipovii* (Krysh) Iljinsk., *Alnus neuburgae* (Baik.) Iljinsk., *Populus arnaudii* Iljinsk., *Ailanthus confucii* Ung. Реже встречаются *Liquidambar zaisanica* Akhmet., *Platanus vassiljevii* Iljinsk., *Eucommia palaeoulmoides* Baik., *Pistacia zaisanica* Iljinsk., *Rhus kiinkerischica* Akhmet., *Astronium ninae* Iljinsk. et Akhmet., *Acer cf. tataricum* L. и др.

Для восьмой пачки характерна R-полярность, однообразие которой нарушено тремя горизонтами N-магнитных пород (г-Акколкан, кустовская свита). 10–12

Сочетание биостратиграфических и магнитостратиграфических критериев определяет положение границы эоцена и олигоцена в Киинкеришском разрезе с большой точностью. Находки таких относительно архаических форм, как киинкеришелла, гигантаминодон (= зайсанаминодон), гобиохиус, эозтелодон, близкого к антрактотериксу представителя антрактерид, позволяют относить три нижние пачки к верхнему эоцену, скорее всего к его второй половине. Присутствие характерного эоценового вида "*Hibiscus*" *neuburgae* совместно с другими, типично субтропическими растениями, во флористическом комплексе третьей пачки и эоценовых видов пыльцы (*Quercus gracilis* Boitz. и *Q. graciliformis* Boitz.) в палинокомплексах, также свидетельствует об эоценовом возрасте отложений. Появление умеренных *Alnus*, *Ulmus* и других растений связано с местными условиями – близостью горных сооружений и значительным превышением в это время днища Зайсанской впадины над уровнем моря.

Комплекс позвоночных VI пачки с аминодонтидами, антрактеридами (ботриодоны, брахиодусы и др.) и флористический комплекс тургайского типа пачки VII указывают на олигоценовый возраст пород. Таким образом, граница эоцена и олигоцена лежит в интервале IV–V пачек.

С учетом магнитостратиграфических данных пограничный интервал эоцен–олигоцена на горе Киин-Кериш может быть сужен до объема четвертой пачки, поскольку пятая пачка (начало ортозоны г-Акколкан) принадлежит хрону 12 полярности мировой шкалы [Harland et al., 1990]. Кроме того, в отложениях V пачки, известных как "слои Бирюкова", в низах верхнеаксырской подсвиты разреза оз.Тузкабак были обнаружены остатки раннеолигоценового *Cadurcotherium* (= *Cadurcodon*) *tuskabakensis* Bir. [Решетов, 1994].

Если принять в качестве границы эоцена и олигоцена кровлю четвертой пачки, то она совпадает

со сменой основных парагенетических ассоциаций: углисто-сидерит-колчеданной (турангинская свита) и железисто-карбонатной (тузкабакская свита). На этом уровне, по данным магнитостратиграфии, из разреза горы Киин-Кериш выпадают осадки, принадлежащие верхней половине ортозоны г-Кабарга (13R₁) и ортозоны п-Актау (13N₁). Размыв перед седиментацией осадков пятой пачки подтверждается наличием коры выветривания в кровле четвертой пачки (маркирующий горизонт "А"). Граница, таким образом, пройдет близ нижней части ортозоны г-Кабарга, т.е. близ подошвы магнитной зоны 13R₁.

Разрез Конур-Кура (северо-восточные предгорья хр. Манрак, рис. 63)

Парастратотипический разрез эоцен-олигоценовой границы Зайсанской впадины в бассейне р. Конур-Кура располагается в зоне моноклинального падения на север пород палеогена.

Здесь наблюдаются платообразные останцы, сложенные отложениями верхнего мела и палеоген-неогена, перекрытые маломощными предгорными осадками плейстоцена.

В основании разреза Конур-Куры залегают породы среднего эоцена, выше которых располагаются отложения верхнего эоцена – олигоцена (см. рис. 61). Как и в разрезе горы Киин-Кериш, они подразделяются на две толщи. Нижняя из них состоит из пяти пачек, а верхняя представлена здесь двумя нижними пачками, хотя севернее, в районе разреза Джаман-Гора, в ее строении участвуют еще четыре пачки, перекрытые выше осадками верхнего олигоцена.

Нижняя толща (турангинская свита, по В.С. Ерофееву; чайбулакская и кызылкаинская свиты и ниже-среднеаксырские подсвиты, по Б.А. Борисову) мощностью до 40–50 м слагается преимущественно алевроитами и глинами, реже тонкозернистыми песками, окрашенными в коричневые, бежевые, светло-серые, белые, желтые и палевые тона и содержащими разнообразные по форме корочки и конкреции лимонита. Местами отмечается слабая заглинованность. В средней части нижней толщи глины имеют зеленую окраску и отличаются присутствием значительных скоплений фосфатизированных копролитов.

Верхняя толща (тузкабакская свита, по В.С. Ерофееву; верхнеаксырская, кустовская и буранская свиты, по Б.А. Борисову) имеет мощность до 40–45 м (в разрезе Конур-Куры более 14 м) и выделяется преимущественно зеленой окраской слагающих ее глин, наличием светлых прослоев алевроитов, присутствием конкреций и псевдоморфоз кальцита с примесью сидерита.

Нижняя толща (турангинская свита) залегает с размывом на отложениях среднего эоцена. Подразделяется на пять пачек.

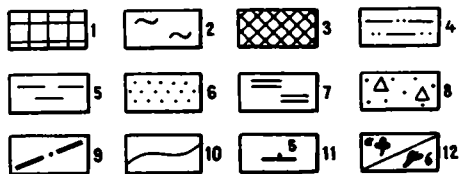
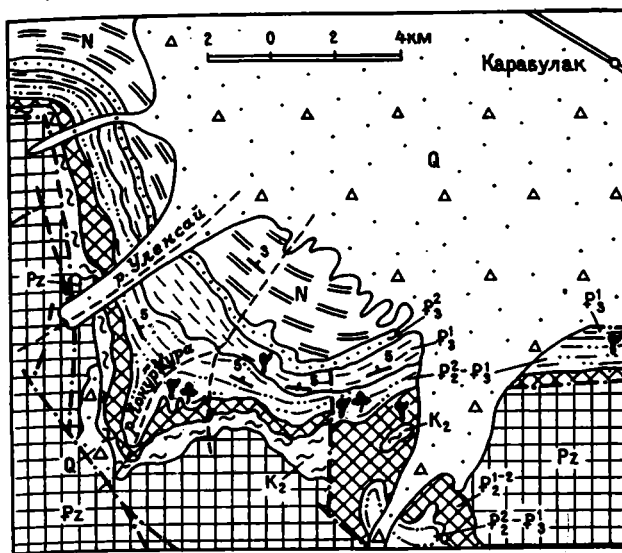


Рис. 63. Геологическая карта северо-восточных предгорий хребта Манрак в районе бассейна р.Конур-Кура, где находится парастратотип границы эоцена и олигоцена Зайсанской впадины (по Б.А.Борисову)

1 – породы палеозоя; 2 – красноцветные отложения верхнего мела (K_2); 3 – коричнево- и зеленоцветные глины нижнего-среднего эоцена (P_1^{1-2}); 4 – зелено- и сероцветные глины и алевроиты среднего эоцена – нижнего олигоцена ($P_2^2 - P_3^3$); 5 – зеленоцветные глины нижнего олигоцена (P_3^3); 6 – пески и алевроиты верхнего олигоцена (P_3^3); 7 – зелено- и красноцветные глины неогена; 8 – четвертичные отложения; 9 – разломы; 10 – стратиграфические контакты; 11 – преобладающее падение слоев, °; 12 – местонахождения флоры (а) и фауны позвоночных (б)

Мощность, м

I. Пачка тонкого переслаивания листоватых гипсовых глин и алевроитов с обилием железистых корочек, с редкими прослоями тонкозернистых песков; местами породы флороносны.

Пачка отличается коричневой, местами розовато-бежевой окраской. Содержит отпечатки *Woodwardia* sp., *Osmunda heeri* Gaudin et Strozzi, *Salvinia* sp., *Trapa* sp.?, *Nelumbo protolutea* Berry, *Nitophyllites zaisanica* Iljinsk. Совместно с флорой встречены отпечатки двустворчатых моллюсков экозоны *Cuneopsis subcapitatus* (*Ctenodesma elegantula* Tolstik., *Margaritifera argillaceus* Tolstik., *Ptychorhychoideus* aff. *gumbeli* Modell, *Contradens asiaticus* Tolstik., *Cuneopsis subcapitatus* Tolstik.).

Почти по всему разрезу пачки выявлены однотипные в систематическом отношении палинокомплексы, имеющие отличия в количественном отношении тех или иных таксонов. Они могут быть объединены в единый комплекс *Castanopsis pseudocingulum - Tricolporopollenites quisqualis* среднего эоцена. Он отличается большим разнообразием трехборздной и трехборздно-поровой пыльцы, наличием *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* (R.Pot.) Boitz., *Myrica vera* Sauer, *Liquidambar zaisanica* Pan., местами преобладанием

Quercus gracilis Boitz. и *Q. graciliformis* Boitz., различных видов *Rhus*, *Platycaryapollenites*, а также *Myrtaceae*, *Cupaniedites*, *Proteacidites* и др.

Породы первой пачки имеют N-полярность с одним маломощным горизонтом (в смежном обнажении с двумя) R-намагнитических отложений (п-Саржира, ортозона чайбулакской свиты).

7-12

II. Пачка тонкого переслаивания листоватых алевроитов и глин, реже тонкозернистых песков.

Вторая пачка отличается светло-серой (местами белой) окраской, обилием железистых корочек.

В подошве пачки установлен палинокомплекс с доминированием пыльцы *Quercus gracilis* Boitz. и *Q. graciliformis* Boitz. и различных трехборздных *Tricolporopollenites* (*T. microchenrichi*, *T. liblarensis*, *T. helmshtedti*), а также *Retitricolpites* и трехборздно-поровых – *Tricolporopollenites* (их участие по сравнению с первой пачкой сократилось). Меньше встречается пыльцы *Alnus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycaryapollenites*, *Liquidambar zaisanica* Pan., *Hamamelis*, *Caryapollenites*. Из водно-болотных увеличилось участие пыльцы сем. *Sparganiaceae*. Сократилось содержание хвойных сем. *Taxodiaceae*, возросло количество пыльцы *Pinus*, уменьшилось *Picea*, единично присутствует *Cedrus*, появилась пыльца *Tsuga*, *Keteleeria*. Состав споровых оставался тем же, но с обилием водяного папоротника *Salvinia*.

Породы второй пачки обладают N-полярностью (п-Саракум, вторая ортозона кзылжаканской свиты), в кровле имеется горизонт мощностью 1 м R-намагнитических пород (возможно, г-Аиршоны, верхняя ортозона кзылжаканской свиты).

3-6

III. Пачка переслаивания желто-серых алевроитов и глин. В основании пачки – горизонт ожелезненных песков, местами песчаников, с обилием железисто-марганцовистых корочек, иногда с обломками костей позвоночных.

Близ подошвы развит палинокомплекс с доминированием пыльцы покрытосеменных растений, множеством хвойных, особенно различных видов *Pinus*, меньше *Picea* и *Ephedra*, единично встречена пыльца *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*.

В группе цветковых растений основная роль принадлежит пыльце *Alnus*, *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Ulmus*, *Ulmoidipites krempi* Samoil., *Corylopsis* spp., *Liquidambar zaisanica* Pan., *Liquidambar* sp. В меньшем количестве представлена пыльца других таксонов – *Myrica*, *Comptonia*, *Caryapollenites*, *Juglans*, *Hamamelis*, *Acer*, *Celtis*, *Platycaryapollenites*, *Platanus* и др. Довольно много пыльцы водно-болотных растений – *Sparganium*, *Potamogeton* и водорослей. Среди споровых растений отмечены споры *Lygodium subsimplex* L.

В смежном обнажении, также в основании третьей пачки, встречен сходный палинокомплекс. Здесь тоже доминирует пыльца *Alnus*, *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Ulmus* spp., *Liquidambar*, при участии *Myrica*, *Comptonia*, *Moraceae*, *Corylopsis princeps* Lumb., *Platycaryapollenites*, *Hamamelis*, *Acer*, *Platanus*, *Euphorbiaceae* и различных *Tricolporopollenites* (*Tr. liblarensis* и др.) и *Tricolporopollenites*. Из водно-болотных растений много пыльцы *Sparganium* и *Potamogeton*. Хвойных мало – пыльца *Pinus*, *Picea*, *Keteleeria*, *Ephedra* (почти в единичных экземплярах). Из спор встречены *Polypodiaceae*, *Salvinia*, *Cyathea*.

В средней части третьей пачки установлены примерно однотипные и сходные с рассмотренным выше палинокомплексы, в которых доминирует пыльца покрытосеменных растений. Из древесных растений – *Alnus*, *Ulmus* (несколько видов), *Celtis*, *Liquidambar* spp., *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Juglans*, *Corylus*, *Myrica*, *Comptonia*, меньше *Carya*, *Moraceae*, *Platycaryapollenites*, *Hamamelis* и др. Из формальных таксонов – *Tricolporopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites* spp., *Tricolporopollenites sceroides* W.Kr., *Scabraticolporites*, *Retitricolporites*, *Compositoipollenites*.

Довольно много пыльцы водно-болотных растений, особенно относящихся к сем. Sparganiaceae (возможно, Sparganium, Aglaoreidae cyclops и др.), меньше Potamogeton, Liliacidites, Nelumbo. Пыльцы хвойных растений немного, это различные виды Pinus, Picea, Keteleeria, меньше Abies и Cedrus, единично Podocarpus, Ephedra. Из споровых растений отмечены Cyathea, Polypodiaceae, мегаспоры Salvinia. Обращает на себя внимание сочетание большого количества пыльцы Liquidambar и водно-болотных из семейства Sparganiaceae.

В верхней части третьей пачки в палинокомплексе довольно разнообразны и многочисленны как хвойные, так и покрытосеменные, широколиственные и субтропические растения.

Из хвойных – разнообразные виды Pinus и Picea, меньше Keteleeria, единично Podocarpus.

Из покрытосеменных – много пыльцы Alnus, Ulmus (несколько видов), Celtis, Liquidambar spp., меньше – Comptonia, Myrica vera Sauer, Juglans, Platycaryapollenites sp., Momipites sp., Moraceae, Carpinus, Triporopollenites sp.

В третьей пачке преобладает R-полярность, однообразие которой нарушается тремя маломощными горизонтами N-намагниченных пород (г-Онуцтениз, вторая ортозона нижнеаксырской подсвиты)..... 7-8

IV. Пачка бело-зеленых глинистых пород с подчиненными прослоями алевроитов.

Отложения четвертой пачки отличаются обилием фосфатизированных копролитов, присутствием остатков фауны позвоночных. Маркирующим горизонтом средней ее части является пласт табачно-зеленых глин мощностью до 3-6 м.

Совместно с копролитами здесь встречены остатки крокодилов, черепах, млекопитающих, остракоды, хары, а также крышечки гастропод экозоны Parafossarulus (?) aksirensis.

В верхней части пачки установлен палинокомплекс, характерной особенностью которого является резкое сокращение пыльцы Pinus, при небольшом участии других представителей хвойных растений. Доминируют покрытосеменные. Среди них преобладает пыльца Quercus gracilis и Q. graciliformis при участии Alnus (содержание таксона сократилось), Ulmus, Myrica, Comptonia, Carya, Juglans, Platycaryapollenites, Platanus, Acer, Liquidambar (количество его тоже сократилось), Corylopsis, Oleaceae и др. Из формальных таксонов все еще значительно содержание Tricolpopollenites liblarensis, Tricolpopollenites sp., Scabratricolporites, Tricolporopollenites и др.

В четвертой пачке преобладает N-полярность, на фоне которой имеются четыре маломощных горизонта R-намагниченных пород (п-Калкан, третья ортозона нижнеаксырской подсвиты)..... 11-12

V. Пачка желто-серых и палевых пород преимущественно алевроитового состава.

Маркирующим горизонтом средней части пачки является слой с роголистниками Ceratophyllum zaisanicum Avakov. Этот слой состоит из светло-желтого песчанистого алевроита с темно-бурыми пятнами ожелезнения и прослойками песка; мощность до 1 м. Скопления многочисленных остатков плодов роголистников в плотных массах встречаются по плоскости напластования.

Юго-восточнее р. Конур-Кура (в разрезе на р. Булка-ир) под слоем с роголистниками в подошве пачки найден череп Brontotheriidae gen. indet. [Яновская, 1980]. 8-11

Отложения пятой и вышележащих пачек разреза Конур-Куры на палеомагнитный анализ не опробовались.

Верхняя толща (тузкабакская свита, по В.С. Ерофьеву) залегает на нижней без видимых следов

перерыва и подразделяется в разрезе Конур-Куры на две пачки.

Мощность, м

VI. Пачка переслаивания разноцветных глин и алевроитов.

Для шестой пачки характерно присутствие в верхней ее части горизонта красноцветных глин.

В нижней части пачки установлен палинокомплекс с преобладанием пыльцы покрытосеменных, среди которых много Alnus и Ulmus, несколько меньше Quercus gracilis и Q. graciliformis. По сравнению с рассмотренными ранее комплексами (например, из четвертой пачки) возросло количество пыльцы теплоумеренных растений Salix, Carya, Juglans, Corylus, Carpinus, Cyclocarya и др. В небольших количествах или единично развита пыльца Celtis, Fagus (ранее не было), Juglans polyporata Vojc., Maraceae, Nelumbo, Ilex, Rhamnus, Oleaceae, Acer, Jussia, Fraxinus и др. Отмечена трехбороздно-поровая пыльца, сближаемая с пылью сем. Leguminosae, Compositiopollenites, а из формальных групп – Tricolpopollenites liblarensis, Tr. giganteus (отмечалась и ранее), Tricolpopollenites spp., Faveotricolpites.

Из водно-болотных растений характерны Potamogeton, Sparganium, Liliacidites, Myriophyllum. Хвойных в комплексе мало, среди них разнообразны Ephedra, единично встречены Pinus, Picea, Cedrus, Cupressaceae. Среди споровых – мегаспоры Salvinia, Cyathea, Polypodiaceae.

По сравнению с палинокомплексом из четвертой пачки здесь несколько увеличилась роль теплоумеренных сержкоцветных (Juglandaceae и Betulaceae), почти полностью сократилось количество таксонов более древних палиноморф 8-10

VII. Пачка зеленых глин с подчиненными прослоями светло-серых алевроитов.

В седьмой пачке установлен палинокомплекс, в котором доминирует пыльца покрытосеменных растений, главным образом Alnus и несколько меньше Nyssa. Кроме того, отмечена пыльца Comptonia, Myrica, Quercus gracilis Boitz., Q. graciliformis Boitz., Ulmus, Tricolpopollenites liblarensis. Пыльца теплоумеренных растений представлена Salix, Juglans, J. polyporata Vojc., Pterocarya, Fagus. Из водно-болотных встречены Sparganium, Potamogeton, Nelumbo. Среди малочисленных хвойных выявлены Pinus, Picea, Cedrus, Ephedra. Из спор отмечены Cyathea, Lygodium, Salvinia Более 4

Результаты палеомагнитного изучения эоцен-олигоценовой границы в других разрезах Зайсанской впадины на уровне контакта средне- и верхнеаксырской подсвит (который совпадает с границей турангинской и тузкабакской свит) показали сходство ее положения с разрезом горы Киин-Кериш. В разрезах Кара-Бирюк, Калмакпай, Аксыир, расположенных на северном и южном крыльях так называемой 1-ой Аксыирской антиклинали, к кровле среднеаксырской подсвиты приурочен красноцветный горизонт коры выветривания мощностью 0,2-1,4 м. Он находится внутри ортозоны г-Кабарга (ближе к ее основанию), в пределах магнитной зоны 13R1. В разрезе Кусто такой красноцветный горизонт отсутствует, но контакт средне- и верхнеаксырской подсвит и здесь располагается внутри вышележающей ортозоны, хотя и осложнен размывом.

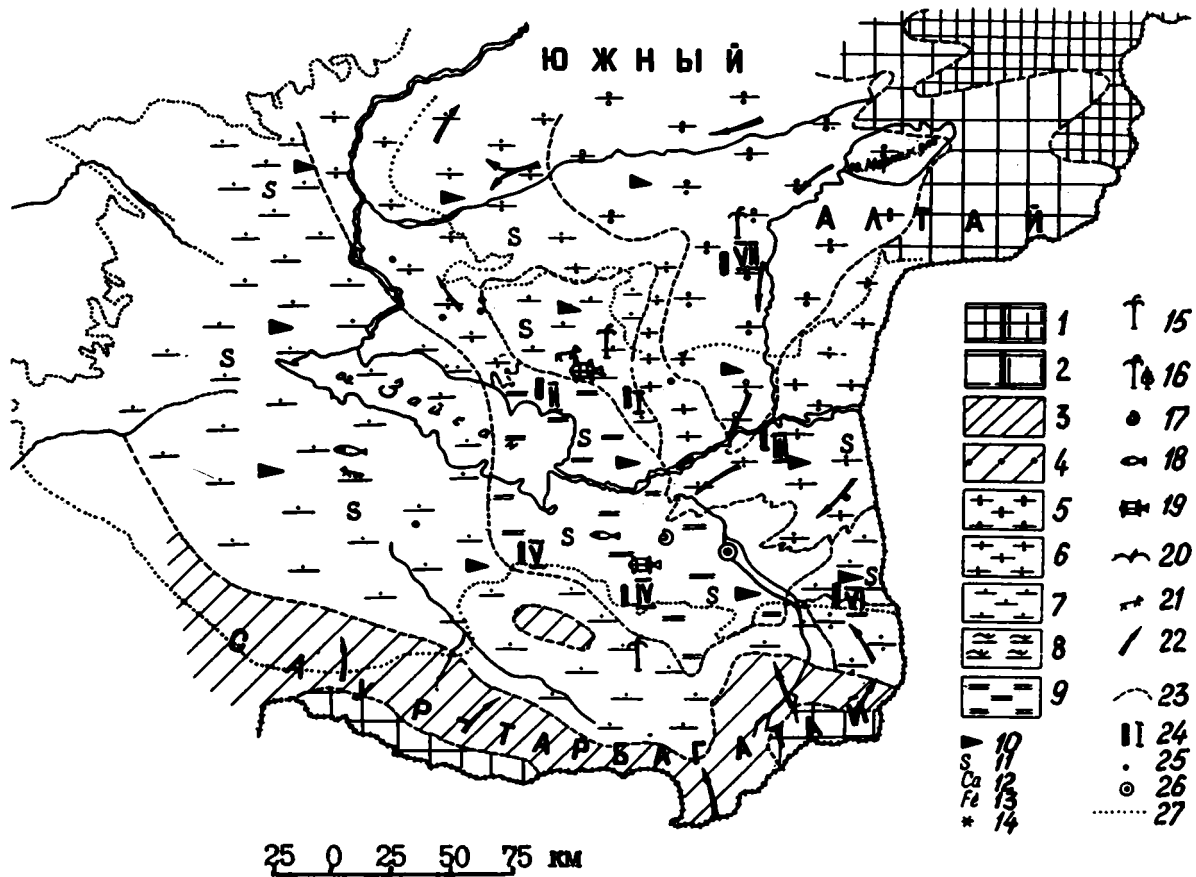


Рис. 64. Палеогеографическая карта Зайсанской впадины для позднего эоцена

Условные обозначения к рис. 64 и 65

1 – среднегорье; 2 – низкогорье; 3 – холмисто-увалистый рельеф; 4 – возвышенная равнина; 5–9 – области аккумуляции: 5 – с накоплением грубообломочного материала, 6 – кварцевых песков и песчаников, 7 – алевритов, 8 – глинисто-кремнистых пород, 9 – глин; 10 – красноцветы; 11 – гипс; 12–14 – конкреции: 12 – карбонатные, 13 – лимонитовые, 14 – железомарганцевые; 15, 16 – местонахождения ископаемых растений: 15 – с преимущественным участием вечнозеленых покрытосеменных, 16 – с участием вечнозеленых и листопадных покрытосеменных; 17 – моллюски; 18 – рыбы; 19 – герпетофауна (черепахи, крокодилы, саламандры); 20 – птицы; 21 – млекопитающие; 22 – направление сноса обломочного материала; 23 – граница распространения разнофациальных типов пород; 24 – опорные разрезы и их номера (I – Киин-Кериш; II – Чакельмес; III – Ашутас; IV – Кусто; V – Тайжуген; VI – Калмакпай; VII – Кальджир (Горное)); 25, 26 – скважины: 25 – картировочная, 26 – опорная; 27 – граница, разделяющая области сноса и аккумуляции

Палеогеографическая и климатическая обстановки

Основные геологические события на рубеже эоцена и олигоцена в Зайсанской впадине в течение турангинско-тузкабакского времени связаны с начавшейся в конце позднего эоцена в условиях относительного тектонического покоя нижеаксырской ингрессией. С этого времени и вплоть до середины олигоцена размеры озера здесь были, по видимому, максимальными (по сравнению с предшествующими палеогеновыми бассейнами), хотя неоднократно колебания береговой линии и имели место (рис. 64).

Первые наиболее значительные сезонные колебания субтропического климата в конце позднего эоцена зафиксированы образованием копролитовых слоев нижеаксырской подсвиты. Климат

второй половины раннеаксырского времени отличался чередованием увлажненных и засушливых периодов. В отдельные сезоны реки, впадавшие в озеро, были, очевидно, поставщиками относительно холодных вод. Наряду с прогрессирующей аридизацией климата, они были одной из главных причин осаждения фосфатного и карбонатного материала. Моллюски копролитовых слоев нижеаксырской подсвиты представлены исключительно мелкими гастроподами – битинидами, своеобразными индикаторами иссушения климата. В подстилающих отложениях чайбулакской, кызылкаинской свит и нижней части нижеаксырской подсвиты, как и в перекрывающих отложениях среднеаксырской подсвиты, среди малакофауны обычны крупные двустворки, характерные для других экологических условий с более влажным субтропическим климатом.

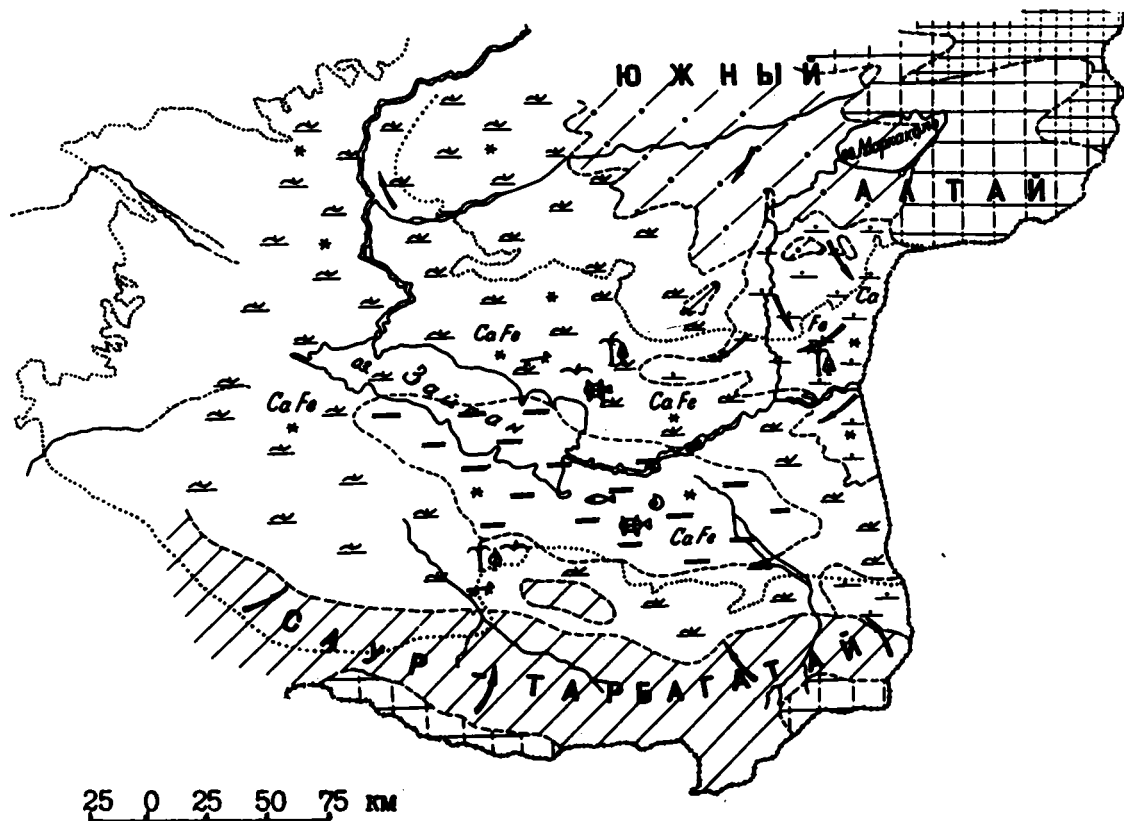


Рис. 65. Палеогеографическая карта Зайсанской впадины для раннего олигоцена. Условные обозначения см. на рис. 64

Сама граница эоцена и олигоцена в Зайсанской впадине в большинстве разрезов отмечена следами кратковременной регрессии и процессами корообразования. В результате образовался один из наиболее выдержанных по простиранию красноцветных горизонтов. Подобные региональные горизонты зафиксированы и ранее, в позднем эоцене: на контакте ниже- и среднеаксыирской подсвиты (разрез Аксыир) и внутри среднеаксыирской подсвиты (разрезы Киин-Кериш и Кара-Бирюк). Во всех случаях они наблюдаются в N-намагниченных отложениях ортозоны п-Калкан. Выше границы эоцена и олигоцена красноцветные горизонты наиболее многочисленны в верхнеаксыирской подсвите (разрез Аксыир и др.). Они являются свидетелями периодических, относительно кратковременных сокращений размеров оз.Зайсан на границе эоцен-олигоцена и в пограничном интервале.

В отличие от позднего эоцена в раннем олигоцене привнос песчаного и алевроитового материала в Зайсанское озеро был меньшим. В среднеаксыирское и кустовское время здесь накапливались уже

преимущественно однородные глинистые илы. В осадках постепенно уменьшалось количество каолинита, практически исчез галлуазит, зато повысилось содержание гидрослюд, заметно увеличилась примесь карбонатного материала. В конечном итоге верхнеэоценовая углисто-колчеданная турангинская ассоциация континентальных отложений постепенно сменилась нижнеолигоценовой железисто-карбонатной тузкабакской ассоциацией (рис. 65).

В конце позднего эоцена и в начале олигоцена в условиях относительно прогрессирующего похолодания климата произошла смена субтропической флоры и фауны Зайсанской впадины теплоумеренной. Исчезновение субтропических элементов происходило постепенно. Отдельные виды дожили до кустовского времени. В раннем олигоцене обновились и стали более разнообразными в родовом и видовом отношении харовые водоросли. Смена малакофауны на рубеже эоцена и олигоцена происходила в основном на видовом уровне, реже родовом, за счет постепенного вымирания теплолюбивых моллюсков и внедрения эврибионтных. Су-

ществленные изменения произошли в фаунистических комплексах пресмыкающихся. На смену позднеэоценовой нижнеаксыирской фауне крокодилов и черепах пришла раннеолигоценовая верхнеаксыирско-кустовская фауна

Сложившиеся в первой половине раннего олигоцена флористические и фаунистические комплексы просуществовали в Зайсанской впадине недолго. В середине олигоцена, после активного проявления тектонических движений, в начале буранского времени, а затем на границе раннего и позднего олигоцена, во впадине появились новые группировки флоры и фауны, свидетельствовавшие о новом похолодании климата

Полезные ископаемые

К верхнеэоценовым отложениям Восточного и Северного Призайсая приурочены линзы и пласты кварцевых песков. В базальных слоях кызылкаинской свиты встречаются линзы ильменитовых песков, а с самыми верхними горизонтами верхнеэоцена (аксыирская свита), образованными глинами на юге и востоке впадины, связаны многослойные скопления фосфатизированных копролитов с содержанием P_2O_5 до 30–35%. Хорошим строительным материалом являются пески и галечники из верхнеэоценовых отложений, обнажающиеся в окрестностях пос. Горного.

Регионы XVIII, XIX, XX

Общий обзор стратиграфии пограничных эоцен-олигоценых отложений Казахстана и геологических событий на этом рубеже

Казахстан охватывает значительную часть территории Азии, простираясь от равнин Прикаспия до предгорий Алтая и от южных окраин Западно-Сибирской низменности до Тянь-Шаня. В его пределах весьма широко распространены отложения палеогена, литологический состав которых связан с историей развития крупнейших постпалеозойских структур Казахстана.

Если проследить изменение состава и строение разрезов палеогена на территории Казахстана от западных его провинций к восточным, то можно увидеть, как происходит последовательное замещение морских толщ с литологией и фауной, сходными с отложениями северо-восточной окраины Тетиса (Северный Кавказ), сугубо континентальными (с разнообразной наземной биотой), свойственными впадинам гор Южной Сибири (Алтай). Между морскими и континентальными толщами, как крайними седиментационными типами, наблюдается весь ансамбль промежуточных разрезов, характеризующихся сочетанием морских, прибрежно-морских и континентальных фаций. Равным образом, проследивание от северных провинций Казахстана к южным дает представление об изменении отложений гумидной палеоклиматической зоны палеогена южных окраин Западной Сибири до их экстрааридных эквивалентов, свойственных впадинам Тянь-Шаня и Центральной Азии.

Стратиграфические подразделения десяти крупных регионов Казахстана в совокупности отражают в общем виде смену латеральных и вертикальных фациальных рядов палеогеновых отложений. Здесь рассматриваются лишь верхнеэоценовая и нижнеолигоценая части этих рядов. Подстилающие их отложения нижнего и низов среднего эоцена в западных провинциях Казахстана (Устюрт, Приаралье, Тургай, запад Бетпак-Далы) слагают морскую толщу однообразных зеленовато-серых глин с характерной для нее фауной. В восточных провинциях Казахстана, где в течение палеогена безраздельно господствовал континентальный режим осадконакопления, позднему эоцену предшествовал длительный этап формирования красно-пестроцветных отложений. Начавшись в позднем мелу, этот этап продолжался почти до конца среднего эоцена и характеризовался крайне

пассивным тектоническим режимом и мощным химическим выветриванием. В разных регионах Казахстана данные отложения известны под различными наименованиями – сарысуйской серии, зимунайской свиты и т.д.

Важен тот факт, что еще в начале палеогена в Казахстане четко наметилась переходная экотонная зона, разделявшая области преимущественно гумидного и преимущественно аридного климатов, проходящая примерно по 47–48° с.ш. К северу от этой зоны шло формирование гумидных каолиновых пестроцветов, заключающих отпечатки листьев, споры и пыльцу влаголюбивых растений. К югу от указанного рубежа широко осуществлялось накопление типичных аридных монтмориллонитовых пестроцветов с гипсом и карбонатами. Таким образом, в позднем эоцене на территории Казахстана существовали две палеоклиматические зоны: южная – более аридная и северная – гумидная. Обе эти зоны продолжали существовать и в раннем олигоцене.

Верхнеэоценовые отложения в крайних западных провинциях Казахстана (Устюрт) представлены толщей морских зеленовато-серых глин, образующих непрерывный разрез с подстилающими карбонатными глинами среднего эоцена, достигающей общей мощности 350–400 м. По смене комплексов бентосных фораминифер в разрезах выделяется ряд микрофаунистических зон, сопоставимых с зонами Северного Кавказа. Самая верхняя часть толщи зеленовато-серых глин обнажена в чинках Северного Устюрта, где обычно выделяется под наименованием чеганской свиты. По литологии она подразделяется на две подсвиты: нижнюю, более глинистую и верхнюю, более песчаную. Возраст нижнечеганской подсвиты как по моллюскам, так и по фораминиферам большинство исследователей определяют в стратотипе как верхнеэоценовый, однако в осевой части Северо-Устюртского прогиба чеганские глины в основном относятся к нижнему олигоцену (зона *Globigerina tapuriensis*).

В Северном Приаралье в толще морских отложений второй половины эоцена появляется контрастная пачка песков мощностью 60 м, выделяемая в саксаульскую свиту. Подстилающие ее отложения отнесены к верхнетасаранской подсвите, а перекрывающие – к нижнечеганской. По бен-

тосным фораминиферам саксаульская свита сопоставляется с кумским горизонтом и, возможно, с низами белоглинского горизонта. В заливе Перовского нижнечеганская подсвита по комплексам фораминифер и динофлагеллат, а также по пыльце и спорам принадлежит к верхнему эоцену.

В Южном Тургае разрез морской толщи отличается от такового Северного Приаралья только отсутствием песчаной саксаульской свиты, которая фациально замещается здесь серо-зелеными глинами, и некоторым увеличением мощности до 400 м. В этом разрезе также выделяются некоторые из зон бентосных фораминифер Северного Кавказа, а нижнечеганская его часть охарактеризована богатыми комплексами моллюсков того же состава, что и в опорных разрезах чеганской свиты Устьурта.

По мере продвижения к восточным окраинам палеогеновой области морского осадконакопления толща серо-зеленых глин сокращается в мощности. Так, в разрезах западной части Бетпак-Далы ее максимальная мощность достигает только 120 м, а на поднятиях она полностью выклинивается. Изучение моллюсков и фораминифер показало отсутствие в разрезе не только аналогов верхнечеганской подсвиты, но и большей верхней части аналогов нижнечеганской подсвиты (зоны *Vulimina sculptilis*). Таким образом, континентальные олигоценовые отложения здесь залегают непосредственно на морских отложениях среднего эоцена, либо на самых нижних горизонтах верхнего.

Для восточных провинций Казахстана в среднем-позднем эоцене характерен континентальный режим осадконакопления. В бассейнах седиментации Казахского щита – в Прибалхашье, Илийской и Алакульской впадинах, в Зайсанском прогибе и впадинах Горного Алтая, равно как и на приморских палеогеновых равнинах Казахстанского Прииртышья, отложения среднего-верхнего эоцена обычно ложатся с размывом на подстилающих образованиях. В северных провинциях Казахстана (севернее 47–48° с.ш.) в среднем эоцене прекратилось накопление красно-пестроцветных отложений, обогащенных каолинитом, и началось формирование преимущественно сероцветной песчано-алевритовой толщи, включающей в изобилии углефицированную растительную органику и аутигенные сульфиды железа.

В целом, континентальная толща эоцена северных провинций Казахстана носит типичные черты углисто-сидерит-колчеданной парагенетической ассоциации и в различных районах выделена в качестве местных стратиграфических подразделений.

Во многих пунктах Казахстана нижние горизонты этой толщи, относящиеся еще к среднему эоцену, содержат прекрасной сохранности отпечатки узколистной субтропической вечнозеленой флоры с *Quercus* и *Castanopsis*. Однако более полную палеонтологическую характеристику отложе-

ния имеют в Зайсанском прогибе, где они выделены под наименованием “турангинская свита”. Из отложений этой свиты известны находки верхнеэоценовых позвоночных *Kiinkirschella zaisanica* Gab. et Bir., *Uropsilinae* (gen.?), *Zaisanamynodon borisovi* Bel., *Antracotheriidae*, *Eoentolodon* sp., *Ardynomys glambus*, *Tryonux* sp. и др., отпечатки узколистной вечнозеленой субтропической флоры верхнего эоцена (с *Quercus*, *Dryophyllum*, *Lindera*, *Myrica*, *Populus* и др.) и богатые по составу палинокомплексы.

Палинокомплекс низов турангинской свиты с *Quercus sparsa* – *Castanopsis pseudocingulum* близок по составу среднеэоценовым палинокомплексам западных районов Казахстана и Западной Сибири. Палинокомплекс *Quercus gracilis* – *Nyssa crassa*, характерный для средней части разреза свиты, хорошо сопоставляется с комплексами нижних горизонтов верхнего эоцена тех же районов. Слои, переходные от турангинской свиты к тузканской, заключают палинокомплекс *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, который коррелируется с комплексами верхних горизонтов чеганской свиты западных провинций Казахстана и датируется поздним эоценом. Мощность турангинской свиты достигает 100 м.

В южных провинциях Казахстана нерасчлененные континентальные отложения среднего и верхнего эоцена представлены глинисто-песчано-алевритовой красноцветной толщей, изобилующей разнообразными по форме обособлениями карбонатов кальция и магния. В крупных прогибах-впадинах Джунгарского Алатау и Северного Тянь-Шаня они достигают мощности в несколько сот метров. В Северо-Восточном Прибалхашье буровые работы установили непосредственное их сочленение с углистыми сероцветами северных провинций Казахстана.

Нижнеолигоценовые отложения в осевых частях прогибов связаны постепенным переходом с подстилающими их осадками верхнего эоцена. В центральной части Северо-Устьуртского прогиба к нижнему олигоцену относится толща зеленовато-серых глин чеганской свиты мощностью до 160 м, включающая маломощные слои песчано-алевритовых пород. По планктонным фораминиферам и динофлагеллатам она относится к нижнему олигоцену (зоны *Globigerina tapuriensis* и *Phthanoperidinium amoenum*), а присутствие *Cibicides macrurus* N. Вукова, *C. oligocenicus* Samoil., *Uvigerinella californica* Cushm. позволяет коррелировать ее с низами хадума Северного Кавказа.

Более высокая часть нижнего олигоцена здесь представлена ащайрыкской свитой, сложенной серыми и темно-серыми глинами, обогащенными органическим веществом, мощностью до 30–40 м. Состав моллюсков в ней резко отличен от такового чеганской ассоциации и характеризуется преобладанием таких холоднолюбивых форм, как *Astarte*

ustjurtensis и *Cyprina alexeievi*, свойственных кызылджарскому горизонту Крыма. Сопоставимость указанных подразделений подтверждается, согласно исследованиям Л.А. Пановой, сходством их палинокомплексов, а по данным Н.И. Запорожец, – и сходством состава фитопланктона.

В Северном Приаралье началу олигоцена соответствует перерыв в осадконакоплении. Более высокая часть нижнего олигоцена, отвечающая по возрасту ащайрыкской свите Устюрта, здесь фациально замещается континентальными косослоистыми песками с углефицированной растительной органикой, выделяемыми в кутанбулакскую свиту мощностью 15-20 м.

Далее на восток и северо-восток морские отложения нижнего олигоцена не распространяются. Так, в Южном Тургае и Бетпак-Дале континентальные нижнеолигоценовые отложения с отчетливым размывом ложатся на размытую поверхность чеганской свиты, либо на более древние морские отложения палеогена. В Тургае они выделены в уркимбайскую, челкарнуринскую свиты и ее красноцветный возрастной аналог – сарыинскую свиту, а в Бетпак-Дале описываются как бетпакдалинская свита. В северных провинциях востока Казахстана в континентальных бассейнах седиментации палеогена отложения нижнего олигоцена представлены толщей зеленовато-коричневых алевроитов и глин, изобилующих разнообразными по форме обособлениями железистых, железокальциевых и кальциевых карбонатов и гидроокислов железа. По литологическому облику это типичная железисто-карбонатная парагенетическая ассоциация континентальных отложений. В наиболее полных разрезах она имеет мощность до 100–120 м и связана постепенными переходами с подстилающими углито-колчеданными сероцветами позднего эоцена.

Наиболее удовлетворительную палеонтологическую характеристику описываемая толща имеет в Зайсанской впадине, где она выделена под названием “тузкабакская свита”. По схеме Б.А. Борисова эта свита включает верхнюю часть аксыирской, кустовскую и буранскую свиты. Отсюда известны находки костных остатков раннеолигоценовых позвоночных: крупных млекопитающих – *Pristinotherium brevicervicale* Bir., *Cadurcodon zaisanensis* Bel., *C. tuskabakensis* (Bir.) Wall., *Entelodontidae*, *Botriodon* sp., *Anthrocotheriidae* и др.; насекомоядных – *Desmaninae* (gen.?), *Tupaiodon* sp. (?), *Amphechinus* sp. и др; черепах – *Chelydropsis minax* Sakhik., *Chzysemys index* Sakhik.; крокодилов; птиц – *Cygnavus* sp., *Eogrus* sp.; рыб – *Amia barroisi* Lerich, *A. robusta* Priem.

Для палеофлористических комплексов тузкабакского времени типично совместное нахождение представителей предшествующей субтропической жестколистной флоры верхнего эоцена и разнообразных хвойных и широколиственных листопадных растений, типичных для классической тургай-

ской (ашутаской) флоры позднего олигоцена. Только, в отличие от обычных видов позднего олигоцена, тузкабакские растения обладают мелкими размерами листовой пластинки. Палинокомплекс тузкабакской свиты хорошо сопоставляется с палинокомплексом *Carya spackmania* – *Tilia grandireticulata* ащайрыкской свиты западных провинций Казахстана. Отложения тузкабакской свиты Зайсанского прогиба содержат и остатки харовых водорослей. С нижней ее подсвитой здесь связана биозона *Nodosochara clivulata*, а с верхней – биозона *Hornichara kasakstanica*.

В южных провинциях Казахстана, расположенных в пределах аридной палеоклиматической зоны палеогена, нижний олигоцен представлен толщей чередующихся красных и зеленых карбонатных глин, мергелей, гипсов и глиногипсов. Во впадинах Прибалхашья и Джунгарского Алатау ее мощность 150 м, а в прогибах Северного Тянь-Шаня достигает 700–800 м. К этому палеоклиматическому типу разрезов относятся и упоминаемые выше сарыинская и бетпакдалинская свиты западных провинций Казахстана. В отложениях названных свит известны крупные захоронения наземных позвоночных (с *Pristinotherium brevicervicale*, *Indricotherium transouralicum* Pavl. и др.), хорошо сопоставимых с комплексом позвоночных тузкабакской свиты, и отпечатки флоры так называемого шинтузсайского комплекса.

Этот флористический комплекс, который В.С. Корнилова рассматривала как единый смешанный, в действительности неоднороден в разных фациальных типах тафоценозов. В аллохтонных тафоценозах, отражающих плакорные обитания, преобладают жестколистные ксероморфные *Quercus*, *Laugaceae*, *Anacardiaceae*, в рипарийных фациях – мезофильные крупнолистные *Alnus*, *Populus* и *Ulmus*. Исследования последнего времени подтвердили корреляцию по харовым водорослям отложений сарыинской свиты с биозоной *Hornichara kasakstanica* верхнетузкабакской подсвиты Зайсанского прогиба.

В западных провинциях Казахстана, где в палеогене господствовал морской режим осадконакопления, граница эоцена и олигоцена либо лежит в пределах чеганской свиты (в осевой части Северо-Устюртского прогиба), либо совпадает с ее верхней границей. В континентальных фациях она проводится в переходных слоях от турангинской свиты к тузкабакской Зайсанской впадины и коррелируемых с ними стратиграфических подразделений прилегающих территорий Средней Азии.

Однако данный рубеж, как это видно по характеру строения опорных региональных разрезов эоцена–олигоцена, не был ознаменован в Казахстане какими-либо резкими изменениями геологической ситуации или биоты. Активизация тектонических движений на обширных участках северо-запада Азии началась несколько ранее – в среднем

эоцене. Это выразилось в Казахстане в резком изменении типов литологических процессов в областях с континентальным режимом осадконакопления, когда повсеместно в гумидной палеоклиматической зоне прекратилось накопление каолиновых пестроцветов и на смену им в условиях жаркого субтропического климата стала формироваться преимущественно сероцветная углисто-колчеданная толща второй половины эоцена. Южнее, в зоне аридного климата, шло накопление карбонатных красноцветов. Зона, разделявшая гумидную и аридную области, как и в раннем палеогене, проходила примерно в субширотном направлении в пределах 47–48° с.ш.

В областях с морским режимом осадконакопления западных провинций Казахстана некоторое оживление тектонических движений отвечает времени накопления саксаульских песков. В целом же здесь морские отложения среднего, верхнего эоцена и нижнего олигоцена представляют единую серию осадков, связанных между собой непрерывными переходами. Всю западную часть Казахстана, до Западной Бетпак-Далы включительно, занимало мелкое тепловодное эпиконтинентальное море, являвшееся, по существу, обширным шельфом Средиземноморского бассейна.

Интересно отметить, что в области эпиконтинентального моря граница палеоклиматических зон довольно резко сдвигается к югу, в районы Южного Приаралья, и под углом 15° к современному широтам прослеживается в северные районы Устюрта. Эта граница фиксируется здесь латеральной сменой с юга на север карбонатных глин кремнистыми. Такое резкое изменение положения границы климатораздела на континенте и в море, устанавливаемое по крупномасштабным изменениям литологии эоценовых отложений, скорее всего связано с разной температурой вод в северных и южных частях бассейна, что естественно влияло на характер процессов литогенеза. В пределах провинций с континентальным режимом осадконакопления главенствующее влияние на литогенетические процессы оказывал баланс "увлажнение–испарение". В областях с морским режимом осадконакопления, по видимому, большее значение имели изменения температурных показателей палеоклимата, и поэтому здесь граница климатораздела проходила несколько южнее.

На границе эоцена–олигоцена каких-либо крупных тектонических перестроек не фиксируется. Отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена почти повсеместно (в областях с морским и континентальными режимами осадконакопления) связаны между собой постепенными переходами. Смена

более грубых по составу и динамичных по фациальному профилю континентальных отложений верхнего эоцена более тонкими и выдержанными глинисто-алевритовыми отложениями нижнего олигоцена свидетельствует о постепенном снижении интенсивности тектонических подвижек и начале выравнивания областей денудации. Это имело свои литогенетические следствия – в северных провинциях Казахстана закончилось накопление углисто-колчеданных сероцветов и началось формирование своеобразной железисто-карбонатной ассоциации континентальных отложений, а в южных провинциях – сульфат-карбонатной.

Начавшееся в позднем эоцене прогрессирующее общее похолодание палеоклимата заметно усилилось в раннем олигоцене. Как показывают данные изучения палеофлоры тузкабакской свиты Зайсанского прогиба и сарыинской свиты Тургай, именно с раннего олигоцена происходит становление в Казахстане тургайской широколиственной теплоумеренной флоры, получившей свое полное выражение здесь только в позднем олигоцене. В направлении вверх по разрезу тузкабакской свиты в комплексах палеофлоры неуклонно уменьшаются количественно и меняются морфологически представители субтропической вечнозеленой флоры и, соответственно, растет участие таксонов последующей теплоумеренной флоры. Прогрессирующее похолодание климата к рубежу эоцена и олигоцена и в самом начале олигоцена (ашеайрыкское время) обусловило смену тепловодного, в целом, морского бассейна на западе Казахстана холодноводным (бореальным). Одновременно произошла некоторая регрессия моря – в Северном Приаралье, Тургае и Бетпак-Дале морская седиментация сменилась континентальной.

Таким образом, развитие геологических событий на границе эоцена–олигоцена в Казахстане носило в основе своей эволюционный характер. Тем не менее, такой тип развития в ряде случаев приводил к крупномасштабным изменениям геологической ситуации, а именно – к смене крупных парагенетических ассоциаций континентальных отложений, латеральной миграции литологических серий морских отложений, последовательному изменению комплексов фауны и флоры. Все эти последовательные эволюционные изменения были прерваны резкой активизацией тектонических движений в позднем олигоцене во всех палеогеографических провинциях Казахстана. С началом этой активизации связано формирование новых крупнейших литостратиграфических комплексов Казахстана, обязанных своим появлением событиям позднэоценовой–раннеэоценовой геологической истории.

Регион XXI Предуралье

В пределах Предуралья осадки морского происхождения развиты только в нижнем эоцене и низах среднего эоцена. Отложения основной части среднего эоцена, верхнего эоцена и олигоцена представлены континентальными образованиями. Недостаточно детальная стратификация последних затрудняет интерпретацию геологических событий позднеэоценового и раннеолигоценового времени.

В раннем эоцене и низах среднего эоцена в южную часть Предуральской депрессии со стороны Прикаспийской впадины проникал морской залив. Наиболее глубоководные отложения этого времени – зеленовато-серые и серые плотные карбонатные глины – известны в пределах Урало-Илекского междуречья. В глинах встречаются прослой песков и песчаников, количество и мощность которых увеличиваются в северном и восточном направлениях. Вблизи гор на востоке глины замещаются песками и галечниками прибрежного генезиса (наблюдения В.А. Горяинова и Н.А. Васильевой). В более северных районах Предуральской депрессии преобладают глауконитовые пески и наблюдается увеличение крупности обломочного материала вплоть до появления галечников в предгорьях Урала [Вахрушев, 1936, 1940].

Эти морские осадки на большей северной части депрессии сохранились небольшими участками во впадинах тектонического, эрозионно-карстового и карстового типов, обычно под покровом более молодых образований и вскрываются отдельными скважинами (у с. Поташевка и д. Бишкаин). Известны небольшие выходы их у с. Ромадановка, у деревень – Кинзбулатова, Байгузина, Кинзикеева, Кияук, Орловка, Итикеева и др. [Вахрушев, 1940; Тяжева, 1937]. Отложения имеют общее литологическое сходство с тасаранской свитой Приаралья. О их возрасте (ранний эоцен, низы среднего эоцена) свидетельствует прослеженный А.П. Тяжевой [1937] у д. Кинзбулатова постепенный переход от морских зеленых глауконитовых песков к желтым и белым кварцевым пескам континентального происхождения с линзами кварцито-песчаников, содержащих жестколистную среднеэоценовую флору.

Южнее широтного течения р. Сакмара эти отложения, сходные с тасаранской свитой, содержат фораминиферы, обитавшие в южной части Предуральского залива (*Globigerina* sp., *Marginulina* sp.,

Lenticulina sp., *Neobulimina* sp., *Valvulineria* sp.). Осадки с микрофауной найдены при бурении в Зыковской и Блюментальской мульдах (исследования Н.А. Васильевой и В.А. Горяинова).

Рельеф суши этого времени восстанавливается в значительной степени условно. Область низкой равнины простирается вдоль западного платформенного побережья залива. Зилаирское плато, западный склон Южного Урала, а также вершины Башкирского, Татарского и Оренбургского сводов Восточно-Европейской платформы представляли собою участки высокой равнины, в различной степени расчлененные. Уральские горы являлись основной областью сноса обломочного материала, хотя и имели облик низкогорья.

Со среднего эоцена (вторая половина) начинается период длительного континентального развития Предуралья. После ухода моря на месте Предуральской депрессии остается низкая равнина с системой остаточных, в основном пресных, озер. Береговая линия моря, в котором шло накопление осадков саксаульской свиты (средний эоцен), отступила на юг в Прикаспийскую впадину и проходила в пределах современного Урало-Илекского междуречья. В месте сочленения ее с Предуральской депрессией лежала область прибрежных образований и мелкая часть шельфа. Севернее простиралась неширокая полоса прибрежной равнины, временами заливаемая морем. Низкую равнину Предуралья с севера и запада обрамляла высокая всхолмленная, местами платообразная Восточно-Европейская равнина и только на северо-востоке возвышались низкие горы, переходившие к югу в нагорное плато или высокую равнину нагорного типа.

Следы системы остаточных опресненных озер среднего–позднего эоцена, периодически подпитывавшихся временными потоками с гор и высоких равнин, развиты в Предуральской депрессии очень широко, хотя конфигурацию их установить не удается. Сохранились белые и светло-серые кварцевые мелкозернистые пески с крупными конкрециями кавернозных, местами сильно ожелезненных кварцито-песчаников, а также крупных до 12 м в диаметре караваеобразных неправильной формы конкреций. Галечники образуют линзы и прослой в песках, состоят из полуокатанных галек белого, серого и желтого кварца, бесцветных, серых и чер-

ных кремней и желтовато-серых сливных песчаников. Конгломераты обычно имеют кремнистый или железисто-кремнистый цемент. Крупнозернистые и гравийные разности среди песков редки. Местами в песках наблюдается тонкая, то параллельная, то косая слоистость, заметная в сцементированных песчаниках.

Очень часто в песчаниках встречаются пустоты корнеобразной формы и окремнелая древесина, реже – хорошие отпечатки растений. Мощность песков достигает 15-25 м. Они залегают на породах различного возраста. В бассейне р. Тайрюк А.П. Тяжева [1937] описала в основании толщи песков, лежащих на морском палеогене, границу размыва, а у д. Кинзебулатова – постепенный переход от зеленых глауконитовых песков к желтым и серым пескам среднего–верхнего эоцена, о чем уже упоминалось выше.

Эти континентальные образования в прошлом имели очень широкое распространение. Они известны у поселков Урай, Сандин, Варнавский, Дедовский, Казлаир-Баш, Прокопьевский, Максимовский, Скворцы, а также у деревень Плаумбетова, Заглядинка, Белоглинка, в ряде пунктов Ашкардар-Сухайлинского междуречья, в Сурайском грабене и во многих других местах [Вахрушев, 1940; Яхимович, 1958].

Описанная толща песков литологически похожа на саратовский ярус Поволжья. Аналогичные пески с дырчатыми кварцитами и вечнозеленой флорой развиты в Орском грабене и на восточном склоне Южного Урала [Яншин, 1948; Яншин, Яхимович, 1964]. Вероятнее всего, это континентальные аналоги саксаульской среднеэоценовой свиты [Яншин, 1948, 1953].

В прибрежно-морской фации саксаульская свита вскрыта на юге в Карагачинской, Зыковской и других мульдах (Н.А. Васильева), где в основании ее лежат галечники, в песках присутствуют мало мощные прослои светло-серых глин. Характерны конкреции дырчатых кварцито-песчаников, содержащих растительные остатки и отпечатки плодов *Nordenskioldia borealis* Heer (определение В.И. Баранова).

В среднем–позднем эоцене в Башкирском Предуралье и на Южном Урале произрастала вечнозеленая флора полтавского типа. В горах Южного Урала – в верховьях ручьев Сарабай и Бака бассейна р. Сакмара и на левобережье р. Ори у пос. Роман-Куль – установлены *Andromeda protogaea* Ung., *Sabal* sp. cf. *haeringiana* Ung., *Quercus* (*Dryophyllum*) *furcinervis* (Rossm.) Heer., *Q. elaeanae* Ung., *Q. cf. bifurcatus* Wat., *Q. neriifolia* A. Br., *Q. apocynophyllum* Ett., *Ficus multinervis* Heer, *Ficus* sp., *Dryanda schrankii* Brongn., *Cinnamomum* sp., *Laurus* sp., *Terminalia* sp., *Apocynophyllum helveticum* Heer, *Dalbergia* cf. *bella* Heer, *Myrtophyllum warderi* Sap., *Celastrphyllum benedenii* Sap. et Mart., *Celastraceae* gen., *Pimenta* sp., *Aralia trans-*

versinervia Sap. et Mart., *Myrsine doriphora* Ung., *Myrica angustata* Schimp., *M. uralica* Krysh., *Podocarpus eocenica* Ung., *Sequoia couttsiae* Heer, *S. stenbergii* (Goep.) Heer, *Glyptostrobus parisiensis* Brong. и древние папоротники *Phyllites* sp. – сборы А.Л. Яншина и А.А. Петренко, изученные А.Н. Криштофовичем [1935, 1938] и М.Д. Узнадзе-Дгебуадзе [1948].

В Башкирском Предуралье флора среднего-позднего эоцена определена по спорам и пыльце. Из отпечатков листьев здесь известны только *Andromeda* и *Dewalquea* sp. (находка А.П. Тяжевой у д. Байгузина).

Из кварцито-песчаников Ворошиловского месторождения бурого угля (Суракайский грабен) извлечен довольно богатый спорово-пыльцевой спектр, состоящий на 84 % из пыльцы покрытосеменных древесных и кустарниковых растений. Преобладает пыльца *Castanea* и *Quercus* (44 %); встречается пыльца *Rhus* (18,5 %), *Myrtaceae* (13,5%), *Aralia* (3 %), *Nyssa* (1,5 %), *Salix* (1 %), *Corylus* (1 %); пыльцы голосеменных 6 %: *Pinaceae* (3 %), *Taxodiaceae* (2,5 %) и *Araucariaceae* (0,5 %). Эта флора как будто свидетельствует о более умеренном климате (по сравнению с флорами Сарбая, Бака и Роман-Куля), но вряд ли она будет существенно более молодой. В ней нет чуждых эоценовой флоре родов. Возможно, это влияние более умеренных широт или местных условий. Не исключено, что различие объясняется условиями захоронения остатков флоры – листьев в одном случае и пыльцы – в другом.

Средне–позднеэоценовое время было эпохой эпейрогенических поднятий, что выразилось в уходе морских вод из Башкирского Предуралья, сокращении площади низких равнин и расширении высоких равнинных и нагорных плато. Дальнейшим развитием этого процесса явилось иссушение озер и образование к концу позднего эоцена в предгорной части, на месте низкой Предуральской равнины, в Орском грабене и вдоль восточного склона Южного Урала в Халиловском районе бессточных впадин с пустынным режимом. Об этом свидетельствует наличие в кровле толщи песков с косою слоистостью золотого типа (перевевание), корочек пустынного загара, специфический состав легкой и тяжелой фракций песков, их сортировка и следы ксерофитной растительности [Вахрушев, 1940; Яншин, 1948; Яхимович, 1958, 1970].

На границе эоцена и олигоцена имела место крупная фаза тектонических движений. Происходит заметная активизация движений шарьяжных пластин, являющихся основными структурными элементами Южного Урала и Предуралья. В результате поверхность аккумулятивной позднеэоценовой равнины Предуралья оказалась сильно деформированной. Континентальные верхнеэоценовые пески и кварцито-песчаники залегают здесь на различных абсолютных отметках. Их можно обна-

ружить высоко (до абсолютной отметки 320–360 м) на склонах междуречий, т.е. на поверхности шарьяжных пластин, а также глубоко в грабенах Южно-Уральского буроугольного бассейна, образовавшихся в прифронтальных частях этих шарьяжей.

Олигоценные отложения Предуралья ввиду фрагментарности их развития еще недостаточно изучены. Они залегают в глубоких частях депрессии и вскрыты только единичными скважинами. Еще реже они образуют выходы на поверхность у бортов этих впадин. Литологически различные горизонты их не увязаны в единую схему и мощности их не определены (предположительно они достигают 45 м).

Олигоцен сложен белыми кварцевыми песками с конкрециями железистого песчаника и пачками коричневых сланцевых глин (д.Ромадановка на р.Картышла) или белыми песками с кварцито-песчаниками (у пос. Масловский). На Куюргазинском, Белоглинском и других месторождениях бурого угля одновозрастные отложения представлены зеленовато-серыми и пестроцветными глинами. Общими для них являются условия залегания, озерный генезис и состав встреченной флоры.

Все это свидетельствует о резких палеогеографических изменениях на границе эоцена и олигоцена. В результате активизации тектонических движений, деформировавшей рельеф в предгорьях Южного Урала, оставалась только небольшая, открывавшаяся на юг в Прикаспийскую впадину полоса низкой равнины, более узкая, чем озерная равнина эоцена. Конфигурация ее примерно совпадала с контурами Предуральского краевого прогиба. Здесь вдоль оживших тектонических швов, особенно в прифронтальных частях шарьяжных пластин, возникла система пресноводных, довольно глубоких озер. С этим временем связывается один из этапов проявления диапиризма, оживают разломы в надсолевом пермском покрове, начинается медленный прогиб дниц эрозионно-тектонических впадин и грабенов будущего Южно-Уральского буроугольного бассейна, ныне представлявших собой озерные ванны.

В области Южно-Уральских гор тоже происходит активизация шарьяжно-надвиговой тектоники.

Высота гор несколько возрастает, но она вряд ли превышает пределы, обычные для средних гор.

В олигоценное время климат существенно изменился в сторону увлажнения и похолодания. Из предгорий Башкирского Предуралья пока известен небольшой список растений. Так, по отпечаткам листьев у д. Ромадановка и пос. Масловский определены: *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Sequoia sternbergii* (Göpp.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Pinus* cf. *hampeana*, *Platanus aceroides* Göpp., *Quercus* sp., *Castanea kubinii* Kov., *Acer trilobatum* A. Br., *Myrica hakaefolia* Ung. (находки Г.В.Вахрушева, В.А.Чердынцева, А.И.Мушенко и О.С.Адриановой, изученные А.Н. Криштофовичем). Этот список дополняют результаты спорово-пыльцевых анализов по разрезам Загребайловского и Бабаевского месторождений угля: *Osmunda*, *Sphagnum*, *Cycadales*, *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Sequoia*, *Taxodium*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Corylus*, *Salix*, *Quercus*, *Fagus*, *Myrtaceae*, *Nyssa*, *Rhus* (исследования Л.С. Тузовой) [Блудоров и др., 1956].

Таким образом, в этой флоре наряду с вечнозелеными (*Myrtaceae*, *Cycadales*, возможно, вечнозеленые дубы) и древними голосеменными (*Ginkgo*, *Podocarpus*), встречается довольно большое количество хвойных, типичных для палеогеновых и миоценовых отложений – *Sequoia sternbergii* (Göpp.) Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, а главное являются представители листопадной широколиственной флоры тургайского типа – *Populus latior* A. Br., *Carpinus grandis* Unger, *Fagus* sp., *Castanea kubinii* Kov., *Acer trilobatum* A. Br. и другие, обычно сопутствующие комплексу растения (*Myrica hakaefolia* Unger, *Nyssa*, *Corylus*, *Rhus*). Такое смешение лиственной вечнозеленой и листопадной древесной растительности типично для начала олигоценной эпохи.

Следовательно, рубеж эоцена и олигоцена отмечен четкой тектонической фазой с перестройкой рельефа и сменой вечнозеленой полтавской флоры арктотретичной листопадной тургайской, которая в более молодых отложениях предуральской угленосной серии миоцена прослежена во всех этапах ее развития и трансформации.

5. В Притомской зоне отложения палеоцена отсутствуют. Разрез начинается маломощной пачкой морских глин и подстилающих их кварцевоглауконитовых песчаников люлинворской свиты. Прибрежно-морские отложения среднего-позднего эоцена выделены в кусковскую свиту. Выше залегают юрковская (верхний эоцен), атлымская, новомихайловская и лагернотомская свиты (олигоцен).

6. Кулундинско-Барабинская зона характеризуется сокращением разрезов морского палеогена, представленного люлинворской, нюрольской и тавдинской свитами. Континентальным аналогом морского палеогена является островновская свита. Олигоцен включает черталинскую, атлымскую, новомихайловскую, журавскую свиты.

7. Приказахстанская зона весьма близка по типу разреза к Центральной, но морской палеоген имеет здесь незначительную мощность и подразделяется на талицкую, люлинворскую, нюрольскую и тавдинскую свиты. Континентальные аналоги морского палеогена представлены кенетайской и акчийской свитами. Олигоцен сложен породами черталинской, атлымской, новомихайловской и журавской свит.

8. В Предалтайской зоне к палеогену относятся континентальные отложения, либо он выпадает из разрезов кайнозоя. В палеоцене и эоцене установлена островновская свита, в составе олигоцена выделяются атлымская, новомихайловская, батуровская и крутихинская свиты.

9. В Приенисейской зоне палеоген распространен в основном в ее западных районах. Местами еще прослеживается нюрольская свита – пачка тонкослоистых морских глин эоцена. Преобладают континентальные отложения – чурбинская, юрковская, атлымская, новомихайловская и лагернотомская свиты. Ближе к р. Енисей выделяется верхнеолигоценовая бельская свита.

Краткая история изучения

Планомерное и систематическое изучение отложений палеогена началось только в 50-х годах в связи с расширением в Западной Сибири нефтепоисковых работ. До этого палеоген изучали по разрозненным обнажениям в Приуральской части Западной Сибири. А.Д. Архангельский, А.П. Карпинский и И.К. Высоцкий установили здесь наличие морских отложений, которые они отнесли по остаткам моллюсков и зубов акул к палеогену. Детальную стратиграфию палеогена Западно-Сибирской плиты разработали Н.Н. Субботина, Г.Х. Липман, А.В. Хабаков, Н.Н. Ростовцев, Ф.Г. Гурари, Т.А. Осыко и другие исследователи после проходки сети опорных скважин и профилей колонкового бурения в 50-х годах.

В последующем в эту работу включились коллективы геологов, производивших геологическую

съемку под руководством И.Г. Зальцмана, В.А. Мартынова, С.Б. Шацкого, П.П. Генералова. В изучении органических остатков палеогена большая роль принадлежит Л.В. Александровой, Н.Б. Дрожжих, З.И. Глезер, А.Н. Горбовец, Л.Л. Ильенок, Э.Н. Кисельман, Т.А. Казьминой, И.А. Кульковой, Г.Э. Козловой, В.П. Никитину, Н.В. Рубиной, Л.А. Пановой, В.М. Подобиной, Н.И. Стрельниковой, Е.В. Фрейман, М.В. Ушаковой и другим ученым, стараниями которых создана унифицированная стратиграфическая схема палеогена Западно-Сибирской плиты, утвержденная МСК СССР в январе 1978 г. Основные результаты этих исследований отражены в монографии “Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия)” [1978].

В настоящее время изучение палеогена продолжается при геолого-съемочных работах производственных объединений Главтоменьгеология (Ю.П. Черепанов, А.И. Некрасов, С.И. Демус и др.) и Томскнефтегазгеология (А.В.Кривенцов, А.Ф.Шамахов, А.Н. Головеров и др.). В палеонтологическом расчленении палеогена активное участие принимают З.И. Глезер, Н.И. Стрельникова, Н.В. Рубина (диатомовые и силикофлагеллаты), В.М. Подобина (фораминиферы), В.П. Никитин (мегаспоры и семена), Л.В. Александрова, В.М. Кабанова, Н.Б. Дрожжих, И.А. Кулькова, Л.Л. Ильенок, Л.А. Панова (миоспоры и пыльца).

Литолого-стратиграфическая характеристика

На рис. 67 приводятся наиболее полные разрезы эоцена и олигоцена Зауральской и Центральной структурно-фациальных зон Западно-Сибирской плиты, на табл. 15 – унифицированная региональная и корреляционная схема палеогена с учетом материалов Палеогеновой комиссии МСК СССР и новых данных, полученных при работе по проекту № 174 МПГК.

Приведем подробную характеристику отложений позднего эоцена и раннего олигоцена, начиная с тавдинского горизонта.

В тавдинскую свиту выделена верхняя часть морского палеогена – надрадиоляриевая толща [Липман, 1965], сложенная зеленовато-серыми и зелеными алевритистыми и песчаными глинами. В парастратотипическом Уватском разрезе тавдинская свита выделена в интервале 228–406 м. Она расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена глинами зеленовато-серыми, со слегка желтоватым оттенком, алевритистыми, неясно слоистыми, с линзовидными прослоями алеврита (интервал 331–406 м). Верхнюю подсвиту составляют глины светло-желтоватые и зеленовато-серые, неясно слоистые, с пятнисто-линзовидными скоплениями алевритового материала. Изредка встречается чешуя рыб и растительные остатки (интервал 228–331 м).

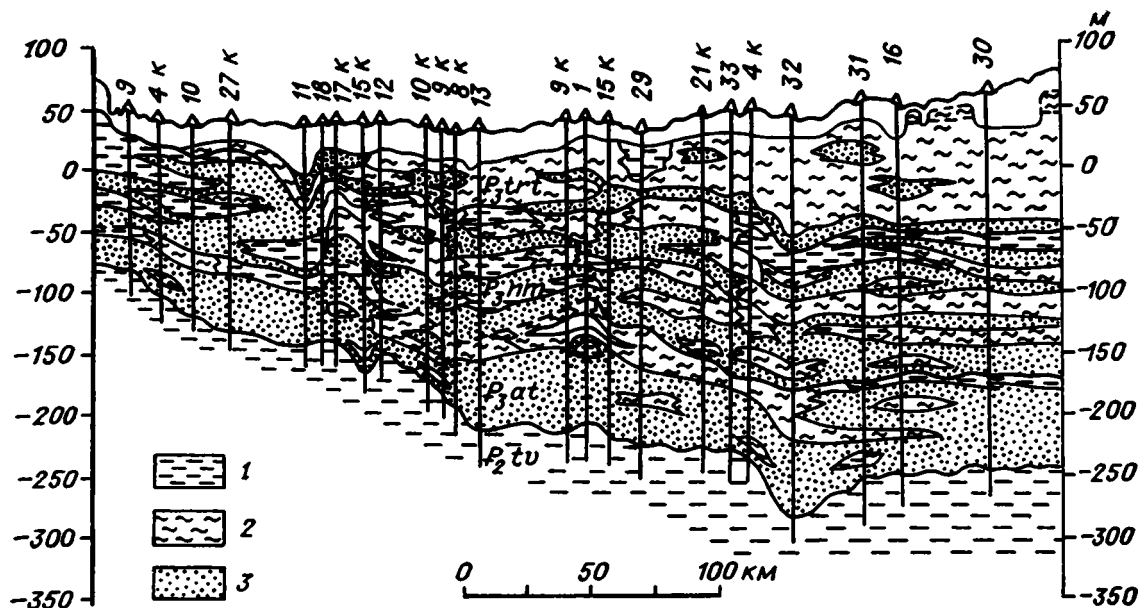


Рис. 67. Буровой профиль по линии р.Конда – верховья р. Демьянка (Нижнее Прииртышье), демонстрирующий характер границы морской эоценовой тавдинской свиты с перекрывающими континентальными отложениями олигоцена (по А.И.Власову, Ю.П.Черепанову, 1984)

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – пески. Свиты $P_2 tv$ – тавдинская, $P_3 at$ – атлымская, $P_3 nm$ – новомихайловская, $P_3 trt$ – туртасская. Незакрашены неоген-четвертичные отложения. Цифры, в том числе с литерой "к", – номера буровых скважин

Таблица 15. Положение границы эоцена и олигоцена на Западно-Сибирской плите по данным разных авторов*

| Система | Отдел | Подотдел | С.Б.Шацкий | | А.И.Коробков | | И.А.Кулькова | В.М.Подобина |
|----------|----------|--------------------|--------------------|------------------------|------------------------|--------------------|------------------|-----------------------------|
| | | | Олигоцен | Эоцен | Олигоцен | Эоцен | | |
| Палеоген | Олигоцен | Нижний | Черталинская свита | Новомихайловская свита | Новомихайловская свита | Атлымская свита | Атлымская свита | Тавдинская свита (горизонт) |
| | | | Курганские слои | Атлымская свита | Атлымская свита | Курганские слои | | |
| | Эоцен | Верхний | Тавдинская свита | Юрковская свита | Тавдинская свита | Тавдинская свита | Тавдинская свита | Люлинворский горизонт |
| | | | Нюрольская свита | Нюрольская свита | Нюрольская свита | Люлинворская свита | | |
| | Средний | Люлинворская свита | Ирбитская свита | Ирбитская свита | Ирбитская свита | | | |

* См. кн. "Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке" [1984]

Подобный тип разреза тавдинской свиты выдерживается от Петропавловска и Омска на юге до левобережья р.Казым – на севере. Его восточная граница проходит по линии южнее р.Аган, восточнее с.Новое Васюгино и г.Барабинск. На всей этой площади как нижняя, так и верхняя подсвиты слагаются сравнительно однородными темно-зелеными и зелеными песчаными глинами с линзами, гнездовидными включениями и прослоями светло-серых алевритов и тонкозернистых песков. Иногда в глинах встречаются прослойки и караваны сидеритов и песчаников на сидеритовом цементе. В сухом состоянии глины плитчатые, аргиллитоподобные с неровными шероховатыми плоскостями напластования.

Литологический состав обеих подсвит одинаков. Содержание пелитового материала 78–97%, алевритового 4–24%, песчаного 0,08–2%. Крупные фракции песчаных глин сложены молочно-белым кварцем, пиритом, марказитом и редкими зернами глауконита. По составу и выходу тяжелой фракции песчаные глины тавдинской свиты довольно хорошо отличаются от глин нюрольской свиты возрастом количества неустойчивых минералов – эпидота и роговой обманки. Вместе с тем увеличивается содержание тяжелой фракции (от 0,5 до 3–

4%). Мощность отложений тавдинской свиты контролируется общим структурным планом позднеэоценового времени. В Ханты-Мансийской, Юганской и Омской впадинах она достигает 180 м, а в районе Кенго-Чузыкского свода сокращается до 60 м.

В южных районах Западно-Сибирской плиты отмечаются три типа разрезов тавдинской свиты, фациально замещающих друг друга в южном направлении. В первом типе – Омском, выдерживающимся к западу почти до г. Петропавловска, к востоку – до г. Барабинска и к югу – до Павлодарского Прииртышья, тавдинская свита представлена морскими фациями. Особенности разреза описаны выше. Юго-восточнее, в Восточной Барабе и Кулунде, тавдинская свита характеризуется трехчленным строением (кулундинский тип). Нижняя подсвита слагается темно-зелеными морскими глинами, средняя – серыми алевритами и алевритовыми глинами с прослоями песка и пластами бурых углей, верхняя – вновь зелеными глинами морского генезиса. Глины верхней подсвиты выклиниваются по линии ст. Чулым – г. Славгород – с. Таволжан, а внешняя часть зоны распространения прибрежно-морских фаций тавдинского горизонта обладает двучленным строением (кирзакаргатский тип). Нижняя часть (пихтовские слои) слагается зелеными глинами, узким клином проникающими почти до палеозойских отложений Колывань-Томской зоны; верхняя представлена песками, описываемыми в качестве юрковской толщи.

Эти данные свидетельствуют о том, что в районах Омско-Кулундинского крупного залива [Рудкевич и др., 1970] максимум палеогеновой трансгрессии приходится на начало позднего эоцена. В Приказахстанской фациальной зоне, по данным В.Ф. Долгополова [1973], южная граница тавдинского морского бассейна расположена в 10–25 км севернее береговой линии нюрольского моря.

В Нарымской структурно-фациальной зоне тавдинская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя сложена преимущественно континентальными отложениями – разномерными, часто гравелитистыми песками с прослоями коричневых, коричневатых-серых глин и бурых углей. Верхняя подсвита представлена в основном морскими осадками. Подобный разрез прослежен в нижнем и среднем течении р. Васюган.

Такой же характер тавдинская свита имеет и в Александровском Приобье. Ее нижняя часть включает регрессивные континентальные фации, верхняя – трансгрессивные морские. Нижняя подсвита слагается песками, в меньшей степени глинами и бурыми углями. Пески серые, серовато-зеленые, среднезернистые, часто с гравием и редкой галькой кварца. Количество пелитового материала в них обычно не превышает 18%, алевритового 10–38%, псаммитового 75–96%, глинистые минералы представлены каолинитом, гидрослюдой и бейделлитом. Крупная фракция песков сложена

кварцем, обломками кремнистых пород, пиритом, марказитом и сидеритом. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы и минералы группы эпидота (до 30%). Легкие фракции сложены кварцем (53–100%) и полевыми шпатами (17–33%). В незначительных количествах встречаются зерна хлорита и глауконита. Разрез обогащен растительной сечкой и маломощными линзами бурых углей и лигнитов. Глины образуют линзы и прослои. Глины плотные, коричневые, реже зеленые, песчаные, с присыпками песка и слюды, часты скопления сульфидов (пирита и марказита).

Верхняя подсвита представлена зелеными и серовато-зелеными тонкослоистыми глинами с прослоями и линзами сидерита, включениями пирита и глауконита. Прослои песков и алевритов незначительны, мощность их не превышает 12 м. Пески мелкозернистые, сильноглинистые, кварцево-полевошпатовые. Мощность подсвит взаимозависима. Ближе к фациям открытого моря увеличивается мощность верхней подсвиты, в районах преобладания дельтовых и аллювиальных фаций возрастает мощность нижней подсвиты. Мощность свиты в Александровском Приобье от 70 до 250 м.

Юрковская свита принята в возрастном объеме тавдинского регионального горизонта как континентальный аналог тавдинской свиты. Описание юрковской свиты удобнее начать с северных районов Западно-Сибирских равнин. По данным С.В. Чирва [Чирва и др., 1973], в нижнем течении р. Надым она четко делится на две части. Внизу залегают пачка зеленоватых-серых алевритистых глин со спикулами пресноводных губок в ее кровле. Выше она сменяется светло-серыми, мелкозернистыми, хорошо отсортированными каолинизированными песками с прослойками глин. Мощность толщи 90–125 м. На Тазовском полуострове юрковская тоща сложена светлыми, средне- и мелкозернистыми песками, для которых иногда отмечается рассеянная каолинизация. Присутствуют прослои шоколадных глин и обугленные растительные остатки.

Для восточных разрезов этого района характерны “каравай” сидерита, иногда образующие пласты. Мощность толщи здесь составляет 31 м. В бассейне р. Аган и в нижнем течении р. Вах в песках юрковской толщи отмечается каолинизация. В бассейне р. Тым в Колпашевском Приобье юрковская тоща располагается на зеленых глинах нюрольской свиты и сложена песками серыми и грязно-серыми, алевритистыми, кварцево-полевошпатовыми, в основании гравелитистыми с галькой. Изредка наблюдаются прослои глин – темно-серых с линзами бурых углей, что особенно присуще юрковской свите районов Томского Приобья. Верхняя граница свиты устанавливается по появлению в разрезе гравийно-галечниковых песчаных слоев вышележащей атлымской свиты. Отличительной особенностью пород юрковской толщи является недостаточно высокая степень отсортированности кластического материала, высокое содержание минералов группы эпидота и амфиболов, пони-

женное содержание сидерита. Мощность толщи до 30-50 м. В Предалтайской фациальной зоне юрковской толще соответствует верхняя часть островновской толщи [Зальцман, 1968; Адаменко, 1974].

Включение юрковской свиты в состав тавдинского регионального горизонта основывается на прямой корреляции спорово-пыльцевых комплексов. При этом выясняется, что юрковская свита, по-видимому, имеет различный объем. Так, в районах Томского Приобья Л.В. Александрова обнаружила в юрковской толще только комплекс с *Quercus gracilis* и *Quercus graciliformis*, позволяющий коррелировать отложения с верхней подсвитой тавдинской свиты. В Колпашевском и Вахском Приобье пески юрковской толщи содержат два спорово-пыльцевых комплекса: нижний с *Quercus gracilis* и *Castanopsis pseudocingulum* и верхний с *Quercus gracilis* и *Quercus graciliformis*. Следовательно, в этих районах юрковская свита соответствует тавдинской свите в ее полном объеме.

О возрасте тавдинского горизонта имела место продолжительная дискуссия, хотя в последнее время большинство исследователей склоняется к позднеэоценовой датировке, сопоставляя тавдинский горизонт с альминским региоюрсом Крымско-Кавказской области. В тавдинской свите сохранились остатки двустворок, гастропод, бентосных фораминифер, остракод, мегаспоры и семена, споры и пыльца. Первоначально Р.Х. Липман [1957, 1960] выделила тавдинскую свиту как слои с *Cibicides khanabadensis* и отнесла их к раннему олигоцену, отметив бедность комплекса известковых фораминифер. Фауна двустворок и гастропод была собрана в западных районах. По мнению Н.К. Овечкина, А.С. Тарасовой, Н.С. Волковой и Е.С. Буртман, моллюски имеют позднеэоценово-раннеолигоценый возраст. Не исключено, что большая часть обнаруженных остатков принадлежит курганским (алешкинским) слоям, и в этом случае вышеприведенные данные о возрасте сомнений не вызывают.

Послойное изучение тавдинской свиты в Центральной структурно-фациальной зоне показало, что фауна известковых фораминифер с *Stribroelphidium rischtanicum* и *Cibicides khanabadensis* свойственна верхней подсвите тавдинской свиты. В нижней подсвите органические остатки встречаются очень редко. Это песчанистые фораминиферы и радиолярии, в массовых количествах обнаруживающиеся в подстилающих слоях нюрольской свиты. В.М. Подобина в верхах нюрольской свиты и в переходных слоях выделила комплекс единичных, зачастую пиритизированных реофацид и гаплограгмиидей с *Reorhax dentaliniformis* и *R. subfusiformis*, который она отнесла к позднему эоцену. В тавдинской свите В.М. Подобина обнаружила преимущественно известковые бентосные фораминиферы, выделив в центральных районах слои с *Nonion morosovae* и *Stribroelphidium rischtanicum* и в восточных районах – слои с *Elphidiella fergandica*.

Находки планктонных фораминифер были сделаны в южных и юго-восточных районах Западно-Сибирской равнины (Приказахстанская и Нарымская структурно-фациальные зоны). По данным В.М. Подобиной, в тавдинской свите определен следующий комплекс планктонных фораминифер, который она относит к раннему олигоцену: *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *G. ampliapertura* Bolli, *G. yeguaensis* Weinz. et Appl., *Globorotalia permicra* Blow et Banner, *G. gemma* Jenkins, *G. opima* papa Bolli. В.М. Подобина полагает, что встреченные фораминиферы позволяют коррелировать тавдинскую свиту с нижнеолигоценными зонами *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii*.

Этому заключению о возрасте тавдинской свиты противоречат данные изучения палинокомплексов, выполненные Л.А. Пановой, Л.В. Александровой, Н.Б. Дрожжих, В.М. Кабановой, И.А. Кульковой и многими палинологами, а также обнаружение И.А. Кульковой в тавдинской свите (скв. 37 на междуречье Чузика и Кенги, интервал 143–157 м) динофлагеллат зон W-12-13 (*Wetzelia clathrata angulosa*) общей шкалы палеогена с видоиндексом *Kisselovia clathrata angulosa*. Находки динофлагеллат особенно обильны в интервале 143–146 м. В этом же интервале И.А. Кулькова выделила богатый палинокомплекс *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*. Таким образом доказывається принадлежность тавдинской свиты, как и палинокомплекса с *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*, к приабонскому ярусу.

Спорово-пыльцевые комплексы тавдинской свиты характеризуются богатством и разнообразием систематического состава. В нижней подсвите тавдинской свиты ведущее значение занимает пыльца *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis* при значительном участии пыльцы *Castanopsis pseudocingulum* и *Castanopsis* sp., которая широко встречается в более древних эоценовых спектрах. Максимального развития здесь достигает пыльца различных видов *Liquidambar*, *Hamamelis scotica*, *H. crassa*, *Corylopsis princeps*, *Nyssa crassa*. Среди пыльцы формальных родов по-прежнему обычны *Castanopsis pseudocingulum*, *Rhoipites vilensis*, *Triporopollenites megagrifer*. В небольшом количестве присутствует пыльца различных *Palmae*, *Myrica*, *Platycarya* и других представителей термофильной флоры. Эту палинофлору Л.А. Панова сопоставляет с комплексом, выделенным Е.П. Бойцовой из нижней части саксаульской свиты Тургайского прогиба (палинозона *Rhoipites vilensis* – *Quercus graciliformis*), что по современным представлениям геологов Казахстана, отвечает верхам бартонского яруса.

В верхней подсвите тавдинской свиты совместно с фораминиферами лоны *Nonion morosovae*, *Stribroelphidium rischtanicum* содержатся богатейшие спорово-пыльцевые комплексы с *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*, выделяемые Е.П. Бойцовой в Тургайском прогибе в палинозону *Quercus*

gracilis – *Juglans polyporata*. Приабонский возраст этой палинозоны обосновывается присутствием фораминифер зоны *Bolivina antegressa*.

Морские и отчасти прибрежно-морские отложения раннего олигоцена (курганские и алешкинские слои) представлены зелеными алевритовыми глинами с прослоями и линзами слюдисто-кварцевых песков и железистых песчаников общей мощностью до 20–30 м. Они выделяются только в наиболее мощных разрезах морского палеогена Омской и Юганской впадин. Эти отложения согласно перекрывают тавдинскую свиту и характеризуются богатым комплексом моллюсков, который, по мнению А.И. Коробкова и Л.В. Мироновой, сопоставляется с комплексом моллюсков из ащайарыкской свиты Северного Устья. В курганских и алешкинских слоях встречены богатые комплексы спор и пыльцы, являющиеся переходными от спектра верхней подсвиты тавдинской свиты к спектру атлымской свиты. По данным Л.А. Пановой [1967] и Н.Б. Дрожжих, в этом комплексе пыльца *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis* и других растений, типичных для тавдинских спектров, постепенно исчезает, но возрастает роль пыльцы *Carya*, *Juglans*, *Tilia* и других широколиственных пород, а также пыльцы различных видов *Pinaceae* и *Taxodiaceae*.

Во всех остальных районах Западно-Сибирской плиты олигоцен представлен континентальными – аллювиальными, аллювиально-озерными, озерными и болотными фациями – атлымского, новомихайловского и журавского региональных горизонтов.

Атлымская свита распространена в районах, прилегающих к обрамлению Западно-Сибирской плиты в Зауральской, Кулундинско-Барабинской, Нарымской, Притомской и Приказахстанской фациальных зонах. В Зауральской зоне площадь распространения атлымской свиты ограничивается условной линией, проходящей восточнее с. Перегребного и западнее с. Малый Атлым на р.Обь, около пос. Сухого Бора на р. Конда, западнее с. Таборы на р.Тавда. Отсюда она прослеживается в направлении восточного склона Урала, Северного Тургая в Приказахстанскую и Кулундинско-Барабинскую зоны, где атлымская свита имеет меньшее площадное распространение, чем подстилающие ее морские глины тавдинской свиты. В Нарымской зоне атлымская свита залегает на юрковской свите. Выходы атлымских песков встречаются почти по всем речным долинам, оврагам и балкам вблизи обнаженного восточного склона Урала. По р.Обь наиболее значительные выходы находятся в районе с. Малый Атлым, где они смяты в сложные складки.

Атлымская свита представлена почти повсеместно песками, заключающими редкие маломощные прослои алевритов и глин. Пески кварцевые и полевошпатово-кварцевые, большей частью мелкозернистые, к районам обрамления – более грубозернистые, с редкой галькой изверженных пород,

светло-серые, участками желтоватые и белые. Слоистость песков неясная, иногда тонкогоризонтальная и крупнокосая. Часты включения лигнитизированных растительных остатков. Иногда в песках появляются линзы и прослои глин гидрослюдистого и каолинитового состава, внизу зеленовато-серых, сверху буровато-серых.

Свита залегает чаще всего согласно и регрессивно на тавдинской свите. Во многих разрезах переход от тавдинской свиты к атлымской весьма постепенный. Нижняя граница атлымской свиты обычно устанавливается по смене зеленых глин серыми песками или же серыми и коричневатосерыми глинами. В восточных районах равнины атлымская свита располагается с размывом на юрковской толще и в ее основании всегда прослеживается базальный гравийно-песчаный горизонт. Верхняя граница атлымской свиты устанавливается условно по появлению в разрезах пластов глин и глинистых алевритов. Мощность свиты 20–150 м.

Неопределенность положения верхней границы атлымской свиты подтверждается данными палинологии. Первоначально полагали, что атлымская свита характеризуется только ей присущим комплексом спор и пыльцы с *Carya spackmania* Trav. и *Quercus sp. sp.* [Панова, 1967], на основании чего атлымская свита отождествлялась с атлымским региональным горизонтом. Более детальные исследования показали, что положение кровли атлымских песков чаще всего не совпадает со сменой спорово-пыльцевых комплексов. Так, в Колпашевском Приобье атлымские пески, помимо спорово-пыльцевого комплекса с *Carya spackmania*, в верхней части разрезов содержат также комплекс с *Betula gracilis*.

Состав тяжелых фракций атлымской свиты по сравнению с таковым подстилающих ее тавдинской свиты и юрковской толщи характеризуется определенным повышением содержания некоторых легко выветривающихся минералов, в частности зеленой и бурой роговой обманок и др. Минеральные зерна несут следы выветривания – эпидот, амфиболы и гранаты часто корродированы. Легкие фракции состоят из кварца (60–89%), полевых шпатов (10–33%), редких зерен хлорита и выветрелых обломков пород.

Новомихайловская свита знаменует процесс дальнейшего прогибания центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты, сопровождавшийся развитием аллювиально-озерных и озерных фаций с одновременным усилением роли болотных фаций и смещением бассейна осадконакопления в центральные и юго-юго-восточные районы. Последнее явилось причиной несколько меньшего площадного распространения новомихайловской свиты в Зауральском и Курган-Березовском районах и большему ее распространению в Кулунде и Бийско-Барнаульской впадине. В новомихайловскую свиту выделены гумифицированные озерные, озерно-аллювиальные и болотные, обычно угленосные коричневатосерые и се-

рые песчано-глинистые осадки, залегающие согласно на песках атлымской свиты и перекрывающиеся зеленоцветными осадками туртасской и журавской свит. Нижняя граница новомихайловской свиты диахронная, что объясняется неодновременной сменой в разных районах плиты аллювиальных фаций (песков атлымской свиты) озерными и болотными (глины, алевроиты, угли новомихайловской свиты).

На большей части территории Центральной и Нарымской фациальных зон, где в разрезе практически отсутствуют ярко выраженные аллювиальные фации, атлымская и новомихайловская свиты не выделяются. Они объединены в черталинскую свиту.

В Зауральской и Приказахстанской фациальных зонах новомихайловская свита занимает водораздельные пространства. К востоку и северо-востоку от Ялutorовска и Тюмени она слагает основание долин. Восточнее р. Вагай свита погружается в северном и восточном направлениях ниже уровня рек, вновь появляясь на дневной поверхности в долинах правобережных притоков рек Обь, Чулым, Кеть и Тым. В Омской и Кулундинской впадинах новомихайловская свита залегают на глубинах до 210 м. На севере свита прослеживается до пос. Березово. На юге граница проходит непосредственно в полосе обрамления Казахского нагорья и Алтая. Восточная граница проводится в центральной части Обь-Енисейского междуречья. Западная граница идет по линии: Челябинск – Камышлов – пос. Шаим – с. Кондинское. Естественные выходы имеются в долине р. Обь на участке между поселками Заречный и Подгорное, по рекам Тура, Тавада, Тобол и в других местах.

Новомихайловская свита состоит из тонкого чередования коричневых глин и алевроитов с прослоями и пластами бурых углей и лигнитов, реже песков. Роль песков и алевроитов несколько возрастает при приближении к районам обрамления. Бурые угли и лигниты наиболее часты в центральной части Кулунды и в Среднее Приобье. Пласты бурых углей и лигнитов обычно приурочены к верхним горизонтам новомихайловской свиты. Суммарная мощность их в одном разрезе достигает 5–10 м. Степень угленасыщенности различна и повышается на склонах положительных структур. Глины новомихайловской свиты алевроитовые и тонкосортированные, плотные, окрашены в коричневый, бурый, светло-коричневый тона. Отмечаются тонкие примазки алевроитового материала. Содержание в глинах частиц пелитовой размерности 51–96%, алевроитовой – 4–48%, псаммитовых частиц – 3%. Структура глин тонкопелитовая и псаммоалевропелитовая. Текстура слоистая и неяснослоистая. Распространены горизонтально-слоистый и косослоистый тип текстур. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, каолинитом, бейделлитом. Алевроиты полевошпатово-кварцевые, слюдястые, серые и светло-серые с коричневатым оттенком, тонко- и мелковолнисто-

слоистые со скоплениями лигнитизированных растительных остатков, слюды, кварцевого песчаного материала. Пески кварцевые и кварцево-полевошпатовые, мелко- и среднезернистые, серые и серо-коричневые, неясно- или, реже, тонкослоистые со скоплениями лигнитизированных растительных остатков. В тяжелых фракциях пород новомихайловской свиты наблюдается увеличение числа неустойчивых минералов – эпидота, цоизита, роговых обманок, частично полевых шпатов. Окатанность зерен слабая. Мощность новомихайловской свиты от нескольких метров в зонах выклинивания до 120 м в наиболее погруженных участках.

К новомихайловской свите приурочено несколько местонахождений ихнофитологических остатков, выделенных во флору томского типа [Горбунов, 1962]. Новомихайловская свита содержит богатые комплексы спор и пыльцы, рассматриваемые Л.А. Пановой [1967, 1970] как комплекс с *Betula gracilis* Pan. По данным Л.В. Александровой, вышеуказанный комплекс весьма близок спектрам, известным из атлымской свиты, и отражает господство пыльцы *Pinaceae*. Это различные виды *Pinus*, *Abies*, *Picea*. Единично отмечается пыльца *Podocarpus* и *Cedrus*. Обычной для комплекса является пыльца *Taxodiaceae*. В спектре покрытосеменных дальнейшее развитие получают умеренно теплолюбивые элементы тургайской флоры: *Juglandaceae* (*Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. sibirica* Vojc.), *Pterocaria stenopteroides* Vojc. и *Betulaceae* (*Betula gracilis* Pan.), различные *Alnus*, *Corylus*. Почти всегда в небольшом количестве отмечается пыльца *Tilia*, *Quercus*, *Liquidambar*, *Pex*, *Nyssa*. Изредка попадает пыльца эоценовой флоры. Споры в комплексе существенного значения не имеют и представлены главным образом *Polypodiaceae*.

В районах, испытавших в раннем олигоцене наибольшее прогибание, атлымская и новомихайловская свиты объединяются в черталинскую свиту в Центральной зоне или в куртамышскую свиту в Зауральской зоне.

В черталинскую свиту выделена толща типично континентальных сероцветных и коричневатобурых отложений, залегающих в Центральной фациальной зоне на морских зеленых глинах курганских и алешкинских слоев или же непосредственно на тавдинской свите и перекрывающихся зелеными глауконитсодержащими глинами и алевроитами туртасской свиты. Черталинская свита сложена коричневатосерыми, серыми и светлосерыми глинами, алевроитами и песками с прослоями и линзами бурых углей и лигнитов. Глины алевроитовые и алевроитистые, неяснослоистые, с тонкими прослойками песка и алевроита. Пески кварцево-полевошпатовые, кварцевые, иногда слюдястые, тонко- и мелкозернистые, часто алевроитовые. Алевроиты песчанистые и глинистые. Слоистость грубая горизонтальная и косая. Часто присутствуют растительные остатки – детрит, лиг-

нитизированная древесина, отпечатки листьев и т.д. Характерны преобладание глинистых пород над песками и резкая литологическая изменчивость пород. Пески по простиранию сменяются глинами, глины – алевритами. Пласты бурых углей приурочены к верхней части разреза и, как правило, имеют локальное распространение, редко прослеживаясь в двух рядом расположенных скважинах.

Черталинская свита легко определяется на электрокаротажных диаграммах по сравнительно высоким значениям кажущихся сопротивлений, колеблющимся в пределах 18–50 Ом·м с отдельными пиками до 75 Ом·м, и изрезанной кривой спонтанной поляризации, расположенной в области отрицательных значений. Максимальные мощности черталинской свиты наблюдаются в пределах Омской впадины – 200 м. Меньшие значения мощностей (100–120 м) отмечаются на положительных структурах.

Наблюдается некоторая закономерность в изменении состава черталинской свиты в зависимости от положения ее конкретного разреза в общем структурном плане мезозойско-кайнозойских отложений. Для разрезов на положительных тектонических структурах обычно некоторое преобладание озерных, болотных и пойменных фаций, т.е. глинистых пород (40–60%) над аллювиальными песками (15–40%) и алевритами (5–20%). Наоборот, разрезы, приуроченные к отрицательным тектоническим структурам, характеризуются преобладанием аллювиальных фаций – песков (30–50%) над озерными фациями – глинами (20–40%) и алевритами (20–40%).

Тяжелые фракции глинистых, реже алевритовых разностей пород черталинской свиты (особенно в ее низах) обогащены аутигенным сидеритом, количество которого колеблется от 1–6 до 13–16%, в отдельных образцах глин содержание сидерита достигает 25–36% состава тяжелой фракции. Другие аутигенные минералы (пирит, марказит, лимонит) встречаются в значительно меньших количествах – от долей процента до 1–1,5%. В аллювиальном комплексе минералов тяжелой фракции ведущими являются рудные минералы – ильменит и лейкоксен (20–65%), эпидот и цоизит 21,6–60,6%. Как правило, наблюдается повышенное содержание циркона (2,6–7,5%, реже – 0,5–0,7%) и анатаза (2,2–18,5%). Роговая обманка присутствует непостоянно и в количествах, редко превышающих 1,4–36%. Легкая фракция слагается кварцем (54,8–85%), полевыми шпатами (11,5–37%), слюдами (1–16,8%). В небольшом количестве отмечены микрокварцит, хлоритизированные и серицитизированные обломки горных пород. В верхней части разреза отмечен глауконит (0,5–12%). По всему разрезу присутствует органогенный опал (от единичных зерен до 4,8%). Тяжелые и легкие фракции пород слагаются преимущественно зернами алевритовой и глинистой размерностей. В редких случаях в верхних горизонтах среди алевритов отмечается

присутствие зерен размером более 0,5 мм. В глинах примесь алевритового материала составляет 14,3–48,2%, тонкопесчаного – 0,1–5%. Пески слагаются преимущественно тонкозернистым материалом со значительной примесью алевритовых глинистых частиц. Обломочный материал полуугловатый, угловатый, редко отмечаются полуокатанные и окатанные зерна. Состав глинистых минералов постоянный – гидрослюдистый с примесью каолинита и бейделлита.

Черталинская свита содержит богатые спорово-пыльцевые комплексы и семенные флоры. По данным Л.В. Александровой, Л.А. Ильенок, К.А. Меркуловой, Л.А. Пановой, В.П. Полещук и З.И. Кругловой, в нижней части черталинской свиты установлен спорово-пыльцевой комплекс с *Carya spackmania* и *Quercus sp. sp.*, где развиты *Taxodiaceae*, *Pinus sp. sp.*, *Picea sp.*, *Juglans sp.*, *Carya sp.*, *Carpinus sp.*, *Quercus graciliformis* Boit., *Castanea sp.*, *Liquidambar sp.*, *Tricolporopollenites sp.* В верхней части свиты выделяется комплекс с *Betula gracilis* Pan., в состав которого входят *Taxodiaceae*, *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. polyporata* Vojc., *Pterocaria atenopteroides* Vojc., *Corylus sibirica* Vojc., *Corylus sp.*, *Betula sp. sp.*, *Alnus sp.*, *Tilia sp.*

В Зауральской фациальной зоне аналогом черталинской свиты является куртамышская свита – глины, алевриты и коричневатые-серые пески с прослоями лигнитов.

Отложения, сопоставляемые с хаттским ярусом Западной Европы (верхний олигоцен), выделяются на территории Западно-Сибирской равнины в объеме журавского горизонта. К нему отнесены туртасская, журавская, лагернотомская и большая часть батуровской свиты и крутихинской толщи. Их следует рассматривать как отложения крупного замкнутого озера-моря и окружающих его аллювиально-озерных равнин. Туртасская свита представляет собой фации центральных частей туртасского озера-моря. Журавская свита охватывает его прибрежные и пляжные фации, пользующиеся развитием в районах Кулундинской зоны. К лагернотомской свите отнесены сероцветные угленосные аллювиально-озерные отложения. Выделение латерального ряда свит журавского горизонта целиком основано на палинологических и палеокарпологических данных, поскольку журавский горизонт характеризуется только ему присущей палинозойной *Fagus grandifoliiformis* и *Quercus sibirica* [Бойцова, Панова, 1973; Панова, 1967, 1970].

Палеогеографическая и климатическая обстановки. Флористические изменения

Эоценовая эпоха в Западной Сибири была временем максимального распространения палеогеновой трансгрессии. В раннем эоцене на севере и востоке были затоплены прибрежные равнины палеоценовой эпохи. Установилось постоянное сообщение с Арктическим и Средиземным морями, в

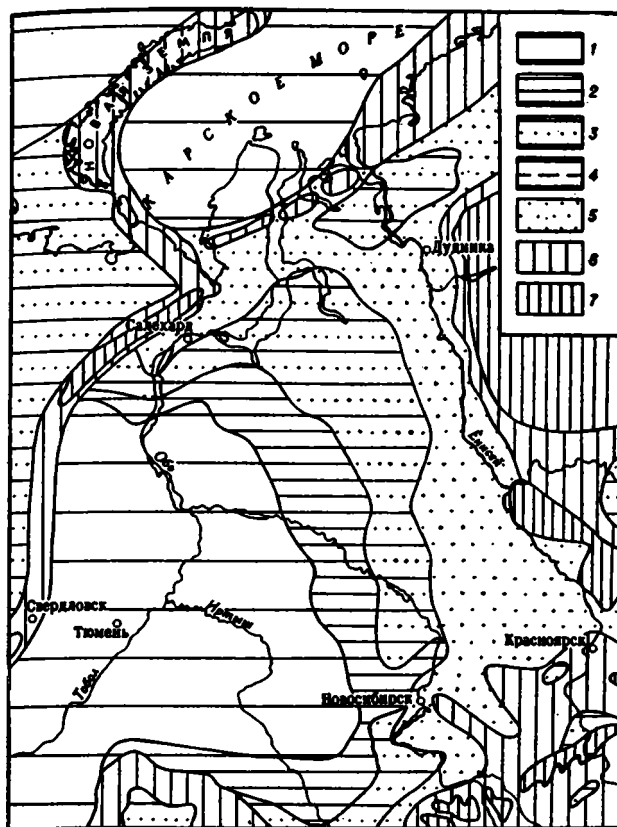


Рис. 68. Палеогеографическая карта Западно-Сибирской плиты для позднего эоцена

Условные обозначения к рис. 68 и 69

1 – море, мелкая часть шельфа; 2–4 – равнины низменные: 2 – прибрежная, временами заливаемая морем, 3 – аккумулятивная, озерно-аллювиальная, 4 – аккумулятивная, аллювиально-озерная; 5 – равнина аккумулятивно-денудационная; 6 – равнина, возвышенное плато; 7 – низкие горы

связи с чем колебания уровня Мирового океана находили прямое отражение в Западно-Сибирском бассейне. Так, датская регрессия фиксируется выпадением отложений на востоке и юго-востоке региона (Нарымская, Притомская структурно-фациальные зоны и восточная часть Кулундинско-Барабинской зоны). В танетском веке море трансгрессирует, но со следами регрессии в Пур-Тазовской зоне.

В раннем и среднем эоцене в связи с повышением уровня Мирового океана морской бассейн постепенно проникает в восточные районы Западно-Сибирской плиты. Береговая линия моря имела устойчивый характер на западе, где она располагалась вблизи восточной окраины современного Урала. Восточная и северная границы были более подвижны. Максимум развития трансгрессии – нюрольское время (конец среднего эоцена), когда морской бассейн занимал до 80% территории Западно-Сибирской плиты. Его восточная граница проходила западнее долготы Новосибирска и да-

лее к северу через р. Чулым и верховья рек Тым и Вах. На юго-востоке она следовала западнее ст. Чулым и восточнее ст. Кулунда, на юге море вплотную подходило к Казахскому мелкосопочнику. Подтверждением трансгрессивного характера эоценового бассейна на востоке являются глауконитовые песчаники в основании разреза эоцена и несогласное залегание нюрольской свиты на различных горизонтах верхнего мела, наблюдаемое по рекам Вах и Тым.

На рубеже среднего и позднего эоцена происходит кратковременная регрессия, следы которой отмечены прослоями глауконитовых песков на границе нюрольской и тавдинской свит. На этом рубеже полностью исчезают животные и растения с кремневым скелетом (диатомеи, силикофлагеллаты), почти полностью вымирают радиолярии). Затем в раннетавдинское время морской бассейн в южных районах восстанавливает свои очертания и даже несколько расширяется, но в Пур-Тазовской и Нарымской структурно-фациальных зонах наблюдается регрессия. В позднем эоцене отмечена регрессия (о чем свидетельствуют слои песка и алеврита в средней части тавдинской свиты мощностью до 2–10 м) и морской бассейн сохранялся только на территории Зауральской, Центральной и Приказахстанской структурно-фациальных зон (рис. 68).

На границе эоцена и олигоцена размеры морского бассейна резко сокращаются. В раннем олигоцене его следы (курганские и алешкинские слои) отмечаются только в наиболее опущенных участках Юганской и Омской впадин. Западно-Сибирская плита превращается в озерно-аллювиальную равнину, областями сноса которой становятся поднимающиеся Урал, Алтае-Саянская складчатая область, Енисейский кряж и Сибирская платформа. Воздымание горных сооружений, окружающих Западно-Сибирскую равнину, началось в позднем эоцене и особенно отчетливо проявилось на границе эоцена и олигоцена (рис. 69).

С этим рубежом связано резкое изменение палеогеографической обстановки, смена морского режима осадконакопления континентальным, что обусловило и изменение литологического состава осадков. Глинистая известково-сидеритовая формация позднего эоцена, представленная зелеными листоватыми глинами с пиритом и сидеритом, сменилась песчаной и угленосной формацией раннего олигоцена. На этом же уровне происходит смена полтавских (вольнских) флор раннего кайнофита (леса субтропического облика с участием вечнозеленых) тургайскими флорами позднего кайнофита (хвойно-широколиственные теплоумеренные листопадные леса).

В эоцене и олигоцене на территории Западно-Сибирской плиты существовали гумидные условия седиментации. Их палеоклиматическая характеристика может быть наиболее полно восстановлена по данным палеокарпологии. Остатки плодов и семян растений свидетельствуют, что в тавдинскую эпоху господствовала богатая, по-видимому близ-

бинской, Курганской, Павлодарской областях. Песчаные фракции тавдинской свиты в районах ее выклинивания в ряде случаев обогащены титановыми минералами и слагают верхний горизонт продуктивной толщи некоторых россыпей вблизи южного обрамления Западно-Сибирской плиты.

К нижнеолигоценым отложениям атлымской свиты приурочены месторождения строительных и стекловых песков, например, Комсомольское месторождение в Нижнем Приобье. Подобные же пески имеются и в других, окраинных, зонах Западно-Сибирской плиты. Они пригодны как наполнитель для бетона и как сырье для производства силикатных блоков.

Отложения новомихайловской свиты, помимо песков, содержат прослои бурых углей низкого качества и иногда линзы каолиновых тугоплавких глин (Вороновское месторождение в Томской и Майское месторождение в Семипалатинской областях).

Геологические события

На рубеже эоцена и олигоцена происходит перестройка структурного плана платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, начавшаяся еще в позднем эоцене. С этим рубежом следует связывать границу новейшего этапа тектогенеза, вследствие чего олигоцен-четвертичные отложения предлагается выделять в особый тектонический ярус, структуры которого не находят прямых связей с таковыми фундамента. Несмотря на смену морской обстановки континентальными условиями осадконакопления на рубеже эоцена и олигоцена на большей части территории Западно-Сибирской плиты наблюдаются непрерывные разрезы эоцено-олигоценых отложений. Это свидетельствует о преобладании устойчивого прогибания централь-

ных и южных районов Западно-Сибирской плиты в эоцен-олигоценое время.

Смена режима осадконакопления на рубеже эоцена и олигоцена объясняется как понижением уровня Мирового океана, так и началом воздымания окружающих Западно-Сибирскую плиту горных систем. Имеет место определенная дифференциация тектонических движений. Наиболее активно положительные тектонические движения проявились в северных и юго-восточных районах. В то же время районы Юганской и Омской впадин характеризовались устойчивым прогибанием, что привело к формированию в них в самом начале олигоцена еще морских отложений курганских слоев, сменившихся вверх по разрезу озерно-болотными и аллювиально-озерными осадками черталинской и куртамышской свит. На остальной территории отлагались преимущественно аллювиальные осадки – пески атлымской свиты. В раннем олигоцене дифференциация тектонических движений, наметившаяся в позднем эоцене, еще более усилилась. В окраинных северных и юго-восточных районах преобладали движения положительного знака, остальные испытывали медленное устойчивое погружение и в начале позднего олигоцена в них установился режим озера-моря (туртасский бассейн).

Таким образом, говоря о событиях позднего эоцена и раннего олигоцена на территории Западно-Сибирской плиты, необходимо подчеркнуть, что они начали разворачиваться еще в позднем эоцене, достигнув кульминации на границе эоцена и олигоцена, что привело к резкому изменению палеогеографической обстановки и климата – смене морского режима осадконакопления континентальным и, как следствие, изменению литологического состава осадков. Глинистая формация позднего эоцена сменилась песчано-глинистой угленосной формацией раннего олигоцена.

Регион XXIII

Сибирская платформа и ее северное и южное обрамления

Введение

Регион простирается в меридиональном направлении от южных границ бывшего СССР до самой северной точки Евразии – мыса Челюскина. Он охватывает Сибирскую платформу, складчатые сооружения Таймыра на севере и Забайкальскую часть Монголо-Охотского пояса на юге (рис. 70), составляя около 1/3 территории Азиатской части бывшего СССР. Весь регион в позднем эоцене и раннем олигоцене представлял собой гигантскую арену денудации и сноса. Крупных бассейнов осадконакопления здесь в то время не существовало. На Таймыре верхнеэоценовые и нижнеолигоценые образования вообще не известны; южнее они развиты весьма фрагментарно.

В качестве основных структурно-фациальных зон в позднем эоцене могут быть выделены Северо-Сибирская, Ангаро-Ленская, Предбайкальская, Предсаянская, Прибайкальско-Забайкальская и Шилкинская (см. рис. 70). Эти зоны в тех же границах сохранились и в начале олигоцена, но характер осадконакопления в них изменился.

В формационном отношении породы верхнего эоцена и нижнего олигоцена всех структурно-фациальных зон региона однообразны. В них развиты только континентальные терригенные формации: в верхнем эоцене в Ангаро-Ленской зоне и южнее – олигомиктовые белесые, иногда красно- и (или) пестроцветные, а севернее – сероцветные; в нижнем олигоцене – полимиктовые сероцветные, часто угленосные. В фациальном отношении верхнеэоценовые и нижнеолигоценые отложения региона намного разнообразнее.

В Северо-Сибирской структурно-фациальной зоне породы позднеэоценового возраста сохранились лишь в юго-западном Прианабарье – в Верхнекотуйском бассейне (микробассейне) осадконакопления, объединяющем Муруктинскую и Аганыйскую котловины. Здесь накапливались озерные и озерно-аллювиальные сероцветные, реже пестроцветные фации. В олигоцене осадконакопление прекратилось. На остальной территории зоны в позднем эоцене и раннем олигоцене форми-

ровался аллювий. Более или менее уверенно выделяется лишь один фрагмент палеодолины с таким аллювием в бассейне Подкаменной Тунгуски.

В Ангаро-Ленской структурно-фациальной зоне осадконакопление происходило преимущественно на западе – на Енисейском кряже и Чадобецком поднятии¹, где в позднем эоцене в карстовых западинах формировались продукты ближнего переотложения кор выветривания – колювиальные, озерные, озерно-болотные, инфлювиальные, реже аллювиальные фации, а в раннем олигоцене в тектонических котловинах – озерные, озерно-болотные, реже озерно-аллювиальные и дельтовые фации. В восточной части зоны редкие фрагменты верхнеэоценового и нижнеолигоценного аллювия сохранились среди "водораздельных галечников" на Тюнг-Мархинском водоразделе.

В Предсаянской, Прибайкальско-Забайкальской и Шилкинской структурно-фациальных зонах верхний эоцен и нижний олигоцен изучены слабо. В Предсаянской зоне озерные и аллювиально-озерные фации позднего эоцена в раннем олигоцене сменяются озерно-аллювиальными и аллювиальными. Палеодолина раннего олигоцена отсюда, вероятно, заходила в юго-западную часть Ангаро-Ленской зоны и далее – в Западную Сибирь. В Прибайкальско-Забайкальской зоне в позднем эоцене имело место озерное осадконакопление в Тунках, дельте р. Селенга, а в раннем олигоцене еще и в Верхнеангарской впадине. На востоке зоны в позднем эоцене и раннем олигоцене происходило формирование аллювия. В Шилкинской зоне в это время развивались долины палео-Шилки и ее притоков, в которых накапливался песчано-галечный аллювий.

Наиболее полные разрезы верхнего эоцена и нижнего олигоцена известны в юго-западном Прианабарье, на Енисейском кряже, на юго-западе Сибирской платформы и в Прибайкальском прогибе. Они описаны в качестве опорных.

¹ Вероятно, осадконакопление происходило шире, но, поскольку породы верхнего эоцена и нижнего олигоцена сохранились очень фрагментарно, говорить об этом с уверенностью трудно.

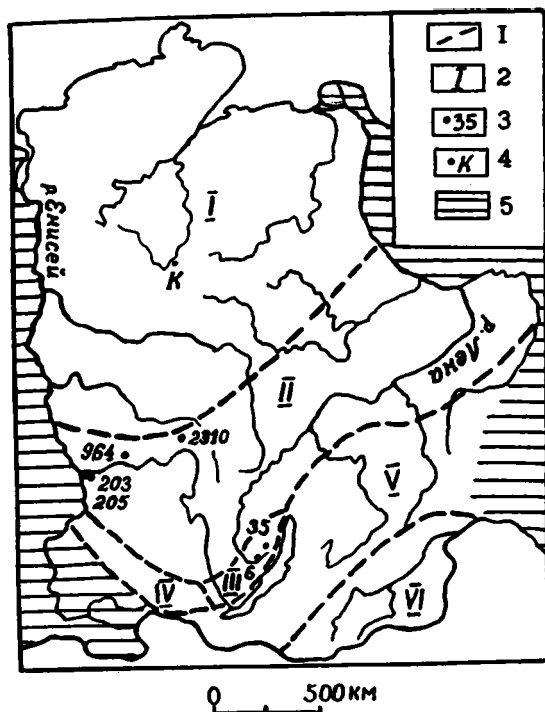


Рис. 70. Схематическая карта структурно-формационных зон Сибирской платформы и ее северного и южного обрамления для палеогенового периода

1 - границы структурно-формационных зон; 2 - структурно-формационные зоны: I - Северо-Сибирская, II - Ангаро-Ленская, III - Предбайкальская, IV - Предсаянская, V - Прибайкальско-Забайкальская, VI - Шилкинская; 3 - опорные разрезы верхнего эоцена и нижнего олигоцена и номера скважин (см. рис. 71); 4 - опорный разрез палеогеновых отложений Муртинской впадины по р. Котуй; 5 - соседние регионы

История изучения

Эоценовые и олигоценовые отложения Сибирской платформы впервые начали изучать на Енисейском крае и в Прибайкалье. Однако в первом районе до 50-х годов их относили к мезозою, а во втором до 60-х годов - к неогену.

Более 30 лет назад К.В. Боголепов [1955, 1961] обосновал палеоцен-эоценовый возраст отложений в карстовых полостях и средне-позднеолигоценовый - в грабенах низовий р. Ангара, выделив их, соответственно, в качестве мурожнинской и бельской свит. Он же показал, что аллювий в Кемском прогибе на левобережье Енисея в нижней части имеет олигоценовый возраст и относится к бельской свите. К.В. Боголепов, как и более поздние исследователи, относил отложения к эоцену и олигоцену, основываясь на палинологических и, в меньшей мере, макрофлористических данных П.А. Попова, В.И. Баранова, В.К. Немковой, В.Д. Нащекина и др.

В дельте р. Селенга в связи с поисками нефти были пробурены глубокие скважины [Пальшин, 1955; Логачев, 1964]. Описаны они схематично. Из

редко отобранных образцов получены палиноспектры, по которым отложения датированы сначала неогеном, затем неогеном и олигоценом [Логачев, 1964]. В 60-е годы в ходе геологического картирования в Предбайкальском прогибе изучена серия эрозионно-тектонических впадин. В некоторых из них по палинологическим данным выделена каменная свита, состоящая из нижней (нижний-средний эоцен) и верхней (верхний эоцен - нижний олигоцен) подсвит [Литвинцев, Тараканова, 1967]. Ревизия палинологических материалов в дельте р. Селенга позволила Г.И. Таракановой отнести нижние 1400 м разреза, сложенные алевритами с прослоями глин и песков, к среднему эоцену - олигоцену.

В 50-60-е годы при геологическом картировании и поисковых работах на россыпные полезные ископаемые в центральных и восточных районах платформ были закартированы фрагменты древних долин и поля развития "водораздельных галечников", которые условно относили к юре, мелу и палеогену. При более детальном изучении часть их оказалась эоценовой и олигоценовой. К пограничным слоям эоцена и олигоцена можно отнести (по палинологическим данным Л.А. Козяр), с долей условности, песчано-галечный аллювий в бассейне р. Чуя [Адаменко и др., 1971] и часть галечников на Марха-Тюнгском междуречье [Плотникова и др., 1963].

Итог всех исследований по эоцену и олигоцену до конца 60-х годов был подведен в монографии "Плоскогорья и низменности Восточной Сибири" [Адаменко и др., 1971], многие положения которой до сих пор не потеряли своего значения. В сводке "Палеогеновая система" [Стратиграфия СССР, 1975] по Сибирской платформе учтены материалы, опубликованные до середины 60-х годов. В ней интересно предположение В.А. Гроссгейма о заложении южной впадины Байкала в среднем эоцене и о расширении ее в позднем, основанное на устьселенгинских разрезах. Позже эту реконструкцию повторил Н.А. Ясаманов [1976]. Однако большинство исследователей связывают заложение рифтовой впадины Байкала с поздним олигоценом [Логачев и др., 1981, 1984]. Следовательно, среднеэоценовые-раннеолигоценовые алевриты, мощность которых точно не известна (вероятно, большая часть разреза мощностью 1400 м относится к рифтовому этапу в верхнем олигоцене), накапливались сначала в озерах на предрифтовой поверхности выравнивания, трансформированной в середине олигоцена в низкогорье.

Следующий этап интенсивных исследований стратиграфии и литологии эоцена и олигоцена связан с поисковым бурением на бокситы в конце 60-х - начале 70-х годов. В эти годы детально изучен, в том числе палинологически (И.М. Елхова, Г.Е. Байкалова, И.А. Кулькова, А.Н. Александрова и др.), эоцен и олигоцен карстовых и тектонических впадин Енисейского края и юго-запада Сибирс-

кой платформы, а также Предбайкальского прогиба и впадин Байкальского рифта (В.А. Белова, Г.И. Тараканова, В.И. Климанова, А.Н. Александрова и др.). Были выделены стрелковские слои самого начала олигоцена – аналоги курганских (алешинских) слоев низов атлымского горизонта Западной Сибири, рассмотрена проблема границы эоцена и олигоцена в центральных районах Сибири [Лаухин, Кулькова, 1978] и установлен на р. Котуй на севере платформы верхний эоцен, включенный позже в состав котуйской свиты [Исаева и др., 1980; Кулькова и др., 1985].

Основные результаты этого этапа изучения эоцена и олигоцена Сибирской платформы отражены в серии монографий [Кулькова, Лаухин, 1975; Лейпциг и др., 1976; Ясаманов, 1976, 1978; Замараев и др., 1976; Павлов и др., 1976; Гольберт и др., 1977] и большом числе статей, в которых содержится огромный объем оригинального фактического материала, в частности, по верхнему эоцену и нижнему олигоцену. Однако выводы разных авторов часто не совпадают, а иногда и противоречат друг другу. Сводка всех стратиграфических материалов и попытка выявить наиболее объективные представления по стратиграфии эоцена и олигоцена Сибирской платформы была предпринята в 1978 г. на 3-м Межведомственном стратиграфическом совещании по мезозою и кайнозою Средней Сибири [Решения ..., 1981].

В последующие годы принципиально новых данных по эоцену и олигоцену Сибирской платформы не получено. Были опубликованы палеогеоморфологические карты Сибири или крупных частей Сибирской платформы для мела-эоцена и всего олигоцена [Вдовин, 1979], для датского яруса – эоцена и олигоцена-миоцена [Сидоренко (ред.), 1983]. Сделаны некоторые уточнения в стратиграфии пограничных слоев и последовательности геологических событий в регионе на рубеже эоцена и олигоцена [Лаухин, Кулькова, 1979; Логачев и др., 1984; А.Н.Александрова и др., 1985; и др.]. Более детально были изучены отложения эоцена и олигоцена на платформе и проведена их корреляция с осадками верхнего эоцена и нижнего олигоцена соседних регионов с учетом новейших данных [Фрадкина и др., 1984; Алексеев и др., 1984; Стретова и др., 1981; Левина, Лейпциг, 1984; и др.].

Так как эоценовые и нижнеолигоценные отложения на большей части региона не обнажаются, то получение новых материалов по стратиграфии возможно лишь при расширении буровых работ. Интересные сведения получены в последние годы только для Забайкалья, где установлены новые местонахождения эоцена и олигоцена [Корнутова и др., 1984; Корнутова, 1984; Цветков, 1984; и др.].

По проекту № 174 МПГК работу проводили в ПГО "Красноярскгеология" А.Я. Чупахин (с

1956г.)¹, в ЦНИГРИ С.А. Лаухин (с 1959 г.)¹, в ИГиГ СО РАН И.А. Кулькова (с 1963 г.)¹. Далее излагаются результаты совместных исследований этих трех авторов с учетом других опубликованных материалов, из которых особо следует отметить данные А.Н. Александровой по палинологической характеристике палеогена.

Литолого-стратиграфическая характеристика. Опорные разрезы.

Верхний эоцен и нижний олигоцен региона представлены исключительно континентальными фациями, лишенными фауны и, как правило, палеонтологически немymi. Однако иногда в них содержатся богатые палиноспектры, а изредка – макрофлора. Последняя обычно позволяет датировать с точностью до отдела. Более детальная стратиграфия (до горизонтов) возможна по палинологическим данным.

Собственное хроностратиграфическое значение палинокомплексов на рубеже эоцена и олигоцена невелико [Заклинская, Лаухин, 1979]. Необходимая детальность стратиграфических построений может быть достигнута корреляцией на основе палинологических спектров изучаемых отложений с осадками Западной Сибири, где эоцен-олигоценные отложения более четко стратифицированы и возраст их обоснован комплексно, в том числе и морской фауной. Естественно, что любые уточнения в стратиграфии палеогена Западной Сибири сразу же требуют определенной корректуры в стратиграфии палеогена Сибирской платформы и ее обрамления.

Большие трудности для разработки стратиграфии эоцена и олигоцена Сибирской платформы создают и разногласия в датировании слоев с конкретными палинокомплексами в Западной Сибири. В частности, одной из спорных является там граница эоцена и олигоцена. Одни и те же слои с характерными палинокомплексами исследователи разных групп фауны и флоры помещают в различные отделы палеогена (табл. 16). Отсюда происходит условность положения границы эоцена и олигоцена и на Сибирской платформе. В настоящем разделе положение этой границы принято в соответствии с решением МСК [Решения ..., 1981], т.е. в кровле тавдинского горизонта – подошве атлымского горизонта, причем курганские (алешинские) слои являются самым нижним членом атлымского горизонта. Если будет принято решение об изменении положения границы эоцена и олигоцена в Западной Сибири, то это повлечет за собой соответствующее изменение ее положения и на Сибирской платформе. Однако для Сибирской платформы ру-

¹ Год, с которого авторы занимались исследованиями палеогена Сибирской платформы и Енисейского края.

беж, принятый по кровле тавдинского горизонта, является наиболее четким и имеет больше оснований служить границей между отделами, чем любая граница в пределах верхнего эоцена или нижнего олигоцена.

На Енисейском кряже опорный разрез верхнего эоцена изучен [Кулькова, Лаухин, 1975] по скв. 964 (месторождение Порожное на Иркинском выступе Енисейского кряжа). Сверху вниз обнажаются следующие породы (рис. 71).

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Доломит протерозоя – козырек карстовой полости | 2,0 |
| 2. Глина пестроцветная, жирная, пятнистая, полосчатая, с обломками бурых железняков и дрсвой сланцев, в разной степени выветрелых. В разных прослоях преобладают глины, то кирпично- и сургучно-красные, то серовато-желтые, лилово-красные, оранжевые, ржаво-желтые, всегда пятнистые | 12,0 |
| 3. Глина кирпично-красная, алевритистая, с редкими прослоями лиловой глины | 5,5 |
| 4. Глина охристо-желтая, с обломками бурого железняка | 4,5 |
| 5. Глина лиловая, жирная, пластичная, местами тонкослоистая, реликтивно-обломочная | 5,4 |
| 6. Глина охристо-желтая до табачной, слабожирная, с обломками бурого железняка, на глубине 37,5 м – глыба доломита | 9,2 |
| 7. Глина пестрая – сиреневая и красная с прослоями кирпично-красной разновидности | 3,8 |
| 8. Глина кирпично- и сургучно-красная, с прослоями оранжево-красной и желтой, с белыми и лиловыми пятнами маршаллита | 12,0 |
| 9. Глина лилово-сиреневая, монотонная | 5,0 |
| 10. Глина серая, переслаивающаяся с черной лигнитизированной глиной с обломками ископаемой древесины | 1,5 |
| 11. Уголь глинистый, с тонкими прослоями серой глины | 1,5 |
| 12. Глина темно-серая, углистая, с прослойками серой глины и с обломками древесины | 2,0 |
| 13. Глина серая, с прослоями темно-серой углистой глины и с обильными обломками ископаемой древесины | 6,0 |
| 14. Глина серая до светло-серой внизу, с растительным детритом до глубины 74 м | 5,0 |

Отложения, относимые к эоцену, залегают здесь в продолговатой асимметричной, наклонной карстовой полости согласной простиранию и падению карстующихся пород, "накрытой" козырьком этих пород (см. рис. 71). Под козырьком находятся глины, преимущественно красные и лиловые, реже охристо-желтые, мощностью 61 м. Их подстилают глины серые, углистые, с прослоями угля. В этих углистых глинах на глубине 65,2–73,0 м (слои 14, 13 и низы слоя 12) палинокомплексы содержат *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* Boitz., *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *fusu* Th. et Pfl., *T. cingulum pussillum* Th. et Pfl., *Tricolporopollenites megaexactus* Th. et Pfl., *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Carya simplex* (R.Pot.) Elsik, *Quercus gracilis* Boitz. (до 13%), *Q. graciliformis* Boitz. (до 6,5%), *Q. conferta* Boitz., *Q. sparsa* (Mart.) Samoil., *Liquidambar* (в том числе *L. zaisanica* Pan.), *Nyssa crassa* Pan., *N. ingentipollinea* Trav., *Casuarinidites cainozoicus* Cook., *Aralia*, *Palmae*, *Ulmoidei-*

pites tricostatus And., *Liliacidites*, *Trudopollis pompeckji* R.Pot., *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Tr. plicoides* Zakl., *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse и др.

На глубине 61,0–64,2 м (слои 10, 11 и верхняя часть слоя 12) преобладают *Quercus gracilis* Boitz. (до 26,8%), *Q. graciliformis* Boitz. (до 16,5%), *Q. conferta* Boitz. (до 2,4%), *Castanea crenataeformis* Samig. (до 3,2%), *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse (до 5,5%). По сравнению с предыдущим палинокомплексом стало меньше *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *fusus* Th. et Pfl., *T. cingulum* subsp. *oviformis* (R.Pot.) Th. et Pfl., *T. pseudocingulum* Th. et Pfl., *Platycarya*, *Engelhardtia*, но резко увеличилась роль *Fothergilla vera* Lubm., *F. gracilis* Lubm., *Hamamelis scotica* Simpson, *Corylopsis princeps* Lubm., *Liquidambar* sp., *L. zaisanica* Pan., *Tricolporopollenites liblarensis* subsp. *fallax* Th. et Pfl., *Tr. microhenrici* (R.Pot.) Th. et Pfl., *Juglans*, *Pterocarya*, *Tilia*, *Carya simplex* (R.Pot.) Elsik, *Ulmoideipites krempii* And., *U. planeraeformis* And., *Nyssa crassa* Pan., *N. ingentipollinea* Trav., *Trudopollis pompeckji* R.Pot., *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. excelsus* Th. et Pfl. Встречаются немногочисленные *Rhus*, *Palmae*, *Sterculia*, *Casuarinidites cainozoicus* Cook., *Liliacidites*, *Trochodendron* sp. (0,2–0,5%).

Палинокомплексы обоих интервалов изучены монографически (палинокомплексы И и З, по И.А. Кульковой и С.А.Лаухину [1975]). Нижний из них сопоставлен с палинокомплексами из низов верхне-люлинворской подсвиты и отнесен к среднему эоцену, а верхний – с палинокомплексами нижне-тавдинской подсвиты первой половины верхнего эоцена.

Верхняя часть разреза в скв. 964 оказалась палинологически немой. Однако пятнистая и полосчатая окраски, тонкая дисперсность, существенно каолинитовый состав и другие признаки, не характерные для олигоцена и более молодых отложений, но типичные для эоцена, позволяют отнести эти глины также к верхнему эоцену. Косвенным подтверждением служат особенности залегания всей красноцветной толщи.

На Чадобецком поднятии разрез средне-верхне-эоценовых отложений по скв. 2310 [Лейпциг и др., 1976] имеет следующее строение (сверху вниз).

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Глина желтая и буровато-желтая, с прослоями углистых глин | 2,0 |
| 2. Глина серая и светло-серая, алевритистая, с прослоями мелкобобовых разновидностей | 3,0 |
| 3. Глина зеленая, песчаная, иногда с редкими железистыми бобовинами | 10,0 |
| 4. Боксит каменный, красно-бурый, бобовый, с белым цементом | 14,0 |
| 5. Глина желтоватая и желтовато-зеленая, песчаная | 7,0 |
| 6. Переслаивание светло-серых, зеленых, оранжевых и охристых глин с мелкобобовой структурой | 7,0 |
| 7. Глина серая, алевритистая, с пропластками косо-слоистых песков | 5,0 |

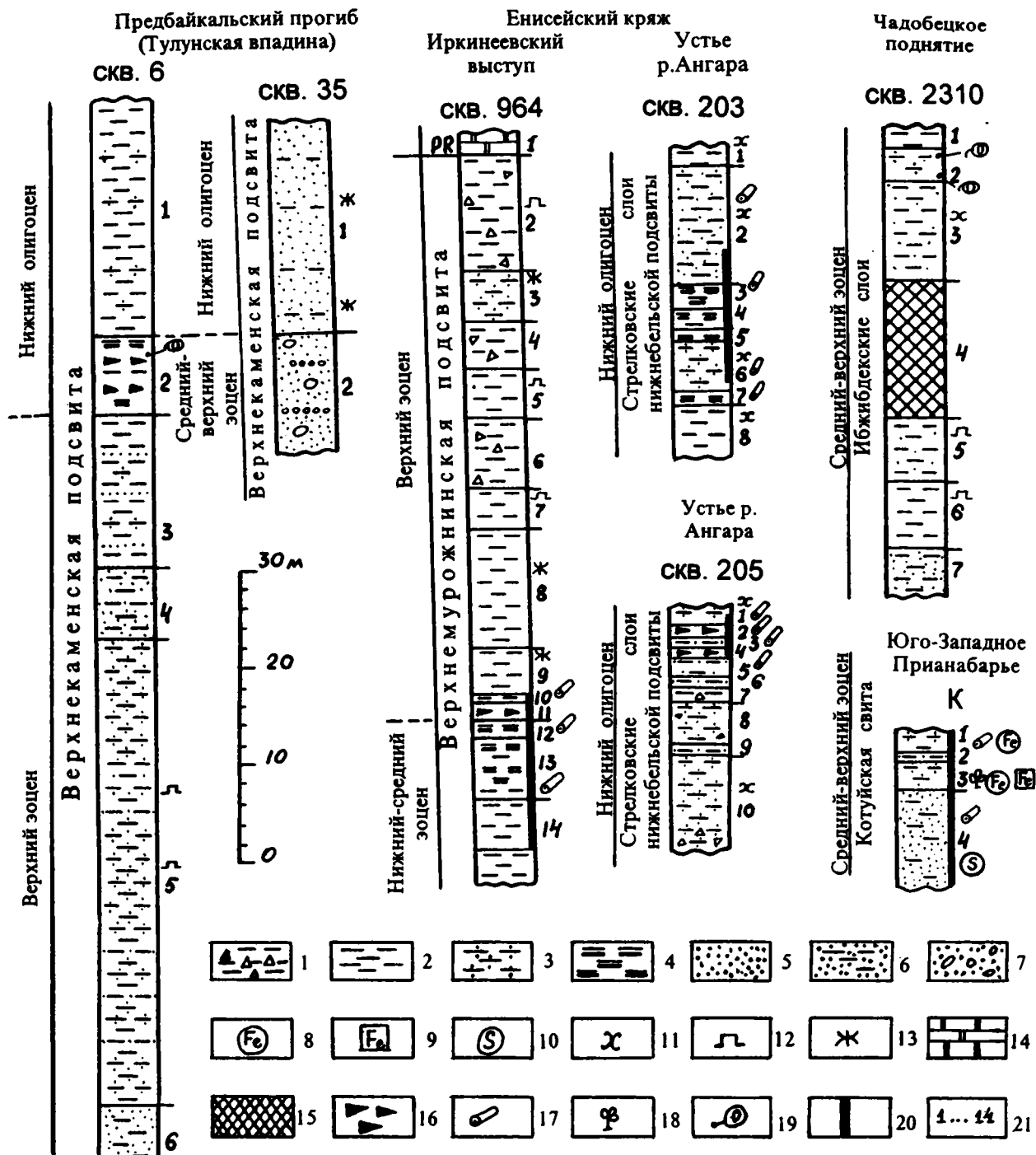


Рис. 71. Опорные разрезы эоценовых и олигоценовых отложений Сибирской платформы

Тулунская впадина Предбайкальского прогиба: скв. 6, по Н.А.Ясаманову [1976], скв. 35, по С.Ф.Павлову и др. [1976]; Енисейский край: Иркинеевский выступ – скв. 964, по И.А.Кульковой и С.А.Лаухину [1975], устье р.Ангара – скв. 203 и 205, по С.А.Лаухину и И.А.Кульковой [1979]; Чадобецкое поднятие: скв. 2310, по А.В.Лейциг и др. [1976]; Юго-Западное Прианбарье: К, стратотип котуйской свиты, по Л.Л.Исаевой и др. [1980].

1 – щебень; 2–4 – глины: 2 – без существенной примеси терригенного материала, 3 – алевритистые, 4 – углистые; 5–7 – пески: 5 – разнородные, 6 – глинистые, алевритовые, 7 – с галькой; 8–10 – конкреции: 8 – железистые, 9 – сидеритовые, 10 – пиритовые; 11 – разноцветность пород; 12 – пестроцветность пород; 13 – красноцветность пород; 14 – карбонатные породы докембрия; 15 – бокситы; 16 – угли; 17 – ископаемая древесина; 18 – растительные мегафоссилии; 19 – места отбора единичных образцов для палинологического анализа (скв. 6, 2310); 20 – интервалы с отбором больших серий образцов для палинологического анализа (скв. 203, 205, 964; К); 21 – номера слоев (справа от колонок)

В слое I А.Н. Александрова изучила палиноспектры, близкие к таковым из верхних горизонтов среднего – низов верхнего эоцена Западной Сибири [Лейпциг и др., 1976; Александрова и др., 1985].

В других разрезах карстовых отложений позднеэоценового возраста на Енисейском кряже также не обнаружены верхние слои этого подотдела. Им повсеместно соответствует размыв.

К.В. Боголепов [1961] выделил бокситоносные отложения Енисейского кряжа в мурожнинскую свиту палеоцен-эоцена, разделив ее на две подсвиты. Позже было установлено, что часть этих отложений имеет меловой возраст [Лаухин, Кулькова, 1974; Кулькова, Лаухин, 1975; Лейпциг и др., 1976]. Возникла необходимость разделения мурожнинской свиты на несколько свит. Е.И. Пельтек, А.И. Чупахин, Г.К. Кондратьев [1973] предложили выделить из ее состава средне-верхнеэоценовые глины (белые, светло-серые, углистые) в самостоятельную порожнинскую свиту¹. Это предложение было принято МСК в 1978 г. [Решения ..., 1981]. Однако не везде на кряже эти отложения эоцена представлены отбеленными глинами, часто они пестроцветные и красноцветные, как в скв. 964. Необходимость и правомочность выделения порожнинской свиты сомнения не вызывает. Однако до уточнения состава, объема и соотношения этой свиты с красноцветами (верхний эоцен) в разрезе скв. 964 сохранено название "верхнемурожнинская подсвита", как было до решения МСК в 1978 г.

Второй половине интервала среднего-позднего эоцена могут соответствовать подпочные слои севернее устья р. Подкаменная Тунгуска, в палинокомплексе которых отражены следы похолодания [А.Н.Александрова и др., 1985].

В юго-западном Прианабарье среднеэоценовые и, отчасти, верхнеэоценовые отложения выделены в котуйскую свиту [Исаева и др., 1980]. Они залегают в Муруктинской котловине и представлены серыми и желто-белыми гидрослюдисто-каолинистыми глинами, алевролитами и песками с богатым спектром минералов в тяжелой фракции (пироксен, роговая обманка, циркон, гранат, рутил). Формирование осадков происходило в озере и (или) русле реки со слабым течением за счет переотложения пермских и других пород, слагающих борта котловины. В соседней Аганылийской котловине котуйская свита, по данным А.Н. Ковалева и Г.В. Козлова [Исаева и др., 1980], представлена аллювием.

В стратотипе свиты (обнажение) вскрываются сверху вниз [Исаева и др., 1980] такие породы.

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Глина серая, алевролитстая, с железистыми желваками, обломками ископаемой древесины и растительным детритом | 2,0 |
| 2. Алевролит серый, глинистый, гумусированный, с прослоями растительного детрита | 1,0 |

3. Глина желто-белая, алевролитстая, тонкослоистая, с конкрециями сидерита и железистых песчаников, с отпечатками листьев

4. Песок серый, мелкозернистый, глинистый, горизонтально- и косослоистый, с обломками древесины и конкрециями пирита

Конкреции песчаников с железистым цементом и сидерита в слое 3 содержат отпечатки листьев растений близких тастахской макрофлоре [Исаева и др., 1980; Буданцев, 1983]. Палиноспектры котуйской свиты в стратотипе также близки тастахским [Исаева и др., 1980; Кулькова и др., 1985], но в верхних образцах из стратотипа свиты они несколько моложе тастахских и соответствуют палиноспектрам низов разреза скв.15 на р.Яна [Стрепетова и др., 1981]. Однако и последние, хотя и были продатированы второй половиной позднего эоцена, характеризуют не самые верхи его [Лаухин, Фрадкина, 1985]. Таким образом, на конец позднего эоцена и здесь приходится размыв и перерыв в осадконакоплении (рис. 72).

Отложения нижнего олигоцена в Прианабарье не развиты.

На Енисейском кряже в скв. 203 и 205 выделены стрелковские слои, сложенные озерно-болотными серыми и серо-зелеными глинами [Лаухин, Кулькова, 1979]. Скв. 203 вскрыла (сверху вниз) следующие отложения (см. рис. 71).

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Глина зеленовато-серая, со слабовыраженной горизонтальной слоистостью и следами корней ископаемых растений внизу | 2,0 |
| 2. Глина зеленовато-серая, песчаная, переходящая в глинистые пески, горизонтально- и наклонно-слоистая | 12,0 |
| 3. Глина лигнитизированная, тонколистоватая, переполненная растительной трухой и обломками древесины | 3,4 |
| 4. Глина серая, с прослоями темно-серой лигнитизированной глины | 1,8 |
| 5. Глина темно-серая, сильно лигнитизированная | 1,2 |
| 6. Глина серая и зелено-серая, слабоалевритистая, местами тонкослоистая, с редкими обломками ископаемой древесины | 5,0 |
| 7. Глина черная, лигнитовая, в подошве с растительным детритом | 1,5 |
| 8. Глина зеленовато-серая, с обломками известняков – кора выветривания | 4,5 |

В скв.205 сверху вниз вскрываются такие породы.

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Глина зеленовато-серая, сильно алевролитстая, слюдистая, с обломками древесины, горизонтально-слоистая | 2,0 |
| 2. Лигнит бурый, глинистый | 1,5 |
| 3. Супесь светло-серая, слюдистая, тонкослоистая, с обломками ископаемой древесины | 1,0 |
| 4. Лигнит глинистый, грубослоистый, с прослоями серых глин | 0,6 |
| 5. Супесь серая, неяснослоистая, с редкими прослоями темно-серой супеси и обломками древесины | 2,0 |
| 6. Суглинок табачного цвета, алевролитистый, неяснослоистый, с древесной выветрелых кварцитов | 1,0 |
| 7–10. Глина серая, грязно-бурая, белая, серовато-зеленая, сверху вниз увеличивается примесь щебня кварцита, внизу – щебеночник | 31,0 |

¹ В настоящее время возраст порожнинской свиты нуждается в ревизии, он может быть более древним.

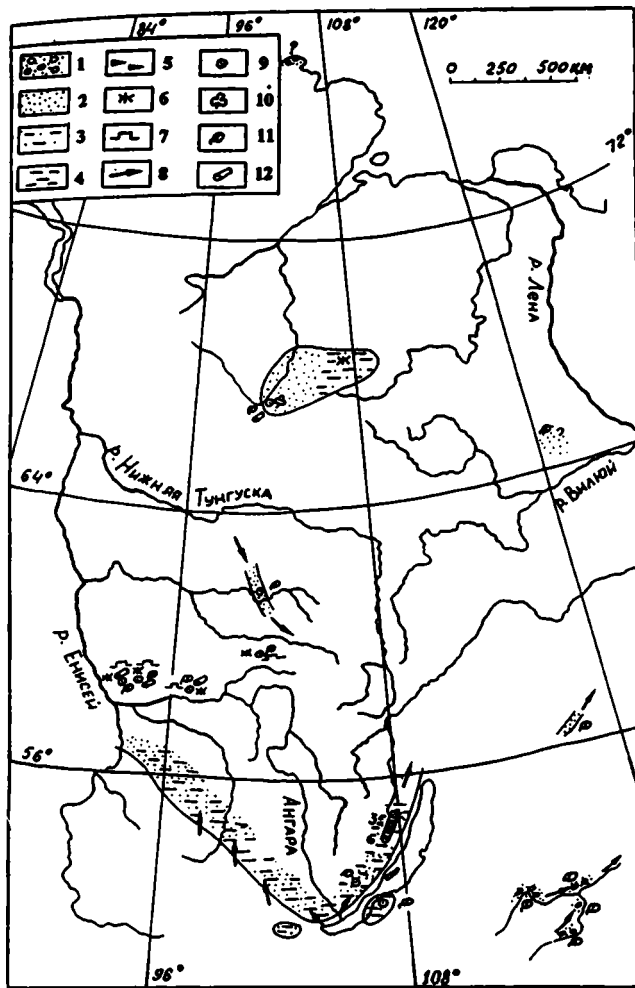


Рис. 72. Литолого-фациальная карта верхнеэоценовых отложений Сибирской платформы и ее северного и южного обрамлений. Условные обозначения к рис. 72 и 73

1 – песок с галькой; 2 – песок; 3 – алевроиты, суглинки, супеси; 4 – глины; 5 – угли; 6 – красноцветность пород; 7 – пестроцветность пород; 8 – главные направления стока; 9 – некоторые опорные разрезы; 10 – растительные мегафоссилии; 11 – пыльца и споры; 12 – ископаемая древесина

По литолого-фациальной характеристике и особенностям залегания стрелковские слои относятся к бельской свите олигоцена и располагаются в самых ее низах. Из стрелковских слоев изучен богатый палинокомплекс с преобладанием *Juglandaceae*: *Juglans polyporata* Vojc., *J. sieboldianiformis* Vojc., *Pterocarya stenopteroides* Vojc., *Carya spackmania* Trav., *C. ordinaria*, много *Corylus*, *Tilia*, *Betula*, *Quercus sibirica* Pan. и др. В целом флора приобретает тургайский облик (по Л.В. Александровой [1979] – атлымский). Однако в спектрах еще много *Quercus gracilis* Boitz. (до 4,4%), единичны другие реликты эоцена: *Loranthus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Hamamelis scotica* Simpson, *Castanea crenataeformis* Samig. и др. Сравнение с палинокомплексами палеогена Западной Сибири показало наибольшее сходство стрелковского палино-

комплекса с таковым курганских (алешинских) слоев атлымского горизонта [Лаухин, Кулькова, 1979]¹.

Стрелковские слои залегают, как и более молодые слои бельской свиты, на площадной каолинит-галлуазитовой коре выветривания. Таксономическое (но не количественное!) обилие реликтов эоцена позволяет относить стрелковские слои к самым низам олигоцена. В первой же половине позднего эоцена ("порожнинское время") формировалась кора выветривания каолинитового типа [Кулькова, Лаухин, 1975]. Следовательно, образование каолинит-галлуазитовой коры выветривания можно сопоставить с временем климатического пессимума конца эоцена – начала олигоцена [Лаухин, Фрадкина, 1985], который в центральных частях Азиатского материка проявился менее отчетливо, чем в районах, более близких к океану.

Накопление осадков стрелковских слоев знаменует собой начало прогибания и заложения грабенов в Нижнем Приангарье. Эти грабены развивались в течение всего олигоцена и части миоцена. Они выполнены бельской свитой, которая формировалась от начала олигоцена до первой половины миоцена включительно. С атлымским горизонтом нижнего олигоцена Западной Сибири может быть сопоставлена значительная часть нижнебельской подсвиты в Кулаковской и Бельско-Рыбинской котловинах [Кулькова, Лаухин, 1975; Лейпциг и др., 1976; Лаухин, Кулькова, 1979]. К низам нижнего олигоцена, кроме стрелковских слоев, в соответствии с палинологическими данными А.Н. Александровой [Лейпциг и др., 1976], могут быть отнесены и кулаковские слои, залегающие также в основании нижнебельской подсвиты (рис. 73).

Таким образом, в западной части Сибирской платформы верхнеэоценовые отложения трудно отделить от отложений второй половины среднего эоцена. В конце позднего эоцена здесь происходил размыв, а местами формировалась площадная каолинит-галлуазитовая кора выветривания. Процесс осадконакопления возобновился лишь в середине олигоцена. Отложения первой половины нижнего олигоцена известны только в приангарской части Енисейского кряжа.

Маломощный песчано-галечный аллювий из фрагментов долин в центральной и восточной частях платформы условно отнесен к переходным слоям. При детальном изучении породы могут оказаться либо верхнеэоценовыми, либо нижнеолигоценовыми. Во всяком случае, отложения этих долин знаменуют собой размыв на рубеже позднего

¹ В публикации [А.Н. Александрова и др., 1985] И.А. Кулькова отнесла стрелковский палинокомплекс к позднему эоцену. Однако обоснование такого пересмотра его положения не приведено, поэтому в данном разделе сохранена старая датировка, объяснение которой имеется в серии работ [Лаухин, Кулькова, 1978, 1979 и др.]. К тому же, в более поздней работе [Кулькова и др., 1988] допускается положение стрелковских слоев и в низах олигоцена.

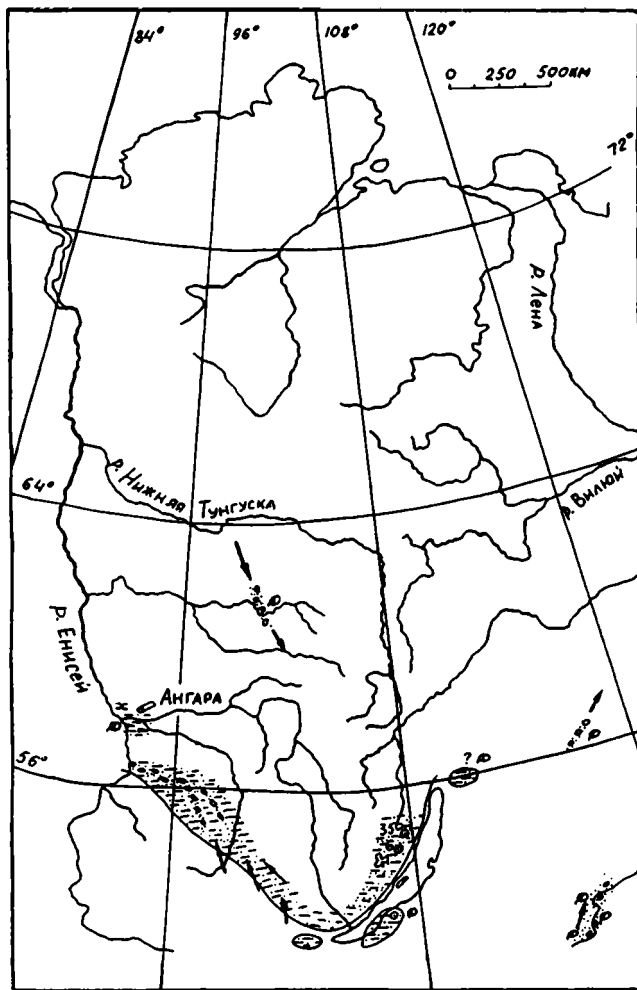


Рис. 73. Литолого-фациальная карта нижнеолигоценовых отложений Сибирской платформы и ее северного и южного обрамлений
Условные обозначения см. на рис. 72

зоцена и раннего олигоцена.

В Предбайкальском прогибе переходные зоцено-олигоценовые отложения представлены верхнекаменской подсвитой. Она обнажается в эрозионно-тектонических впадинах и сложена серыми, реже пестрыми глинами и алевролитами с прослоями углей и песков (2–15% от общей мощности) озерно-болотного генезиса. Типичный разрез ее (см. рис. 71) наблюдается в скв. 6 [Ясаманов, 1976] (сверху вниз).

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Глина темно-серая, светло-серая, коричневая, сверху черная, в некоторых прослоях алевролитистая | 24,5 |
| 2. Переслаивание темно-серых углей и черных глин | 7,8 |
| 3. Глина белая, светло- и темно-серая, иногда алевролитистая, с редкими прослоями песка | 16,0 |
| 4. Глинистые пески и алевролиты светло-серого и серого цвета | 6,8 |
| 5. Глина пестроцветная, красная и белая, алевролитистая и песчанистая, с тонкими прослоями красных алевролитов | 48,5 |
| 6. Песок белый, с прослоями розово-красного, глинистый, кварцевый | 6,5 |

Лишь на севере прогиба в осевых частях впадин аллювиальные пески верхнекаменской подсвиты достигают значительных мощностей (36 м в скв. 35). В этой скважине [Павлов и др., 1976] наблюдается (сверху вниз) следующий разрез.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Песчаник красноцветный, разнозернистый, с прослоями комковатых красных глин | 22,0 |
| 2. Песчаник красноцветный, разнозернистый, с редкой галькой и прослоями гравеллитов | 14,0 |

Здесь "слабая энергия русловых потоков, связанная с вялым рельефом водосборной территории, обусловила мелкозернистость русловых отложений" [Павлов и др., 1976, с. 95].

Для верхнекаменской подсвиты в основном характерен палинокомплекс с *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Liquidambar*, *Hamamelidaceae*, *Platycarya*, *Anacardiaceae*, *Castanea* (до 13%), *Carya* (до 13%), *Engelhardtia*, *Nyssa*, *Myrtaceae*, *Proteaceae*, *Sterculiaceae*, *Elaeagnaceae*, *Ilex*, *Rhus*, трехбороздной и трехбороздно-поровой пылью формальных таксонов (35–80%) [Литвинцев, Тараканова, 1973; Павлов и др., 1976; Лейпциг и др., 1976]. Г.И. Тараканова и В.М. Климанова сопоставляют его с верхнетавдинскими, а А.Н. Александрова – с верхнеюлиновскими и нюрольскими. В самых верхах подсвиты доминируют представители умеренной флоры, но в небольших количествах отмечаются многие реликты эоцена. Г.И. Тараканова отождествляет их с палинокомплексами нижнего олигоцена Тургая. В верхнекаменской подсвите обнаружены также семена [Литвинцев, Тараканова, 1973] и отпечатки листьев [Замараев и др., 1976], которые не противоречат приведенной датировке, но и не уточняют ее.

Для верхнекаменской подсвиты во всех многочисленных публикациях не приведено ни одной спорово-пыльцевой диаграммы и не указано точное положение границы эоцена и олигоцена в каком-либо разрезе. Таким образом, приходится считать верхнюю часть верхнекаменской подсвиты переходной от эоцена к олигоцену.

Н.А. Ясаманов [Лейпциг и др., 1976, с. 77] отмечает, что на периферии впадин верхи каменской свиты размыты, а в их центральных частях переход к булусинской свите постепенный и породы ее "литологически не отличимы от вышележащих толщ булусинской свиты". Этот автор предлагает выделить верхнекаменскую свиту в объеме верхнего эоцена, а булусинскую – в объеме олигоцена. Данная точка зрения отражена в утвержденной [Решения ..., 1981] схеме палеогена Сибирской платформы. Однако трудности разделения свит, обусловленные не послойным и очень редким¹ отбором образцов на спорово-пыльцевой анализ, не могут служить основанием для изменения объема

¹ По два-три образца на 70–90 м мощности каменской свиты [Лейпциг и др., 1976, с. 74].

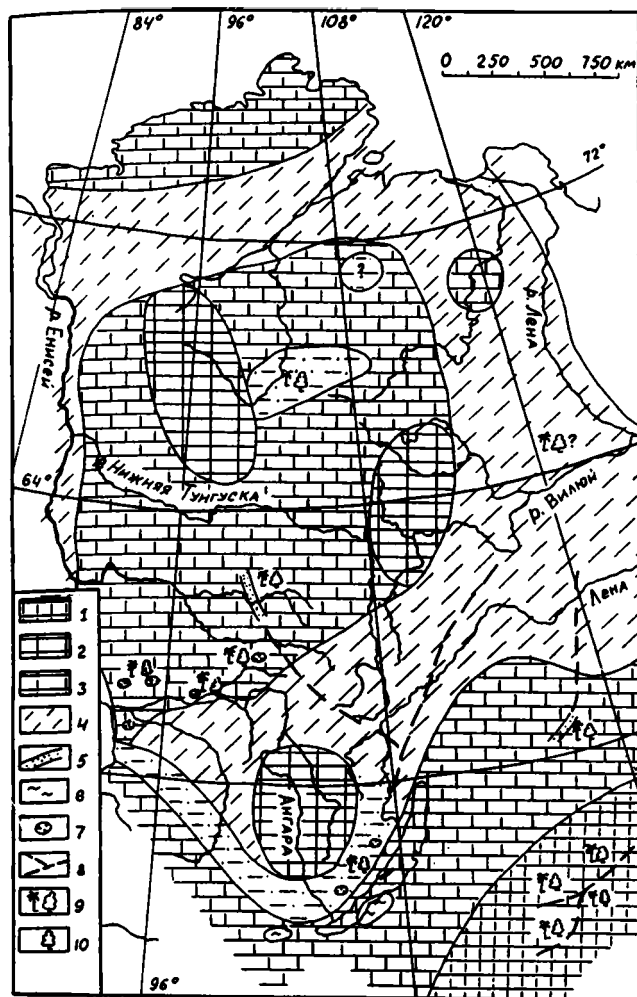


Рис. 74. Палеогеографическая карта позднего эоцена Сибирской платформы и ее северного и южного обрамлений
Условные обозначения к рис. 74 и 75

1 – горы низкие со сглаженным рельефом; 2, 3 – равнины возвышенные, холмистые: 2 – с расчлененным рельефом, 3 – со сглаженным рельефом; 4 – низменные равнины, денудационные; 5 – фрагменты долины крупных рек; 6 – озерно-аллювиальные и озерно-болотные равнины; 7 – карст; 8 – главные направления речного стока; 9, 10 – лесная растительность: 9 – переходного типа от субтропической к теплоумеренной; 10 – теплоумеренная

свит, тем более, что заведомо раннеолигоценовые комплексы из булусинской свиты не приводит и сам Н.А. Ясаманов. Большинство же исследователей принимает верхнекаменскую подсвиту в объеме позднего эоцена – раннего олигоцена² и относит ее формирование к концу предрифтового этапа, тогда как булусинская свита знаменует собой начало развития байкальского рифта [Литвинцев,

² Спорово-пыльцевой комплекс из верхнекаменской подсвиты с преобладанием субтропических таксонов, включающий также *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis*, скорее свидетельствует в пользу точки зрения Н.А. Ясаманова (Примеч. Ред.)

Тараканова, 1973; Павлов и др., 1976; Замаараев и др., 1976; Логачев и др., 1984].

С переходными от эоцена к олигоцену слоями в Предбайкальском прогибе нет полной ясности. Каменская свита развита, по С.Ф. Павлову с соавторами [1976], только в Тулунской, Кырыминской, Шона-Бирилейской и Харанурской впадинах; по С.М. Замаараеву с соавторами [1976] – в Тулунской, Кырыминской, Каменской, Корсаковской, Тыр-кинской и Гарбитканской впадинах; по Н.А. Ясаманову [Лейпциг и др., 1976, с. 73] – в "Кырыминской, Харанурской, Корсаковской, Тулунской и ряде других впадин". Поскольку все исследователи в одни и те же годы изучали практически одинаковый керновый материал в разрезах названных впадин, а контакт каменской и булусинской свит не всегда четкий, есть основание предполагать, что одни и те же слои различные авторы отнесли либо к каменской, либо к булусинской свите. Очевидно, при поступлении нового кернового материала необходимо обратить особое внимание на детальный литолого-фациальный анализ верхов верхнекаменской подсвиты и на палинологическое изучение образцов, отобранных из этих слоев через небольшие интервалы.

В Чарской котловине выделена салликильская свита [Корнутова и др., 1984]. Нижняя ее подсвита сложена глинами и мелкозернистыми песками с прослоями торфа, отлагавшимися в проточных озерах, а средняя – аллювиальными песками с включением галек. Приведенные палиноспектры для нижней и средней подсвит позволяют относить нижнюю подсвиту к верхнему эоцену, а среднюю – к нижнему олигоцену.

В Верхнеангарской впадине низы янчуканской свиты сложены озерными (?) супесями и охарактеризованы олигоценными палиноспектрами [Цветков, 1984], состав которых позволяет предполагать, что в эту свиту, наряду с верхнеолигоценными, входят и нижнеолигоценные отложения.

Палеогеографическая обстановка

Большинство исследователей Сибири считают, что рельеф и морфоструктуры Сибирской платформы образовались на протяжении мелзэоценового этапа развития. Некоторые ученые [Адаменко и др., 1971] полагают, что этот этап был более продолжительным (поздняя юра – эоцен), другие – более коротким (палеоцен–эоцен) [Лейпциг и др., 1976]). Однако все сходятся на том, что он завершился в конце эоцена формированием на Сибирской платформе региональной поверхности выравнивания (рис. 74, 75). Судя по отложениям конца эоцена, рельеф на платформе был сглаженный, но далеко не идеально ровный. Реки, стекавшие с Путорана, несли не только песок, но и гальку (разрез в бассейне р. Чунь). Гальки из-

Полезные ископаемые

Верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые отложения Сибирской платформы, а также ее северного и южного обрамления не богаты полезными ископаемыми. Песчано-глинистые породы могут быть использованы в качестве строительных материалов. Возможны промышленные концентрации керамического сырья, связанные с переотложением глини кор выветривания. Бокситонакопление, активное в палеоэоцене – начале эоцена, к концу эоцена затухает и, по мнению ряда исследователей [Пельтек и др., 1973; Павлов и др., 1976; Гольберт и др., 1977], в позднем эоцене совсем прекращается. Угленакопление, особенно активное в середине олигоцена на Енисейском кряже, в начале олигоцена еще только начинает развиваться. В Прибайкалье своего максимума угленакопление достигло только в неогене [Павлов и др., 1976]. Поэтому перспективы обнаружения промышленных скоплений углей и бокситов в породах верхнего эоцена и нижнего олигоцена региона невелики. Возможность обнаружения в них промышленных концентраций россыпных полезных ископаемых изучена крайне слабо.

Геологические события

В самом начале олигоцена на Сибирской платформе наблюдается оживление тектонических движений. О.М. Адаменко с соавторами [1971] считают, что это оживление было кратковременным, но довольно интенсивным. Другие авторы полагают, что для многих районов платформы эти движения, начавшиеся на рубеже эоцена и олигоцена, продолжались до миоцена, нарастая с середины олигоцена. Только в Предбайкалье активизация тектонических движений выражена слабо. Хотя С.Ф. Павлов с соавторами [1976] и отмечают появление галечников в самых верхах каменной свиты, но в основном она сложена углистыми глинами и алевритами.

На большей части Предбайкальского прогиба в начале олигоцена продолжала формироваться предрифтовая поверхность выравнивания [Замараев и др., 1976; Логачев и др., 1984]. Магистральная долина палео-Лены начиналась в Предбайкальском прогибе и проходила вдоль края возвышенного плато к юго-востоку от современной долины Лены. Далее ее восточное направление обуславливалось морфоструктурами.

В Чарской котловине в это время происходит смена озерного осадконакопления (нижняя подсвита салликинской свиты) аллювиальным. Палеорека Чарской котловины несла, кроме песка, и гальку (средняя подсвита этой свиты), что может свидетельствовать о формировании здесь низко-

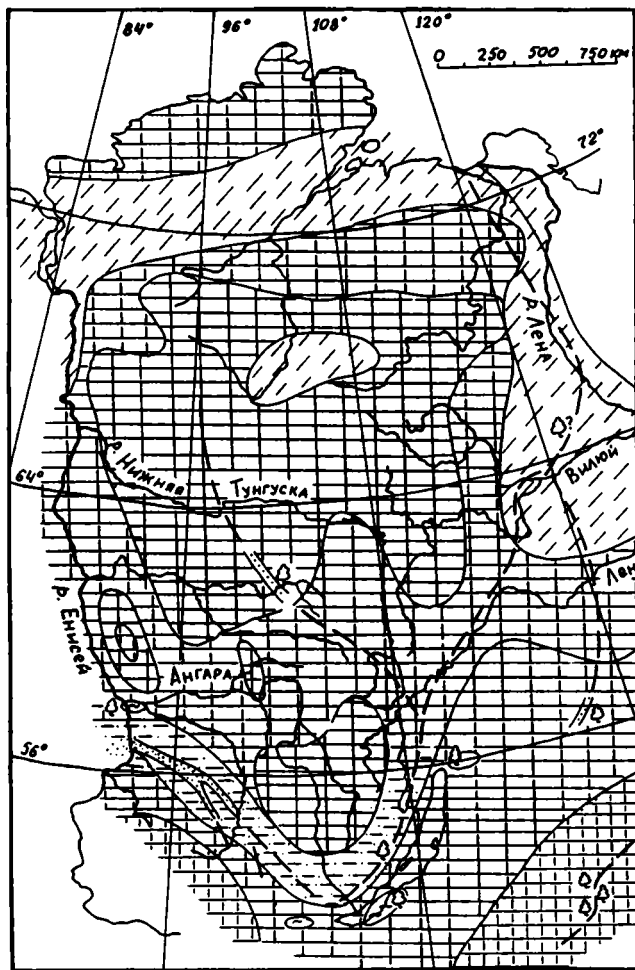


Рис. 75. Палеогеографическая карта раннего олигоцена Сибирской платформы и ее северного и южного обрамлений. Условные обозначения см. на рис. 74

вестны в аллювии рек, стекавших со стороны современного Байкала и далее следовавших по Предбайкальскому прогибу (скв. 35) [Павлов и др., 1976]. Для формирования карстовых полостей был необходим возвышенный рельеф плато, которым, очевидно, характеризовался Енисейский кряж. Возвышенные участки были на месте Восточного Саяна.

Климатическая обстановка

На всей Сибирской платформе климат второй половины среднего – первой половины позднего эоцена был субтропическим. К концу эоцена на севере платформы, судя по палинологическим данным из низовий р. Яна [Стрепетова и др., 1981], он стал теплоумеренным, но отдельные элементы субтропической флоры сохранялись даже севернее Полярного круга.

горного рельефа. Эта река имела северо-восточное направление и, вероятно, впадала в магистральную долину где-то в районе низовий современного Витима.

Зона активного прогибания развивается в Предсаянском прогибе. Долинная сеть в его пределах была, вероятно, вялой. Однако на выходе в Рыбинскую впадину среди водораздельных галечников могут присутствовать и нижнеолигоценовые. Надо полагать, что галечники при равнинном рельефе впадины могла отлагать лишь крупная река. Не исключено развитие нижнеолигоценовых галечников в глубоких палеодолинах Ангаро-Тасеевской впадины [Лаухин, 1975]. Оттуда палеодолина направлялась в пределы Западной Сибири и впадала в палеодолину субмеридионального Кемского прогиба. Нижние слои аллювия этой долины могут иметь раннеолигоценовый возраст, так как они располагаются ниже слоев со "среднеолигоценовыми" палинокомплексами.

В Приангарской части Енисейского кряжа в это время закладывается субширотный прогиб, а в нем – грабены. В этих грабенах накапливались озерные глины стрелковских и кулаковских слоев. Залегание их на площадной каолинит-галлуазитовой коре выветривания свидетельствует о том, что в Нижнеангарском субширотном прогибе заложению грабенов предшествовали разрывы и эрозия. Долина, прослеженная из Предверхоанского прогиба, переходила в Кемский прогиб существенно южнее низовьев современной Ангары, что обеспечивало сохранность здесь озер в грабенах Стрелковской, Кулаковской и Бельско-Рыбинской котловин. Почти полное отсутствие песчаных фаций в самых низах бельской свиты, слагающей эти грабены, не позволяет предполагать существование и впадение в раннеолигоценовые озера сколь угодно крупных рек¹.

Характерная для Приангарья и севера Енисейского кряжа морфоструктура субширотных валов и прогибов [Лаухин, 1975] заложилась сразу же после формирования площадной каолинит-галлуазитовой коры выветривания. Одновременно с началом опусканий в субширотном Приангарском прогибе, вероятно, возник и расположенный севернее субширотный вал. Приподнятое плато конца эоцена на Енисейском кряже начало трансформироваться в центральной части в низкогорье. Карстообразование на кряже в начале олигоцена затухает, очевидно, по климатическим причинам.

В центре платформы реки, существовавшие в конце эоцена, в начале олигоцена углубили свои

долины. В бассейне Подкаменной Тунгуски и на Марха-Тюнгском водоразделе они отлагали песчано-галечный аллювий.

На востоке платформы, в Вилкойской синеклизе и Предверхоанском прогибе, в меловое время происходила активная аккумуляция. Логично было бы предполагать подобную аккумуляцию и в эоцене. Видимо, стремлением "найти" ее следы можно объяснить то, что А.В. Гольберт с соавторами [1977] отнесли к эоцену низы таттинской свиты¹ Алданской впадины. Однако эта свита, ранее относимая к миоцену [Миоцен ..., 1976], по последним данным [Фрадкина и др., 1984] не древнее "среднего" олигоцена. Поскольку Алданская впадина покрыта достаточно густой сетью буровых скважин, трудно надеяться на обнаружение здесь между мелом и олигоценом значительных площадей развития эоцена. В равной степени сложно предполагать, что в Вилкойской синеклизе происходили осадконакопление в эоцене и мощный размыв в начале олигоцена, который уничтожил бы все осадки эоцена. На сотни километров от Алданской впадины нет бассейна, куда сносились бы эти осадки; если учесть рыхлость отложений кайнозоя, то при интенсивном размыве их объем был бы весьма значителен. К тому же маломощные эоценовые отложения, известные на северном крыле Вилкойской синеклизы (Марха-Тюнгский водораздел) и в ее южном обрамлении (Чара), образовались не за счет сноса из Алданской впадины.

Сказанное заставляет предположить, что в эоцене и начале олигоцена на большей части Вилкойской синеклизы происходили поднятия, вызвавшие перерыв в осадконакоплении между мелом и верхней частью олигоцена. Однако поднятия эти были менее интенсивными, чем в окружающих районах, и Вилкойская синеклиза эоцена – начала олигоцена в рельефе была выражена денудационной изменчивостью, окруженной несколько более высокой холмистой равниной.

На низменности располагалась долина палео-Лены, на значительном протяжении близкая к ее современному положению. Лишь на севере долина отклонялась к западу в связи с развитием Лаптевоморского рифта.

Основные выводы

В позднем эоцене и раннем олигоцене в пределах всего региона происходили постоянные дифференцированные поднятия, в основном незначительной интенсивности. Интенсивность, а особенно дифференцированность поднятий усилились в начале олигоцена. Почти на всей территории Сибирской платформы (кроме Предбайкальского прогиба)

¹ Существование в стрелковское время крупной палеодолины, почти полностью совпадающей с современной долиной Ангары, которую иногда рисуют для датско-эоценового времени [Сидоренко (ред.), 1983] и олигоцен-миоценового интервала [Адаменко и др., 1971], для рубежа эоцена и олигоцена исключается из-за наличия этих озер. Субширотная река с долиной, близкой к Ангарской, могла получить развитие в середине олигоцена, а в миоцене несомненно существовала.

¹ В работе А.В. Гольберта и др. [1977] она названа тангинской, но в кайнозое Алданской впадины нет такой свиты, а есть таттинская и тандинская – обе относятся ко второй половине олигоцена.

до конца эоцена сохранялся позднемиоценовый–эоценовый стиль тектонического развития. На рубеже эоцена и олигоцена отмечается его перестройка – произошло заложение современного морфоструктурного плана. Только в Предбайкалье и на юго-востоке платформы (Алданская впадина) этот процесс несколько задержался и в начале олигоцена морфоструктуры еще развивались по тому же типу, что и в палеоцен-эоценовое время. Там заложение современного морфоструктурного плана приходится на середину олигоцена.

Однако на большей части платформы смена морфоструктурного плана была не настолько резкой, чтобы изменились основные направления сноса. Судя по редким сохранившимся фрагментам палеодолин того времени, снос происходил по одним и тем же долинам в позднем эоцене и раннем олигоцене не только в Прибайкалье–Забайкалье, но и в бассейне Тунгуски, на Тунг-Мархинском междуречьи и в Предсаянском прогибе. В начале олигоцена сток активизировался как в позднеэоценовых долинах (увеличение роли псефитового материала), так и во вновь образовавшихся долинах – в Предсаянском прогибе и вдоль западной границы Сибирской платформы.

Палеоклимат западных районов Сибирской платформы, особенно между Саянами и Таймыром, в конце эоцена и начале олигоцена определялся палеогеографическими событиями в Западной Сибири. Отсюда – почти полная тождественность истории развития растительности в позднем эоцене и раннем олигоцене на Енисейском кряже и в южной половине Западно-Сибирской низменности.

В начале позднеэоценового похолодания теплое течение с юга на север вдоль восточного побережья Западно-Сибирского моря смягчало климат западных районов Сибирской платформы. В конце эоцена поднятия на севере Западной Сибири [Лаухин, 1987] полностью изолировали море с севера, и короткое время (во время регрессии) отепляющее влияние моря на западные районы платформы могло усиливаться (хотя одновременно усиливалось и глобальное похолодание). Поэтому похолодание в западных районах платформы наступило с большим запозданием и было очень резким, когда регрессировавшее море, по-прежнему оставаясь теплым, отступило значительно западнее Оби. Это произошло непосредственно перед курганским (алешинским) временем. В результате и смена позднеэоценовых субтропических растительных формаций тургайскими олигоценовыми была резкой. В стрелковское время, когда на платформе быстро распространилась атлымская растительность, в низкогорье Енисейского кряжа еще сохранялись рефугиумы эоценовой растительности. Отдельные эоценовые реликты, в том числе некоторые вечнозеленые дубы (*Quercus gracilis*) могли входить в состав ранних формаций тургайской растительности.

В восточных районах Сибирской платформы по-

холодание в конце эоцена – начале олигоцена происходило, очевидно, более постепенно, подобно тому, как это было на Северо-Востоке России [Стрепетова и др., 1981; Лаухин, Фрадкина, 1985; Лаухин, 1986, 1993]. Верхний эоцен и нижний олигоцен там почти не развиты и потому палинологически изучены крайне слабо. Однако о более постепенном характере пессимума на рубеже эоцена и олигоцена в восточных районах Сибирской платформы можно судить по следам похолодания позднего эоцена в юрковских, котуйских, устьянских палинокомплексах сосновского горизонта [Стрепетова и др., 1981].

В южных частях региона (Прибайкалье, Забайкалье) в палинокомплексах конца эоцена и начала олигоцена присутствуют следы похолодания и некоторой аридизации. Однако разрезы верхнего эоцена и нижнего олигоцена там очень фрагментарны, кроме впадин Предбайкальского прогиба. К сожалению, в этом прогибе палинокомплексы изучались по единичным образцам или небольшим их сериям. Довольно многочисленные палинологические анализы позволяют вполне определенно судить об изменении растительности на рубеже эоцена и олигоцена, но ход этого изменения в течение позднего эоцена и раннего олигоцена проследить не удастся. Для этого необходимо детальное послонное палинологическое изучение верхнекаменской подсвиты и нижних слоев булусинской свиты.

Смена пестроцветного, красноцветного, белесого типа осадконакопления сероцветным, угленосным на рубеже эоцена и олигоцена на Енисейском кряже и в Предбайкальском прогибе произошла практически одновременно. Это свидетельствует о том, что трансформация типа осадконакопления была обусловлена не региональными изменениями морфоструктурной обстановки и не региональными особенностями палеоклиматов, а общей глобальной их перестройкой на рубеже эоцена и олигоцена.

В стратиграфию палеогена Западной Сибири, которая была основой корреляции для палеогена Сибирской платформы, в 60-е годы внесены коррективы, базирующиеся на изучении микрофитопланктона, обнаруженного совместно с палиноспектрами почти по всему разрезу эоцена Западно-Сибирской равнины [Кулькова, 1988]. Соответствующие изменения произошли и в стратиграфии эоцена Сибирской платформы и ее обрамления (см. табл. 16). Однако динофлагеллаты в Западной Сибири обнаружены лишь в эоцене, но не в олигоцене. Разделение котуйской свиты на котуйскую и сыдинскую, выделение алгашских и подсопочных слоев несколько увеличило детальность расчленения позднего эоцена, но генерализованное палинологическое изучение этих стратонев [Кулькова и др., 1985, 1988] не позволяет более детально представлять себе палеогеографические события на рубеже эоцена и олигоцена.

Регион XXIV

Северо-Восток России (Якутия, Чукотка)

Введение

Регион расположен на территории мезозойских горно-складчатых сооружений Верхояно-Чукотской структурно-формационной области, перекрытых на севере структурами шельфовых бассейнов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. На юго-востоке он граничит с Корякско-Камчатской континентальной и Охотской шельфовой областями, а на западе и юго-западе – с Сибирской платформой. Разрезы палеогена, на основе анализа которых базируются представления о геологических событиях на эоцен-олигоценном рубеже, расположены в Приморской низменности (впадины Арктического побережья) и некоторых межгорных впадинах Верхояно-Колымской горной области (рис. 76).

Краткая история изучения

Изучение кайнозойских отложений на Северо-Востоке России интенсивными темпами началось с 60-х годов. Материалы по палеогену вошли в Геологическую карту СССР, в тома "Геология СССР" и др. Стратиграфией кайнозоя занимались геологи ПГО "Севостгеология" и "Якутскгеология", СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Института геологии ЯФ СО АН СССР, Института геологии и геофизики СО АН СССР, МГУ и др. В 1975 г. на Втором Межведомственном стратиграфическом совещании в г.Магадане была разработана региональная стратиграфическая схема палеогена [Решения ..., 1978]. Большой вклад в изучение палеогена региона сделали Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ. При расчленении отложений палеогена очень значимыми оказались палинологические данные И.А. Кульковой, которая монографически обработала материал по тастахскому региональному горизонту, и Г.Г. Карташовой, первой изучившей эоцен-олигоценный палинокомплекс. В.В. Белая, Л.П. Жарикова, А.В. Киселева, И.Б. Кистерова, В.Е. Терехова, А.И. Томская и А.Ф. Фрадкина провели подобные исследования для многих разрезов палеогена. Необходимо также отметить работы Л.Ю. Буданцева, О.В. Гриненко, С.А. Лаухина, Г.С. Гусева по стратиграфической и литолого-фациальной характеристикам палеогеновых отложений.

В связи с накоплением новых геологических материалов и переходом на Международную страти-

графическую шкалу палеогена, в региональную шкалу палеогена Северо-Востока России (1975 г.) были внесены значительные дополнения и уточнения [Гриненко и др., 1989]. Применительно к эоцену и олигоцену эти коррективы сводятся к следующему.

Отложения низов нижнего эоцена выделены в кенгдейский региональный горизонт. Пересмотрен возраст тастахского регионального горизонта в связи с корреляцией его отложений с западносибирскими разрезами, где И.А. Кулькова изучила диноцисты. Она сделала вывод, что климатический оптимум эоцена соответствует концу раннего – первой половине среднего эоцена. Появились материалы для выделения отложений верхнего эоцена и низов нижнего олигодена. По палинологическим данным представилась возможность проследить в регионе отложения, которые можно включить в он-

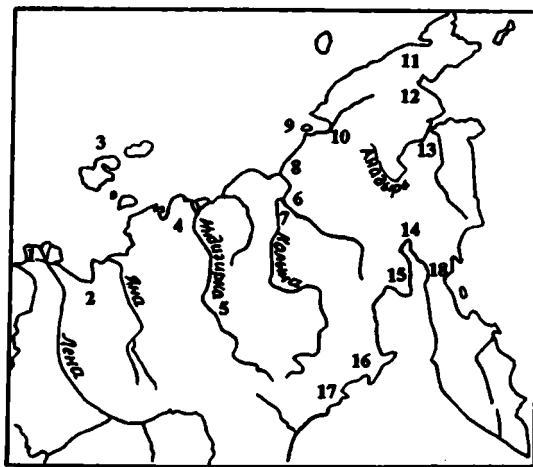


Рис. 76. Обзорная карта расположения разрезов палеогеновых отложений на Северо-Востоке России

1 – Северное Верхоянье; 2 – Куларский район; 3 – Новосибирские острова; 4 – Тастахский прогиб; 5 – Индигиро-Зырянский прогиб; 6 – Нижнеколымский район (близ устья р.Омолон); 7 – Приколывье (р.Слезовка); 8 – Анюйская впадина; 9 – скв. 1 на о-ве Айон; 10 – Чаунская впадина; 11 – Ванкаремская впадина; 12 – Тнеквеемская впадина; 13 – Анадырская впадина; 14 – Пенжинский район; 15 – п-ов Тайгонос; 16 – Ланковская впадина; 17 – Кавинско-Тауйская впадина; 18 – мыс Ребро – мыс Гетклинн на Камчатке

кучахский региональный горизонт (верхний олигоцен), а отложения омолойского регионального горизонта считать по возрасту принадлежащими ко второй половине раннего олигоцена.

Опорные разрезы

Лаптевско-Восточно-Сибирская структурно-формационная область

Лаптевская зона

1. Кенгдейский грабен Северного Хараулаха. Нижний эоцен – кенгдейская свита (более 130 м); выше – со стратиграфическим несогласием верхнеэоценово-олигоценовая апанасовская толща (до 100 м). Первая сложена чередованием светлых и серых глин с пластами угля, вторая – также углесто-глинистыми породами.

2. Омолойский грабен. Солурская толща верхнеэоценово-олигоценового возраста – глинисто-алевритисто-песчаные породы (125 м); омолойская свита (олигоцен) – глины, суглинки, пески, лигниты до 60 м [Баранова и др., 1979].

3. Нижнеянский грабен. Скв. 1. Эоцен-олигоценовые отложения, коррелируемые с солурской и омолойской свитами [Стрепетова и др., 1981; данные Л.П. Жариковой], представлены преимущественно озерно-аллювиальными песчано-глинистыми породами; выше – отложения миоцена.

Восточно-Сибирская зона

4. Озеро Тастах и возвышенность Джелоон-Сисе (р. Индигирка). Континентальная тастахская свита (нижний эоцен – начало среднего эоцена) – алевролиты, глины, лигниты, пески с включением гальки, гравия, железисто-сидеритовых конкреций, плодов и семян (35 м). Перекрывается отложениями олигоцена-миоцена.

5. Остров Фаддеевский. Анжуйская свита (нижний эоцен – начало среднего эоцена) – глины, алевролиты, галечники (10–70 м) с раковинами моллюсков неясного генезиса и морских динофлагеллат нижнего эоцена [Фрадкина, 1989]. Подстилающие отложения – верхнемеловые, перекрывающие – олигоцен-миоценовые или плиоцен-четвертичные.

6. Нижнеколымский прогиб. Нижнеколымская скв. 1. Верхнеэоценовая лакеевская свита (59 м) – глины серые до белых, иногда песчанистые, пропластки лигнита, гравия. На основании находок единичных морских фораминифер и диатомей (материалы А.А. Архангелова, Г.Г. Карташовой и др. за 1984 г.) и по геохимическим данным [Макаров и др., 1984] предполагается наличие прибрежно-морских и лагунных фаций среди континентальных. Нижнеолигоценовая нижнеколымская свита (110 м) – в основном песчанистые глины, реже пески; в интервале 474,1–484,7 м – валунно-галечный слой. Скважиной вскрыты также отложения палеоцена, миоцена и плиоцена.

7. Чаунский прогиб. Скважина на о-ве Айон. Верхний эоцен и нижний олигоцен (интервал 505–625 м) – разнородные пески, алевролиты, глины, рассеянная галька [Белая, Терехова, 1982]. Подстилающие отложения – аналог тастахской свиты, перекрывающие – морской олигоцен.

Верхояно-Чукотская структурно-формационная область

Колымо-Омолонская зона

8. Шаманихо-Столбовская впадина (р. Колыма). Вторая половина среднего эоцена – низы верхнего эоцена, тирехтях-юринская свита – 20 м – серые глины с лигнитами. В разрезе вскрыты отложения от палеоцена до плиоцена.

Верхояно-Колымская зона

9. Тауйско-Кавинский прогиб. Скв. 4 на р.Кав. Верхнеэоценово-олигоценовая вулканогенно-осадочная толща (189 м) – туфобрекчии и туфы, туфогенные алевролиты и глинисто-песчаные породы. Перекрывающие отложения олигоцен-миоценовые, подстилающие не известны [Кистерова, Анкудинов, 1979].

Корякско-Чукотская зона

10. Анадырская впадина. Скв. 830 (материалы М.Д.Болотниковой). Верхнеэоценово-нижнеолигоценовая первореченская свита (интервал 56–315 м) – аргиллиты, алевролиты, угли, песчаники с морскими моллюсками.

11. Пенжинский прогиб. Разрез между реками Малая и Большая Шестакова (материалы В.Г. Беспалого, Т.Д. Давидович, А.Г. Аблаева). Среднеили верхнеэоценовая усть-пенжинская свита (до 100 м) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, диатомиты, лигниты.

Переходному эоцен-олигоценовому интервалу в указанных разрезах соответствуют в основном континентальные образования. По сухопутной перемычке "Берингийский мост" все впадины региона подразделяются на две группы. Первая из них, относящаяся к системе Американо-Арктического бассейна Арктики (Лаптевско-Восточно-Сибирская и Верхояно-Чукотская структурно-фашиальные области), в позднем эоцене и раннем олигоцене заполнялись исключительно континентальными осадками. Окраина Американо-Арктического моря располагалась в это время севернее, в пределах внешней части современного шельфа Северного Ледовитого океана (во всяком случае, к северу от линии Новосибирские острова – остров Врангеля). Впадины, входящие в Корякско-Чукотскую зону (Анадырская впадина, Пенжинский прогиб), связанные с Тихим океаном, заполнялись в позднем эоцене как континентальными, так и морскими осадками (море проникало по ингрессионным рукавам, Пенжинской губе и Анадырской впадине, о чем свидетельствуют находки морских диатомовых и моллюсков).

Минералогическая и геохимическая характеристика

Наиболее полные данные имеются для Нижнеколымского прогиба. В верхнеэоценовой лакеевской свите (материалы А.И. Фролова за 1982 г.) из породобразующих минералов встречены плагиоклаз, в меньшем количестве каолинит и кварц; в тяжелой фракции – апатит, рутил, гранат, циркон, сфен, андалузит. В нижнеолигоценовой нижнеколымской свите больше кварца, меньше плагиоклаза, отмечена роговая обманка; в тяжелой фракции появляются брукит, ортит и другие. Лакеевская свита [Макаров и др., 1984] обогащена неподвижными элементами – титаном, ванадием, хромом, марганцем и обеднена высокоподвижными – медью, никелем, свинцом. Состав водных вытяжек в лакеевской свите от хлоридно-натриевого до гидрокарбонатно-натриевого; в нижнеколымской свите больше железа и натрия, состав водно-солевых вытяжек содовый.

Стратиграфическая и палеоботаническая характеристики

Особенность стратиграфических работ по кайнозой на Северо-Востоке России заключается в том, что расчленение и корреляция отложений, в частности палеогеновых, осуществляется на основе палеоботанических (прежде всего, палинологических) данных. Отложения морского генезиса имеют весьма ограниченное распространение и приурочены главным образом к Корякско-Чукотской зоне. Поэтому надежность стратиграфических построений контролируется здесь общей последовательностью отложений. В связи со сказанным ниже кратко дается стратиграфическая характеристика всего эоцена.

Большое значение для стратиграфии палеогена Северо-Востока России имеют те разрезы, в которых наряду со спорами и пыльцой встречены другие палеонтологические остатки. К числу таких относятся разрезы быковской и кенгдейской свит и кунгинской толщи Северного Верхоянья, входящие в кенгдейский региональный горизонт и охарактеризованные единым палинокомплексом [Гриненко и др., 1989]. Принадлежность первой из них к эоцену подтверждается находками динофлагеллат *Wetzeliella articulata* (O.Wetz.) Eisenack, *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Isabellidium* sp. Из отложений кенгдейской свиты Л.Ю. Буданцев по листовым отпечаткам определил раннеэоценовый флористический комплекс (виды из родов *Ginkgo*, *Metasequoia*, *Platanus*, *Trochodendroides*, *Alangium* и др.). Близкий по составу комплекс растений (листовые отпечатки), также отнесенный к раннему эоцену, Л.Ю. Буданцев изучил из быковской свиты в устье р. Лена. Из кенгдейской свиты А.Л. Чепалыга определил пресноводные моллюски родов *Lanceolaria*, *Margaritifera*, *Huyriopsis* (возраст – низы раннего эоцена, хотя некоторые виды этих родов

встречаются и в палеоцене). По отпечаткам листьев из кунгинской толщи М.А. Ахметьев [Лаухин и др., 1988] определил виды из родов *Ginkgo*, *Taxodium*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Nordenskioldia* и др. (возраст вряд ли моложе раннего эоцена).

Для палинокомплекса этих трех названных выше подразделений (низы раннего эоцена) характерно доминирование сем. *Pinaceae* – *Pinus* sect. *Strobilus*, P. sect. *Pseudostrobilus*, P. subgen. *Diploxylon*, *Tsuga*, *Abies*, *Cedrus*, *Keteleeria*, а *Taxodium*, *Sequoia*, *Alnus* и *Betula* обычно выступают в роли субдоминант. Пыльца термофильных покрытосеменных (чаще 10–20%) представлена *Juglans sieboldianiformis* Boitz., *Engelhardtia*, *Alfaroa*, *Comptonia*, *Nyssa*, *Magnoliaceae*, *Moraceae* и др. Мелкая пыльца трехборздного строения (обычно в пределах 10%) включает *Rhoipites granulatus* (Fred.) Boitz., *Castanopsis pseudocingulum* (R.Pot.) Boitz., *Quercus graciliformis* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig. и др. Встречены *Loranthus elegans* I.Kulk., *Fothergilla gracilis* Lub., *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse и другие типично эоценовые элементы, но обычно в отдельных спектрах встречается какой-либо один из них и в единичных экземплярах.

Палинологические материалы и листовая флора позволяют реконструировать лесной тип растительного покрова для первой половины раннего эоцена: широколиственно-хвойные и хвойно-широколиственные леса – сочетание ценозов из таксодиевых, сосновых с широколиственными группировками и с примесью вечнозеленых элементов. В составе лесов участвовали древние дубы, каштан, кастанопсис, липа, граб, гикори, орех, альфароа, ореамуноа, гинкговые, березы, ольха, сосны, различные таксодиевые, изредка ногоплодниковые. Л.Ю. Буданцев [Гриненко и др., 1989] делает вывод о преимущественно теплоумеренном климате в кенгдейско-быковское (начало раннего эоцена) время. Очевидно, климат представлял собой один из наиболее теплых вариантов теплоумеренного климата. Согласно климатограмме, построенной на палинологическом материале по быковской свите Северного Верхоянья [Волкова и др., 1990], температура января могла быть от +7 до +10°C, июля от +20 до +25°C с годовым количеством осадков более 1000 мм.

В конце раннего – начале среднего эоцена, когда происходило формирование отложений тастахского регионального горизонта (эмгендьянская толща в Северном Верхоянье, тастахская свита на р. Индигирка, анжуйская свита на Новосибирских островах), характер лесной растительности претерпел значительные изменения. Об этом можно судить по палинологическим данным. В палинокомплексе тастахского горизонта резко преобладает (до 95%) пыльца покрытосеменных, при этом до 10–35% возрастает роль пыльцы вечнозеленых растений (против 1–7% в начале раннего эоцена) – сумах, нисса, стеркулиевые, магнолиевые, пальмы и др. Видовой состав тастахского палинокомплекса близок к таковому начала раннего эоцена, но

количество типично эоценовых элементов в нем увеличилось и в одном спектре можно встретить многие виды родов *Fothergilla*, *Hamamelis*, *Loranthus*, *Myrtacidites* и др.

Основными лесообразующими породами в лесах тастахского времени были как "арктотретичные" орех, гикори, липа, каштан, восковница, граб, ильм, так и древние дубы (*Quercus conferta* и др.) и ильмовые из рода *Ulmoideipites*. Присутствовали также гамамелис, фотергилла, платикария, энгельгардия, миртовые, магнолиевые, нисса, стеркулиевые. Таким образом, леса были в основном широколиственными с большим участием субтропических пород и с примесью хвойных.

Кроме того, в отложениях тастахского горизонта содержится значительное число крупномерных остатков теплолюбивых таксонов [Решения ..., 1978; Фрадкина и др., 1979] из родов *Sciadopitys*, *Sequoia*, *Magnolia*, *Aralia*, *Zelkova*, *Platanus* и др. Характерны гигантские размеры пластин листьев многих цветковых, что обычно наблюдается в районах с частыми туманами в период, когда растения вступают в период вегетации. Присутствие в отложениях анжуйской свиты на Новосибирском архипелаге динофлагеллат (*Wetzeliella articulata*, *Deflandrea oebisfeldensis Alberti*) также свидетельствует о сравнительно теплом морском режиме и связях в это время Американо-Тихоокеанского морского бассейна с открытым океаном.

Описываемый период времени многие специалисты [Кулькова, 1973; Баранова, Бискэ, 1979; Фрадкина и др., 1979] связывают с эоценовым климатическим оптимумом, когда климат на Северо-Востоке России был близок к субтропическому. Для оценки количественных показателей климата тастахского времени была предпринята попытка построения ареалограммы [Волкова и др., 1990]. За основу была взята палинологическая характеристика тастахской свиты, рассмотрено более 30 ареалов растений с различной экологией, в том числе *Sabal*, *Castanopsis*, *Dacrydium*, *Fothergilla* и др. В конечном итоге сделан вывод, что в высоких широтах Северо-Востока России в оптимально теплое эоценовое время температуры января колебались в пределах +8–10°C, июля +20–24°C.

Первая стадия ухудшения эоценового климата в сторону похолодания на Северо-Востоке началась со второй половины среднего эоцена и продолжалась в позднем эоцене. К отложениям второй половины среднего эоцена – первой половины позднего эоцена относятся тирехтях-юринская свита на Средней Колыме, эльгандинская свита в Индигиро-Зырянском прогибе, отложения в интервале 610–642 м скважины на о-ве Айон, тонкиченская свита в Куларском районе.

О растительном покрове и климатических условиях можно судить по палинологическим данным. Состав палинокомплекса этого временного интервала близок к двум предыдущим. Изменения наблюдаются лишь в количественных соотношениях компонентов: уменьшилось содержание пыльцы

покрытосеменных (обычно порядка 50% или немного выше) за счет увеличения роли пыльцы голосеменных (обычно 20–30%) и спор (10–20% и ниже). Пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных довольно много (20–25%) – *Juglans sieboldianiformis*, *J. polyporata* Vojc., *Carya glabraeformis*, *Engelhardtia quietus* (R.Pot.) Elsik, *Quercus conferta*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Ulmoideipites planeraeformis* And. и др. (против 40–60% в палинокомплексе климатического оптимума), причем нередко эта пыльца превышает содержание менее термофильных *Alnus* и *Betula*. Среди пыльцы голосеменных довольно много *Sequoia*, *Cryptomeria*, *Metasequoia* (чаще 10–15%), в несколько большем количестве встречаются *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Cedrus*, *Pinus*. Типично эоценовые элементы – *Cardiospermum notabile* I.Kulk., *Fothergilla vera*, *Pistillipollenites mcgregorii* – стали встречаться значительно реже.

В результате можно сделать вывод о распространении на Северо-Востоке России в конце среднего – начале позднего эоцена лесов, в основном, широколиственных, листопадных, с заметной примесью вечнозеленых покрытосеменных. На более высоких частях рельефа могли произрастать на значительных площадях хвойные и смешанные хвойно-мелколиственные леса. Климат продолжал быть достаточно теплым, скорее теплоумеренным. При построении климатограмм методом наложения ряда ареалов растений получены количественные показатели [Волкова и др., 1990]. Были использованы материалы по тирехтях-юринской свите и по интервалу 610–642 м скважины с о-ва Айон в Чаунской Губе. Для первого объекта предполагаемая средняя температура января +5–7°C, июля +21–23°C, для второго объекта соответственно – +6–8°C и +22–25°C. Таким образом, зимние температуры непосредственно после оптимума заметно понизились, наступило относительное похолодание. Количество годовых осадков оставалось, по видимому, довольно высоким и мало изменилось по сравнению с началом эоцена.

К отложениям, венчающим разрез верхнего эоцена, относятся лакеевская свита (близ устья р. Омолон – Нижнеколымский разрез), разрез 107 в Приколывье, разрез на р. Сисистех и интервал 670–780 м скв. 272-01 в Индигиро-Зырянском прогибе (пески, глины, редко галька). Для палинокомплекса из этих отложений характерно возрастание содержания пыльцы *Alnus* и *Betula* (не менее 10–20%) и сем. *Pinaceae* – 20–30% и выше (*Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Cedrus*, *Pinus*, *Keteleeria*); меньше пыльцы сем. *Taxodiaceae* (обычно не более 10%), единичны *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Ginkgo*. Пыльца наиболее термофильных покрытосеменных чаще всего не превышает 15–20% – *Myrica*, *Comptonia*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia*, *Rhus*, *Acer* и др. Особенность палинокомплекса – уменьшение участия пыльцы *Ulmoideipites* и мелкой пыльцы трехбороздного строения (1–2%), редкость типично эоценовых ви-

дов пыльцы – *Namamelis scotica*, *Angarina paradoxa* и др. [Фрадкина, 1985]. Эоценовый возраст лакеевской свиты Нижнеколымского разреза подтвержден карпологическими находками – архаичные *Coniferae*, *Picea*, *Pinus*, *Comptonia*, *Myrica jacutica* Dorof., *Epirrenella* sp. (определения П.И. Дорофеева).

Характер лесной растительности на Северо-Востоке России в конце позднего эоцена несколько изменился – увеличились площади, занятые сосново-мелколиственными лесами, вечнозеленый элемент из покрытосеменных составлял незначительную примесь, растительность приближалась по своему облику к типу тургайской. На основании палинологии по лакеевской свите была составлена климатограмма [Волкова и др., 1990]: средняя температура января +7–9°C, июля +22–24°C (при этом учтены ареалы родов *Cedrus*, *Carya*, *Dacrydium*, *Diervilla*, *Taxodium*, *Zelkova*). Вероятно, с этими данными нельзя полностью согласиться, в особенности с январскими показателями. Получается так, что при более теплолюбивом характере тиретяхюринского комплекса спор и пыльцы (вторая половина среднего эоцена – начало позднего эоцена) январские температуры для этого интервала времени оказались ниже, чем в позднем эоцене (лакеевская свита), хотя среди пыльцы в этой свите меньше теплолюбивых элементов. По-видимому, к методу построения климатограмм по ареалам растений надо относиться с определенной долей осторожности. При учете количественных соотношений компонентов в палинокомплексах и частоты встречаемости каждого из таксонов можно более уверенно утверждать, что в конце позднего эоцена на рубеже с олигоценом климат стал более прохладным, чем в среднем эоцене.

К отложениям первой половины раннего олигоцена отнесены сиктяхская свита в районе Кулара, разрез Силап и интервал 1075–1327 м скв. 272-02 в Индигиро-Зырянском прогибе, нижнеколымская свита в одноименном разрезе, отложения в интервале 564–588 м скважины на о-ве Айон, нижнечаанайская подсвита (шахта 172, интервал 68–75 м, Чаунская впадина). Олигоценовый возраст нижнеколымской свиты [Гриненко и др., 1989], кроме данных по спорам и пыльце, подтверждается карпологическими остатками (определения П.И. Дорофеева) – *Picea* sp., *Pinus* sp., *Larix* sp., *Metasequoia* sp., *Potamogeton* sp., *Betula* sp., *Comptonia* sp., *Spirematospermum sibirica* Dorof. В нижнеколымском разрезе зафиксирован постепенный переход от позднеэоценовых отложений к раннеолигоценовым; при проведении эоцен-олигоценовой границы этот разрез можно считать опорным. На рис. 77, где приведена спорово-пыльцевая диаграмма по палеогеновой части разреза Нижнеколымской скв. 1, можно видеть изменения в характере спорово-пыльцевых комплексов на эоцен-олигоценовом рубеже.

В палинокомплексе первой половины раннего олигоцена доминируют сем. *Pinaceae* (*Pinus*, мень-

ше *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Cedrus*) (обычно 30–40%, иногда до 55%) и мелколиственные *Alnus* и *Betula* (древесные, чаще 20–30%, реже до 40%); редки и единичны *Podocarpus*, *Dacrydium*. Пыльца *Taxodiaceae* встречается часто, но ее количество невелико (обычно 1–2%). Содержание пыльцы наиболее термофильных покрытосеменных снизилось примерно в два раза, по сравнению с палинокомплексом позднего эоцена (до 10%, реже 15–20%). Наиболее распространены *Myrica*, *Carpinus*, *Corylus*, реже *Comptonia*, *Juglans polyporata*, *Carya*, *Tilia*, *Ilex*, *Fagus*, *Castanea*, *Acer*, *Rhus*, *Nyssa*, *Agaliaceae*, *Sterculiaceae*, *Engelhardtia*. Пыльца типично эоценовых видов из родов *Loranthus*, *Fothergilla*, *Namamelis* и других, как правило, не встречается. Обычно присутствие пыльцы кустарниковых *Betula* и *Alnaster* (чаще до 1–3%).

В начале раннего олигоцена смешанные хвойно-лиственные леса позднего эоцена со значительным участием таксодиевых и примесью экзотических покрытосеменных (ремнецветника и др.) сменились лесами с преобладанием сосен, тсуг, елей, берез и широколиственных листопадных; на возвышенных участках могли произрастать ольховник и кустарниковые березы. Теплоумеренный, достаточно влажный климат позднего эоцена в начале раннего олигоцена стал более прохладным и сухим (меньше влаголюбивых таксодиевых, больше сосен).

Во второй половине раннего олигоцена, когда формировались осадки омолойского регионально-горизонта, растительность тургайского облика получила полное развитие (непосредственный переход от отложений начала раннего олигоцена к отложениям омолойского уровня зафиксирован, в частности, в разрезе скв. 272-02 в Индигиро-Зырянском прогибе).

Вулканизм

Существенных проявлений вулканизма на эоцен-олигоценовом рубеже в пределах региона не установлено. Лишь в вулканогенно-осадочной толще на р. Кава отмечаются пласты туфов андезитового состава.

Палеогеографическая обстановка

Вещественный состав осадочных толщ (глины, аргиллиты, алевролиты, лигниты) и характер органических остатков свидетельствуют о существовании в эоцене и начале олигоцена континентальных условий осадкообразования. Зоны морского осадконакопления имели место в пределах шельфа морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Берингова в непосредственной близости к Евразийскому и Амеразийскому океаническим бассейнам. Кратковременные трансгрессии происходили в Нижнеколымском прогибе и Нижнеяном грабене. В пределах Охотоморской шельфовой области в эо-

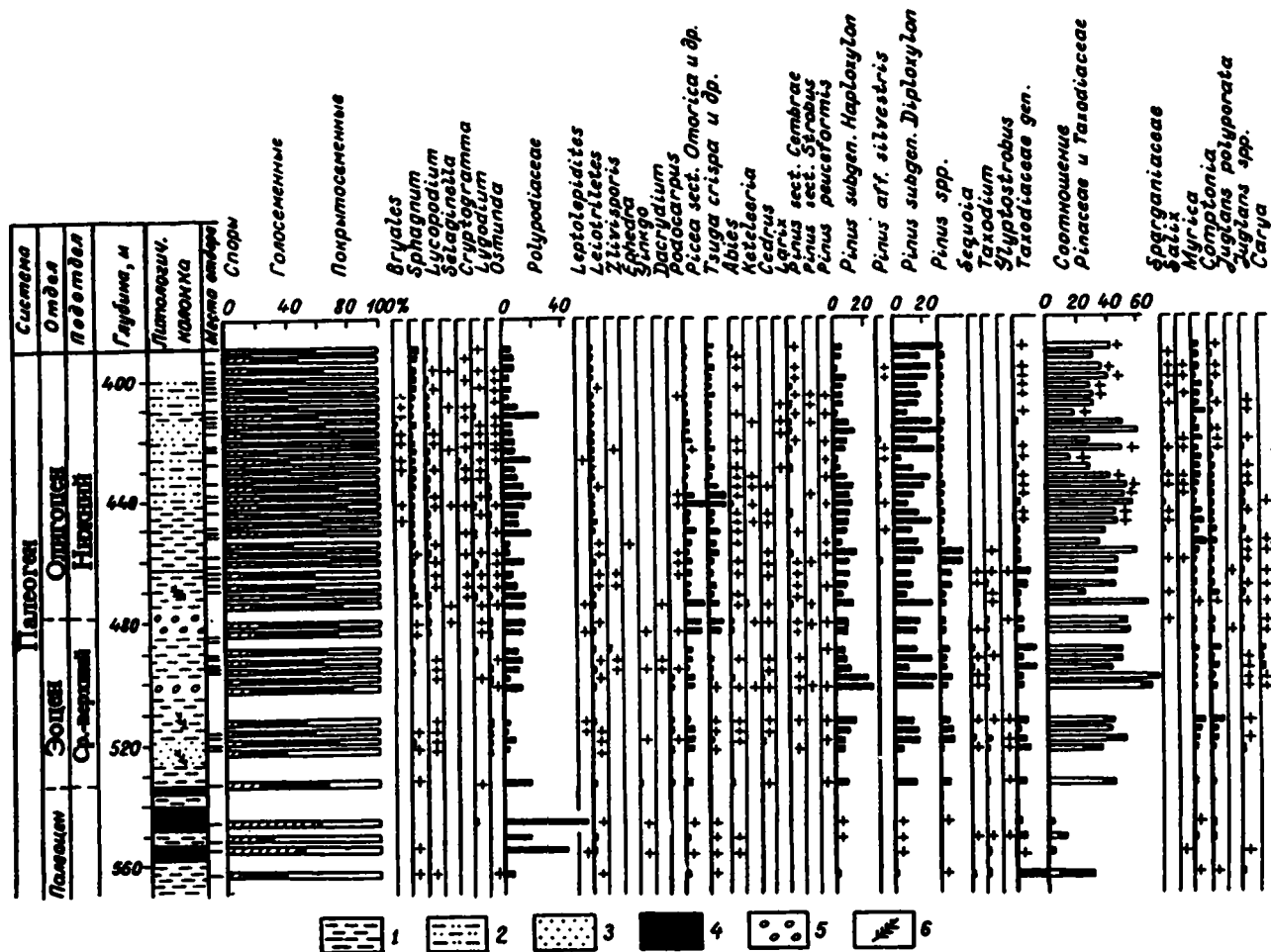


Рис. 77. Спорово-пыльцевая диаграмма палеогеновых отложений по разрезу Нижнеколымской скважины 1 (составила А.Ф.Фрадкина)
 1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – лигниты, угли; 5 – галька; 6 – растительные остатки

цене была суша, а формирование окраинного моря началось в олигоцене [Зоненшайн и др., 1984]. В эоцене завершилась эпоха тектонического выравнивания и формирования мощных кор выветривания; в олигоцене контрастность тектонических движений заметно увеличилась [Гусев, Гриненко, 1985].

Климатическая обстановка

Палеоботанические материалы по Северо-Востоку России свидетельствуют об ухудшении климатических условий на протяжении эоценового времени и об относительном похолодании и более сухом климате на рубеже эоцена и олигоцена.

Позднеэоценовая палинофлора обеднена здесь по сравнению с палинофлорой климатического оптимума раннего эоцена – начала среднего эоцена за счет постепенного выпадения видов родов *Loranthus*, *Ulmoideipites*, *Myrtacidites*, *Fothergilla*, древних дубов и многих других при одновременном возрастании роли более холододлюбивых сосен, елей, берез, ольхи. В раннем олигоцене наблюдается дальнейшее увеличение содержания элементов тургайской флоры – граба, клена, липы, падуба, а также ольхи и березы, что позволяет говорить о некотором похолодании и сокращении количества годовых осадков (малая роль таксоидиевых при господстве сосен, в частности). Усиление сухости климата в раннем олигоцене на Колыме подтверждается геохимическими данными [Макаров и др., 1984]. Следовательно, близкий к субтропическому климат оптимума эоцена сменился теплоумеренным в конце эоцена и близким к умеренному в раннем олигоцене, когда флора по родовому составу стала сходной с тургайской.

Полезные ископаемые

Перспективными на россыпи благородных и цветных металлов [Макаров и др., 1984] являются базальные слои нижнеколымской свиты (олигоцен). В отложениях, приуроченных к эоцен-олигоценному рубежу, встречаются также каменный уголь и лигниты.

Геологические и биотические события

На рубеже эоцена и олигоцена на Северо-Востоке России активизировалась тектоническая деятельность – усилились темпы прогибания некоторых структур и горообразовательные процессы, в олигоценовых осадках увеличилась роль песчаного материала. Теплоумеренный, достаточно влажный климат позднего эоцена в раннем олигоцене сменился относительно более прохладным и сухим. Произошло обеднение флоры и растительного покрова. Смешанные хвойно-лиственные леса позднего эоцена со значительным участием таксо-

диевых и примесью экзотических покрытосеменных (ремнецветника и др.) в раннем олигоцене заменились лесами с преобладанием сосен, тсуг, елей, берез и широколиственных листопадных, а на высоких частях рельефа произрастали ольховник и кустарниковые березы.

Таким образом, геологические материалы, в том числе палинологические, позволяют воссоздать характер изменения природных условий региона на рубеже эоцена и олигоцена. Направленность этого процесса в принципе совпадает с таковой в других регионах Земного шара (похолодание, изменение в составе флор).

При проведении границы эоцена и олигоцена, как правило, в разрезах выделяется интервал до нескольких десятков метров. Наиболее определенно эоцен-олигиценовая граница по палинологическим и литологическим критериям намечена в Нижнеколымском разрезе. В дальнейшем необходимо усилить изучение магнитных свойств пород этого рубежа, а также остатков морских организмов.

Регион XXV Приморье (хребет Сихотэ-Алинь), Приамурье

Введение

Регион располагается в пределах Амурской области, Хабаровского и Приморского краев и в геологическом отношении сложно построен. Западную часть его занимают байкалиды глыбовой зоны Становика-Джугджура и герциниды Буреинского и Ханкайского срединных массивов, последовательно сменяющиеся к востоку позднепалеозойскими и мезозойскими складчатыми образованиями и далее – позднемезозойскими осадочно-вулканогенными комплексами Сихотэ-Алинской ветви Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса (рис. 78).

Известно более 50 бассейнов (впадин) с палеогеновым и неогеновым осадконакоплением, различающихся по строению, размерам, а также по составу и структуре осадочного выполнения. Развивались они наложенно на сложно построенном фундаменте.

В зависимости от положения на геоблоках различной степени консолидации, способа образования и типа строения впадин, возраста (палеогенового и неогенового) осадочных и вулканогенных образований выделяются несколько структурно-фациальных зон. Глыбовая область Становика-Джугджура включает Верхнезейскую зону, а также зоны Буреинского и Ханкайского срединных массивов. В области мезозойской складчатости (с севера) находятся Амгунь-Амурская, Среднеамурская, Западно-Сихотэ-Алинская и Хасанская зоны. Наконец, в пределах вулканического пояса (с юга) располагаются Ольга-Тернейская, Самаргинско-Ботчинская, Сюркумская и Нижнеамурская структурно-фациальные зоны (см. рис. 78).

Для малоподвижных областей древних платформ и срединных массивов типичны эрозионно-тектонические типы впадин; области мезозойской складчатости свойственны тектонические (односторонние, двусторонние, ступенчатые грабены) впадины, а вулканическому поясу – вулканогенно-тектонические впадины.

Осадочные толщи бассейнов представлены литогенетическими типами пород, характеризующими фациальные обстановки осадконакопления (комплексы фаций): подножия склонов, руслово-пойменные, болотно-озерные, торфяных болот. Все выделенные типы пород и фации относятся к группе континентальных.

Особую группу составляют осадочные породы, образование которых обусловлено процессами вулканизма (туфобрекчии фаций подножия склонов; туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты фаций руслово-пойменного комплекса и временных потоков; туфы, туффиты, диатомиты, туфодиатомиты, диатомовые туффиты фаций болотно-озерного комплекса).

В зависимости от степени консолидации складчатого основания бассейнов в направлении от структурно-фациальных зон с древним и жестким складчатым основанием к зонам с более молодым и подвижным основанием, тектонические движения становились более энергичными, относительные перемещения областей осадконакопления и денудации – активными и контрастными, процессы погружения – более интенсивными. В этом направлении отмечается увеличение общей мощности осадочных отложений и отдельных стратиграфических подразделений, элементарных циклов, увеличивается степень литификации пород и углефикации углей, меняется (на более крутопадающий) характер залегания пород, становится разнообразным набор типов пород и фаций и, наконец, более существенно влияние вулканизма.

Выделяются четыре этапа (мегацикла) осадконакопления: датско-палеоценовый, эоцен-олигоценый, миоценовый и плиоценовый. Основание каждого этапа представлено грубообломочными русловыми и склоновыми образованиями с высокими значениями коэффициентов терригенности, мономинеральности, устойчивости. Выше по разрезу они сменяются песчано-глинистыми озерно-аллювиальными, затем глинистыми болотно-озерными и, наконец, глинисто-углистыми отложениями фаций торфяных болот.

В приразломных бассейнах типа односторонних грабенов на пологих бортах преобладают песчано-глинистые, алевроито-глинистые и углистые озерно-аллювиальные, озерные и болотные образования. У крутых бортов этих бассейнов преобладают грубообломочные русловые и склоновые отложения, формирующиеся за счет "поперечного" транспорта терригенного материала из области денудации, сопряженной с крутым бортом грабена, либо "продольного" транзита материала долгоживущей речной артерией.

Палеогеновые и неогеновые осадочные породы бассейнов срединных массивов составляют плит-

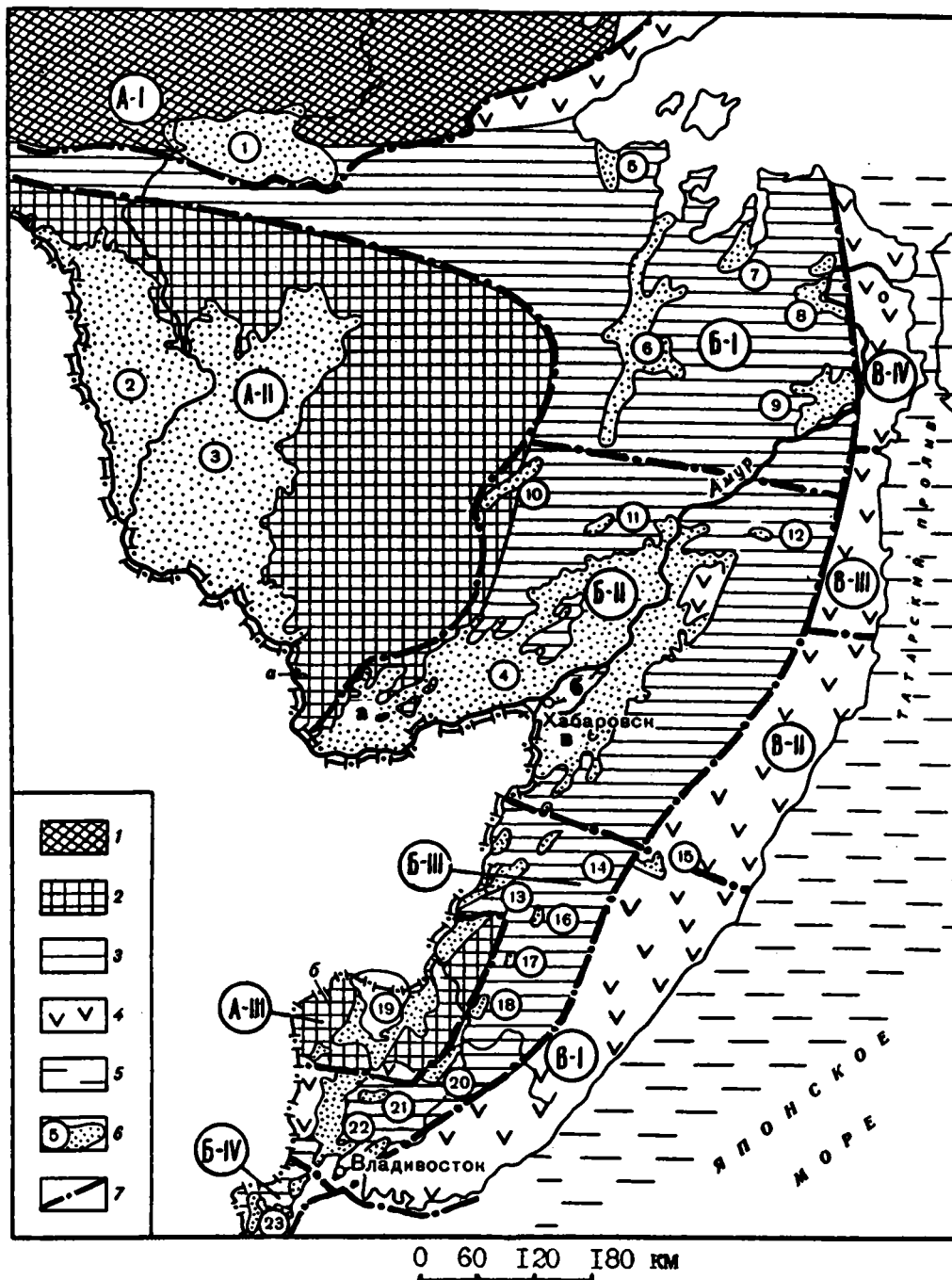


Рис. 78. Схема структурно-фациального районирования и размещения бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления на юге материковой части Дальнего Востока

1-3 – области складчатостей: 1 – докембрийской и байкальской (Сибирская платформа и глыбовая зона Становика–Джугджур), 2 – палеозойской (а – Бурейский и б – Ханкайский срединные массивы), 3 – позднепалеозойской и мезозойской; 4 – Сихотэ-Алиинская ветвь Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса; 5 – область кайнозойской складчатости; 6 – впадины (бассейны кайнозойского осадконакопления): 1 – Верхнезейская, 2 – Ушумунская, 3 – Зейско-Бурейская, 4 – Среднеамурская (а – Бирюфельдский, б – Хабаровский, в – Переяславский грабены), 5 – Торомская, 6 – Нимелено-Тугурская, 7 – Усолгинская, 8 – Нижнеамурская, 9 – Нижнеамурская, 10 – Верхнеамурская, 11 – Хогду-Горинская, 12 – Хунгарийская, 13 – Нижнебикинская, 17 – Ореховская, 18 – Малиновская, 19 – группа впадин Ханкайского срединного массива, 20 – Арсеньевская, 21 – Шкотовская, 22 – Угловская, 23 – Хасанская; 7 – границы структурно-фациальных зон

Структурно-фациальные зоны: А-I – Верхнезейская; А-II – Бурейского срединного массива; А-III – Ханкайского срединного массива; Б-I – Амгунь-Амурская; Б-II – Среднеамурская; Б-III – Западно-Сихотэ-Алиинская; Б-IV – Хасанская; В-I – Ольгатернейская; В-II – Самаргинско-Ботчинская; В-III – Сюркумская; В-IV – Нижнеамурская

ный, а в области мезозойской складчатости – орогенный комплекс. Первый несогласно и с разрывом перекрывает мезозойские орогенные, а второй – позднепалеозойские и мезозойские геосинклинальные, раннеорогенные образования.

Осадконакопление в зоне Восточно-Азиатского вулканического пояса, а также на окраинах ряда приразломных впадин области мезозойской складчатости и в зонах сопряжения областей складчатости сопровождалось вулканизмом. Устанавливаются четыре этапа вулканизма, в общих чертах отвечающих четырем этапам осадконакопления. Каждый из них начинается излиянием основных, затем средних лав и завершается кислым магматизмом. Комагматично последнему и вслед за ним формируются кислые интрузии.

Осадконакопление происходило при теплом и влажном климате в условиях многочисленных и разобщенных друг от друга межгорных и предгорных озерно-аллювиальных долин с широким развитием фаций подножия склонов, руслово-пойменного, болотно-озерного и торфяно-болотного комплексов. Осадочные бассейны развивались в основном однонаправленно под влиянием общих для всей территории тектонических факторов. Несмотря на их многочисленность и разобщенность, происходившие в них события коррелятивны по времени и сходны по форме проявления. Отличия кроются в интенсивности действия тектонических факторов и, следовательно, в интенсивности (контрастности) того или иного события.

Литолого-стратиграфическая характеристика

Палеогеновые образования области мезозойской складчатости в общих чертах представляют собой единый трансгрессивный цикл, в основании которого располагаются песчано-галечниковые отложения русловых фаций рек и мусорные дресвяно-песчано-глинистые фации подножия склонов. Выше по разрезу они сменяются озерно-аллювиальными песчано-глинистыми, затем аллювиально-озерными и болотно-глинистыми, часто туфогенными фациями обширных мелководных озер. В средней части эоцена намечается внутриформационный разрыв, проявляющийся в краевых зонах структур Среднеамурской впадины.

В этой же впадине ориентировочно на рубеже палеоцена и эоцена происходит смена среднего вулканизма (андезиты, андезиты-дациты) среднекислым (трахиандезиты, липариты, андезиты, кварцевые порфиры, дациты), а затем среднеосновным (андезиты-базальты, базальты, андезиты) (рис. 79). В зоне этого перехода фиксируются галечниковые образования. Возможно, здесь имеет место инверсионный рубеж, возраст которого по среднекислым вулканикам определяется в 45 млн лет. В бассейнах структурно-фациальной зоны Буреинского срединного массива этому рубежу, по

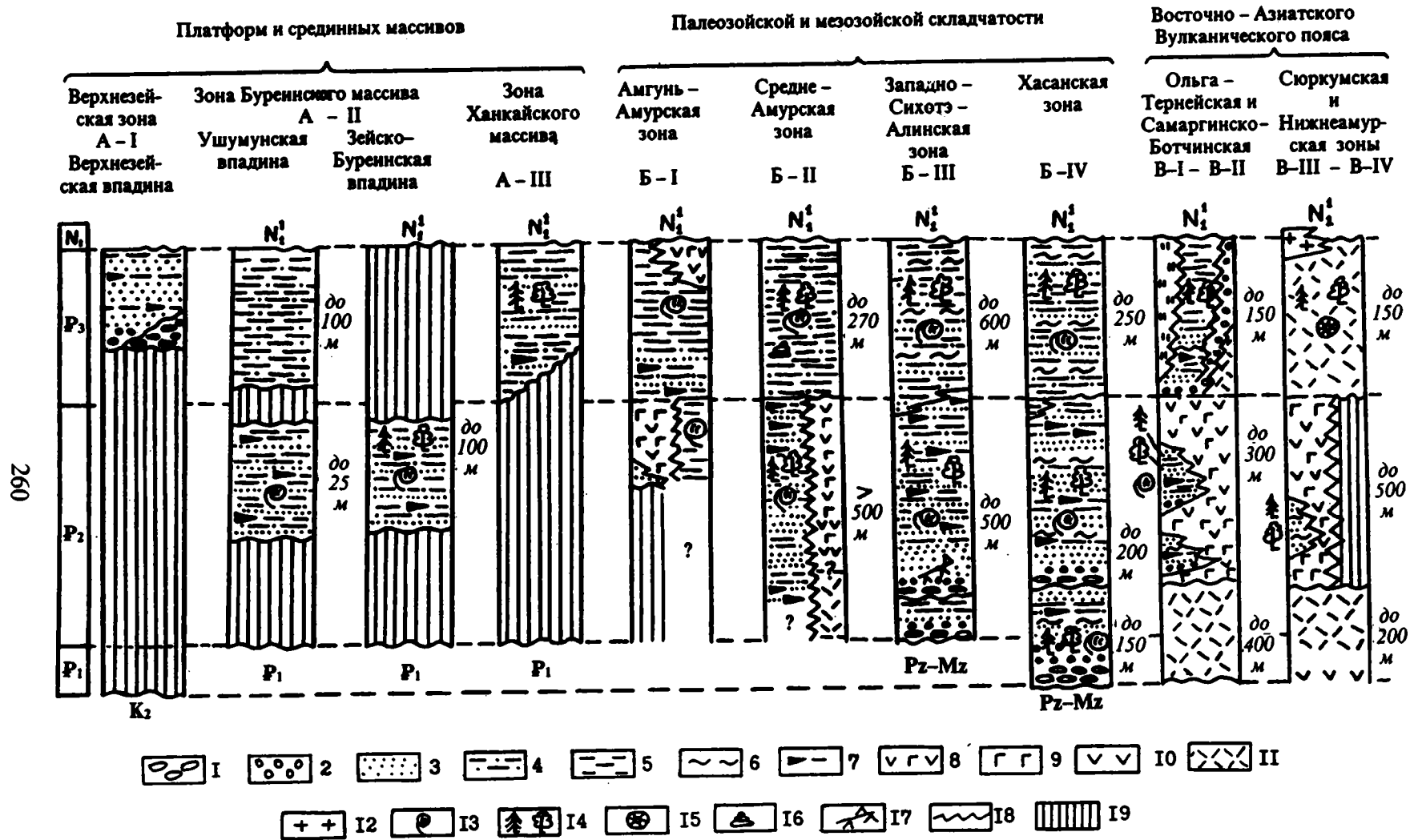
всей вероятности, отвечает разрыв между датско-палеоценовыми песчано-глинистыми угленосными отложениями кивдинской свиты и глинисто-песчаными слабоугленосными осадками райчихинской свиты. В области вулканического пояса с этим рубежом коррелируется основание вулканической толщи (в Самаргинско-Ботчинской и Сюркумской структурно-фациальных зонах) или же толща эоценовых (?), существенно кислых вулканогенных образований (в Ольга-Тернейской и Нижнеамурской зонах) (см. рис. 79).

Эоценовые отложения в структурно-фациальной зоне Буреинского срединного массива представлены алевритами, глинами, песками с линзами бурого угля и углистых глин (райчихинская свита). Пески тонко-, средне-, толстослоистые, серые, светло-серые, светло-желтые, полевошпатово-кварцевые, косослоистые, часто глинистые, каолинитизированные, с линзами и прослоями светло-серых глин мощностью от 0,3 до 1,4 м.

Райчихинская свита характеризуется весьма своеобразной ископаемой флорой, аналоги которой произрастают в настоящее время в тропических и субтропических условиях [Криштофович, 1946, 1952; Байковская, 1950; и др.]. Характерно высокое содержание теплолюбивых родов *Diospyrus*, *Ailanthus*, *Platanus*, исключительно большую роль имеет род *Zizyphus*. В сочетании с умеренными и теплолюбивыми *Salix*, *Populus*, *Myrica*, *Juglans*, *Quercus*, *Actinidia* они определяли особенности растительности в райчихинское время [Федотов, 1973, 1974]. Усилим палеоботаников [Финько, Заклинская, 1958; Братцева, 1962, 1966, 1969; Зива, 1969 а, б; 1973; Красилов, 1970 а, б; Федотов, 1973, 1974; Ахметьев, 1973] дополняется и уточняется систематический состав флоры, позволивший М.А. Ахметьеву [1973] коррелировать райчихинскую флору с позднеэоценовой флорой Убэ и среднеэоценовой флорой Такасима юго-западной Японии. На подстилающих глинисто-алевритовых угленосных отложениях (кивдинская свита) в центральных частях впадин они ложатся с разрывом, иногда слабо выраженным, в краевых – с угловым несогласием. В Ушумунской впадине эоценовые отложения с разрывом перекрываются толщей олигоценовых глинисто-алевритовых пород с мало-мощными прослоями песков, линзами бурых углей и углистых глин (мухинская свита). Волнисто- или параллельно-слоистые зеленовато-серые, серые, светло-серые, коричнево-серые, кремовые и коричневые глины и глинистые алевриты фаций открытых проточных, периодически заливавшихся, застойных и зарастающих озер – типичные представители генетических типов пород свиты. Пески преимущественно мелкой зернистости.

Мухинская свита характеризуется палинокомплексом, в составе которого преобладают голосеменные (до 70%). Пыльца покрытосеменных (25–30%) и споры (до 5%) имеют подчиненное значение [Мамонтова, 1978]. Мухинский палинокомплекс

СТРУКТУРНО - ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ



260

Рис. 79. Сопоставление палеогеновых отложений различных структурно-фациальных зон материковой части юга Дальнего Востока
 1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - глины; 6 - диатомиты; 7 - угленосные отложения; 8 - туфы; 9 - базальты; 10 - андезиты; 11 - липариты, кварцевые порфиры; 12 - экзтрузии кислого состава; 13 - пыльца и споры; 14 - растительные мегафоссилии; 15 - диатомовые водоросли; 16 - фораминиферы; 17 - позвоночные; 18 - границы размывов; 19 - отложения отсутствуют

имеет общие черты с таковыми олигоцена на территории Сибири [Меркулова, 1971], Дальнего Востока и Южного Приморья. В Зейско-Буреинской впадине палеонтологически охарактеризованных олигоценовых отложений не установлено. Возможно, к олигоцену здесь относятся редкие маломощные тела песчаных пород, включенные в состав вышележащей бузулинской свиты (миоцен). Вероятно, в олигоцене область седиментации Зейско-Буреинского блока Буреинского массива испытала инверсию и превратилась в область денудации.

В осадочных бассейнах области мезозойской складчатости эоцен представлен песчано-глинистыми угленосными толщами чернореченской (Среднеамурская впадина) и угловской (Угловская, Шкотовская и другие впадины) свит. В разрезе снизу вверх постепенно уменьшается роль песчаных и галечниковых образований фаций руслового пойменного комплекса и возрастает доля озерных алевроито-глинистых пород. В крайевых частях впадин и на обрамлении их отмечаются вулканогенные породы основного и среднего состава (аналоги кузнецовской и суворовской свит). На этом общем фоне эоценовых отложений каждая впадина имеет свои особенности.

В Амгунь-Амурской структурно-фациальной зоне эоценовые образования установлены в Нимеленской, Нижнеамурской и Удыль-Кизинской впадинах. Не исключено, что эти отложения развиты в нижних частях разреза Имской, Ул-Лонгарийской и других впадин, имеющих глубину до 500 м и более. В Нижнеамурской и Удыль-Кизинской впадинах они представлены толщей алевроитов, песчаников, аргиллитов, диатомитов, трепелов с прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В Нимеленской впадине к эоцену относится нижняя часть песчано-глинистой толщи, пройденная Упагдинской скв. 1 в интервале 480–500 м. Скв. 7 у с. Верхняя Гавань (Удыль-Кизинская впадина) на глубине 235 м вскрыла порфировые базальты, абсолютный возраст которых по К-Аг методу равен 42 млн лет (эоцен). Олигоцен представлен толщей аргиллитов, алевролитов, песчаников, диатомитов, трепелов с прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов (скв. 4 в Нижнеамурской впадине, глубина 345–380 м; пачка туфов, вскрытая скв. 7 у с. Верхняя Гавань на глубине 228–235 м) [Ахметьев и др., 1969]. Олигоценовые глинистые отложения отмечаются в Тугурской впадине под толщей аллювиальных песков и галечников [Ахметьев и др., 1969], в Омальской впадине и в других районах.

В Среднеамурской структурно-фациальной зоне верхняя часть эоценовых и олигоценовых отложения изучены в Бирофельдском, Хабаровском и Переяславском грабенах.

В Бирофельдском грабене к верхней части эоцена отнесена верхняя угленосная подсвита чернореченской свиты, сложенная внизу преимущественно

несортированными неслоистыми песками мелкой, средней, реже крупной зернистости фаций руслового пойменного комплекса, однородными алевролитами и глинами зеленовато-серого, серого, светло-коричневого цвета фаций проточных и застойных болот, содержащими более 10 пластов и пропластков бурого угля и углистых глин. Верхнюю часть подсвиты слагают преимущественно косо-слоистые (слоистость типа дельтовой) пески крупной зернистости фаций русла реки, светло-коричневые и темно-серые однородные глины фаций застойных озер, многочисленные маломощные прослои мелко- и среднезернистого песка, пласты и пропластки бурого угля и углистой глины. Мощность подсвиты 265 м.

В Хабаровском грабене верхняя угленосная подсвита представлена глинисто-алевритовыми фациями болотно-озерного комплекса с пластами бурого угля максимальной суммарной мощностью до 35 м. Мощность подсвиты 110 м.

В Переяславском грабене подсвита характеризуется теми же, что и в Бирофельдском и Хабаровском грабенах, типами пород. Отличительной особенностью является наличие известковистых разностей пород – известковистых песчаников и мергелей фаций засоленных водоемов. Отмечаются слои бентонитовых глин. Обломочный материал пород преимущественно плохо сортирован и, вместе с тем, хорошо окатан. Лишь в редких слоях галечников и гравелитов обломки имеют угловатую форму. Это свидетельствует о том, что обломочный материал доставлен, вероятно, с северо-востока крупной водной артерией, располагавшейся вдоль северо-западного и северного бортов грабена. Временами из боковых долин со стороны Хехцирского поднятия сносился неокатанный обломочный материал.

Олигоценовые отложения (бирофельдская свита) представлены в Бирофельдском грабене толщей однородных неслоистых кремового цвета туфогенных глинисто-алевритовых отложений (фации открытых и проточных озер) с прослоями пепловых туфов и туффитов, содержащих остатки диатомей, а в северо-западной части Мориловецкого погружения – пепловым туфом. В основании олигоценовых отложений часто отмечаются песчаники крупной и мелкой зернистости, лежащие на подстилающих угленосных слоях с размывом.

В Хабаровском и Переяславском грабенах глинисто-алевритовая бирофельдская свита, типичная для центральных частей, по мере приближения к бортам насыщается песчаным материалом. В Переяславском грабене отмечаются слои темно-серых известняков и мергелей, известковистых песчаников; в глинисто-алевритовых породах содержатся сидеритовые и глинисто-сидеритовые конкреции в форме микрожелваков, желваков размером 3–4 см и линз. Олигоценовый возраст бирофельдской свиты устанавливается по пресноводным моллюскам [Попова, 1963]. В скв. 51-ОК (Переяславский

грабен) из отложений бирофельдской свиты Н.К. Быкова определила фораминиферы, сходные с микрофауной верхнего олигоцена Мангышлака [Варнавский, 1971].

В Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоне эоценовые (угловская свита) и олигоценовые (надеждинская свита) отложения изучены в Угловской, Шкотовской и Нижнебикинской впадинах. В основании угловской свиты залегают грубообломочные несортированные глинисто-песчано-дресвяные образования фаций подножия склонов. Выше по разрезу они постепенно замещаются песчано-глинистыми угленосными осадками. Эта часть свиты включает пески преимущественно мелкой зернистости фаций руслово-пойменного комплекса; однородные горизонтально- и волнистослоистые алевроиты и глины фаций открытых, проточных, застойных и зарастающих озер, пойменных, периодически заливаемых озер; углистые глины и угли фаций торфяно-болотного комплекса. В Угловской впадине насчитывается до 40, а в Шкотовской и Нижнебикинской – до 15 пластов и пропластков углей мощностью от 0,4 до 4 м. Часто встречаются сидеритовые и известково-сидеритовые конкреции. Отмечается общее увеличение мощности, возрастание роли грубозернистых пород, расщепление угольных пластов и увеличение их числа в направлении от пологих бортов структур к крутым. Мощность свиты изменяется от 250 до 400 м в Угловской впадине, от 200 до 250 м – в Шкотовской и от 100 до 600 м – в Нижнебикинской. Возраст свиты по отпечаткам растений, спорово-пыльцевым комплексам и фауне определяется как эоценовый-раннеолигоценовый. Границу эоцена и олигоцена автор данного раздела условно проводит по кровле угловской свиты.

Выше по разрезу отложения эоцена постепенно переходят в однородную глинисто-алевроитовую толщу с редкими прослоями и линзами песчаников и углистых пород (надеждинская свита). Глины и алевроиты неслоистые, иногда горизонтально- и прерывисто-волнистослоистые, содержат редкие остатки растений плохой сохранности, споры и пыльцу, а также фауну пресноводных моллюсков. Они формировались в условиях крупного озерного водоема (Нижнебикинская впадина) и, возможно, пресноводной лагуны (Угловская, Шкотовская впадины). Свита содержит прослои туфов и туффитов. В направлении от пологих к крутым бортам впадин заметную роль приобретают мелкозернистые песчаники. В этом же направлении увеличивается и мощность свиты (от 150 до 200 м). Олигоценовый возраст ее определяется на основании палеоботанических данных и по пресноводной малакофауне [Попова, 1963].

В Хасанской структурно-фациальной зоне к эоцену относятся грубообломочные отложения назимовской свиты, а выше – песчано-глинистые угленосные образования хасанской свиты. Послед-

няя сменяет первую постепенно и с размывом ложится на породы фундамента. Представлена она мелкозернистыми, иногда туфогенными горизонтально- и волнистослоистыми песчаниками фаций руслово-пойменного комплекса, содержащими прослои алевролитов и аргиллитов фаций болотно-озерного комплекса, туффитов и пепловых туфов, а также четыре маломощных пласта бурого угля фаций обводненных торфяных болот с неустойчивым динамическим режимом. Возраст хасанской свиты по палеоботаническим данным эоцен-олигоценовый.

Хасанская свита на западе Хасанской впадины вверх по разрезу постепенно сменяется толщей туфогенных песчано-глинистых, алевроито-глинистых с прослоями туфов и туффитов отложений фаций открытого проточного озера, периодически зараставшего и заболачивавшегося (надеждинская свита). Мощность глинисто-туффитовой толщи 50–250 м. На основании листового флоры и спорово-пыльцевого анализа она относится к олигоцену. В Пойминской впадине с этими отложениями коррелируются лавы (100–120 м) кислого состава (липариты, липарито-дациты), имеющие абсолютный возраст 35,6 млн лет. Липариты отмечаются и на востоке Хасанской впадины. По данным А.К. Седых с соавторами [1977], на п-ове Краббе эоценовые базальты, андезиты и туфобрекчии перекрываются толщей андезитов, андезито-дацитов и дацитов мощностью около 300 м, в которой отмечаются маломощные прослои базальтов, андезито-базальтов, вулканического стекла, туфов и туфобрекчий основного состава. Возраст толщи определяется как олигоценовый, а сама она рассматривается как эффузивный аналог нижней части песчано-глинистой туфогенной толщи запада Хасанской впадины. Выше залегают эффузивы кислого состава мощностью до 200 м. В основании развиты липариты и дациты, в средней части – биотитовые флюидальные липариты, в верхней – флюидальные липариты с горизонтами витролипаритов, темно-серых и черных вулканических стекол и туфов кислого состава. Венчается разрез 40-метровым горизонтом обсидиана.

В области вулканического пояса стратиграфия палеогена разработана со значительной долей условности. Пространственное соотношение многочисленных палеогеновых и неогеновых вулканических толщ и их корреляция с осадочными пачками изучены еще недостаточно. В Самаргинско-Ботчинской и Ольга-Тернейской структурно-фациальных зонах к эоцену и олигоцену относят топаузскую, суворовскую и возновскую свиты (и их аналоги – верхнекедровскую, салибесзскую, гранатовую и максимумскую свиты).

Топаузская (верхнекедровская) свита, располагающаяся в нижней половине эоцена, представлена липаритами, плагиолипаритами, липарито-дацитами. В основании разреза находятся туфоконгломераты, туффиты, спонголиты, агломератовые туфы,

туффиты, маломощные линзы углей. Мощность топаузской свиты до 400 м, верхнекедровской – до 200 м. В топаузской свите отмечены отпечатки *Betula* sp., *Fagus* sp.; в верхнекедровской – *Osmunda* cf. *sachalinensis* Krysht., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Comptonia* cf. *kushiroensis* Tanai, *C. cf. ubensis* Huzioka et Takahasi, *Myrica wilsonensis* Berry, *Trema* cf. *asiatica* (Bors.) Tanai.

По флористическим остаткам и положению над палеоботанически охарактеризованной палеоценовой туяновской свитой возраст топаузской свиты определяется как эоценовый (нижняя половина).

С размывом и местами несогласно на данном комплексе пород залегают преимущественно вулканогенные образования основного и среднего состава (суворовская свита, салибезская толща). Местами среди них отмечаются линзообразные тела осадочных пород. В составе вулканитов описаны базальты, андезиты, андезито-базальты, туфы, туфоалевролиты. Осадочные линзы сложены конгломератами, песчаниками, туффитами, опоками, бумрами углями. Мощность весьма изменчива (от 100 до 300 м). В осадочных и вулканогенно-осадочных слоях собраны отпечатки флоры: *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Lygodium asiaticum* Bors., *Woodwardia sasa* Tanai, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Cercidiphyllum eojaponicum* Endo, *Idesia* cf. *kushiroensis* Tanai, *Alangium basiobliquum* (Oishi et Huzioka) Tanai. Описаны споры и пыльца: *Gleichenia*, *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Caryapollenites* (доминанты), *Glyptostrobus*, *Betula* (субдоминанты) и др. Возраст суворовской свиты (салибезская толща) определяется как эоценовый-нижнеолигоценовый.

Контакт (и возрастная граница) суворовской свиты (салибезская толща) с вышележащим олигоценовым комплексом пород не ясен. Состав последнего весьма разнообразен, а строение сложное, поскольку в этот комплекс входят возновская свита и ее возрастные аналоги (нижняя часть гранатовой толщи и максимовская свита). Это преимущественно осадочная толща (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, угли) с подчиненными линзами и слоями базальтов, андезито-базальтов, гиалокластитов, опок, опалитов. Мощность от 60 до 150 м.

В возновской свите (бассейны рек Милорадовка, Зеркальная, Северная) встречены сравнительно многочисленные остатки флоры: *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Pteris parschlugiana* Ung., *Pinus paleostrobis* (Ett.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Taxites ussuriensis* Krysht., *Carpinus grandis* Ung., *Castanea* sp., *Quercus schmidtii* Bors., *Diospyrus* sp.

В максимовской свите в северной части Ольга-Тернейской структурно-фациальной зоны в дополнении к вышеописанному комплексу флоры описаны: *Fagus antipovii* Heer, *Castanea atavia* Ung., *C. miomollissima* Hu et Chaney, *Alnus usynensis* Huzi-

oka, *Sequoia langsdorffii* (Brong.) Heer, *Pseudolarix* sp., *Betula prisca* Ett., *Alnus corylina* Knowlt., *Carpinus kushiroensis* Tanai, *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown и др. Флористический комплекс позволяет датировать слои олигоценом.

Севернее, в Сюркумской и Нижнеамурской структурно-фациальных зонах, эоценовый и олигоценовый комплексы пород представлены сизиманской толщей (эоцен) и де-кастринской (колчанской) свитой (олигоцен). Сизиманскую толщу по р. Сюркум слагают миндалекаменные базальты, андезито-базальты, андезиты, туфы, туффиты, туфопесчаники суммарной мощностью до 400 м. Отпечатки флоры в слоях туффитов и туфопесчаников (*Equisetum* sp., *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Onoclea sensibilis* var. *grandifolia* Akhmet., *Picea* sp., *Taxus* sp., *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Zelkova* sp., *Magnolia* sp., *Crataegus*, *Wistaria sizimanica* Akhmet., *Rhus* sp.) позволяют оценить возраст как поздний эоцен-олигоцен. На нижележащих образованиях верхнего мела и палеогена породы эоцена ложатся с размывом, местами несогласно. Соотношение с вышележащими олигоценовыми осадочно-вулканогенными образованиями (де-кастринская и колчанская свиты) не ясно.

Представлены последние преимущественно вулканогенными породами кислого состава (трахилипариты, трахидацито-липариты, реже туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, андезиты); суммарная мощность 100–150 м. Абсолютный возраст 34–40 млн лет. В слоях алевролитов, аргиллитов, туффитов, туфов и туфопесчаников Нижнеамурской структурно-фациальной зоны встречена листовая флора: *Picea* sp., *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney, *Fagus antipovii* Heer, *Quercus groenlandicus* Heer; диатомовые водоросли: *Melosira praedistans* Jouse, *M. praegratulata* Jouse, *Tetracyclus* sp.; споры и пыльца: *Pinus* (доминанта), *Picea*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus* (субдоминанты), *Podocarpus*, *Palmae*, *Engelhardtia*, *Fagaceae*, *Laugaceae*, *Platanus* (сопутствующие). Возраст пород определен как олигоценовый.

Палеогеографическая и климатическая обстановки

В эоценовое и олигоценовое время в Приамурье и Приморье существовала весьма разнообразная палеогеографическая обстановка. Более половины площади занимали горы – низкие, средние и высокие, значительной была доля возвышенных равнин и плато, около 10% площади приходилось на долю холмистых и низменных аккумулятивных равнин.

Территориальное распределение этих типов ландшафта представить несложно, поскольку современный рельеф в значительной мере унаследован от этих и более поздних времен. Горы занимали восточную окраинную, центральную и се-

северную части региона (см. рис. 78). Условно их можно назвать Амурско-Сихотэ-Алинской, Буреинской и Джугджуро-Становой горными областями. Между ними простиралась равнины, в предгорной части возвышенные, затем холмистые и далее, в наиболее положительных участках, – низменные аккумулятивные. Так же, как и сейчас, средневысокие горы в Амурско-Сихотэ-Алинской горной области располагались в зоне центральной части Сихотэ-Алиня; в Буреинской – в зоне хребтов Баджальского, Буреинского, Дуссе-Алинь, Ян-Алинь, Тайканского; в Джугджуро-Становой области – в зоне хребтов Станового, Тукурингра, Джугджур. Средневысокие горы обрамлялись низкими горами.

Равнинная часть локализовалась в три крупные сравнительно изолированные области: Удско-Верхнезейскую – на севере, Амурско-Зейскую – на западе и Охотско-Амурско-Приморскую – в восточной части региона. Кроме того, среди низких гор выделялись отдельные небольшие равнины (преимущественно возвышенные и холмистые) – на севере Амурско-Сихотэ-Алинской области и в центральной части Буреинской.

В эоценовое время Удско-Верхнезейская равнинная область представляла собой преимущественно возвышенную равнину, переходящую в зоне Верхнезейской впадины в холмистую. Здесь преобладали денудационные процессы.

Ландшафт Амурско-Зейской равнинной области был более разнообразным. Территориально преимущество было за возвышенной равниной, на фоне которой выделялись две изолированные низменные аккумулятивные равнины. В первой из них накапливались озерно-аллювиальные угленосные осадки, во второй – озерно-аллювиальные. Судя по площадному размещению литофаций, Ушумунская низменная равнина была замкнутой и бессточной, западная часть Зейско-Буреинской равнины на юге раскрывалась в сторону впадины Сунля с общим стоком вод палеоречной системы в этом же направлении.

Очень сложной представляется Охотско-Амурско-Приморская равнинная область. Простирается она с севера-северо-востока на юг-юго-запад от Охотского до Японского моря. В ее пределах выделяются: Приохотская (Нижнеамурская), Среднеамурская и Приморская подобласти, отличающиеся друг от друга направлением стока вод палеоречных систем, развитостью низменных аккумулятивных равнин.

Приохотская равнинная подобласть характеризовалась преимущественно северным стоком вод палеоречной системы. В ее составе находились Нимелено-Тугурская низменная аккумулятивная равнина, где формировались озерно-аллювиальные песчано-глинистые осадки. Аккумулятивная равнина занимала десятую часть равнинной площади, остальное приходилось на возвышенную равнину. Юго-западнее Нимелено-Тугурской аккумуля-

тивной равнины простиралась Верхнеамгунская предгорная впадина, в которой накапливались озерно-аллювиальные угленосные осадки и склоновые (конуса выносов) грубообломочные образования.

В Среднеамурской равнинной подобласти также преобладал возвышенно-равнинный тип рельефа. На юго-востоке подобласти, вплотную сочленившись с низкогорьем, располагалась Оборю-Уссурийская низменная аккумулятивная озерно-болотная равнина. Приурочена она к Оборю-Уссурийскому грабен-прогибу. Несколько западнее его находилась Хабаровская аккумулятивная озерно-болотная равнина. На западе подобласти отмечается цепочка аккумулятивных, озерно-аллювиальных (на севере) и озерно-болотных (на юге – в Бирофельдском грабене) равнин. Направление стока вод палеоречных систем (судя по размещению литофаций) – южное и юго-западное, в сторону современной Сунгарийской низменности.

Приморская равнинная подобласть отличается от вышеописанных значительно большей расчлененностью, разнообразием аккумулятивных равнин и направлением стока вод палеоречных систем. Здесь также преобладают возвышенные холмистые равнины. На фоне их выделяются внутриравнинные низкие горы. В северной части получили развитие предгорные впадины (Верхнебикинская, Среднебикинская, Нижнебикинская, Гоголевская), в которых накапливались песчаные и песчано-глинистые, часто угленосные осадки. Общее направление стока вод и сноса обломочного материала – юго-западное. На юге подобласти сформировалась Угловско-Хасанская и Шкотовская озерно-болотные низменные равнины с песчано-глинистыми угленосными осадками. Общее направление сноса материала – южное (рис. 80, 81).

Осадконакопление в низменных аккумулятивных равнинах сопровождалось вулканизмом в горных областях, в зоне средневысоких гор и на сочленении Оборю-Уссурийской равнины с горной областью. Наиболее активным был вулканизм в Сихотэ-Алинской горной области. Количество вулканов здесь было несомненно большим, нежели обычно показывается на палеогеографических картах.

Судя по остаткам листовой флоры и спорово-пыльцевым комплексам, климат эоценового времени был теплоумеренным, за исключением Зейско-Буреинской равнины, где возможно существование сезонного субтропического климата.

В олигоцене существенной перестройки ландшафтной обстановки в горной области не произошло. Лишь на юге Буреинской и севере Сихотэ-Алинской горных областей относительно единые массивы среднегорья оказались расчлененными на серию изолированных среднегорных блоков, обрамленных возвышенными равнинами.

Значительные изменения произошли в равнинной области. Расширились по площади ранее



Рис. 80. Схема литолого-фациальной обстановки палеогенового и неогенового осадконакопления структурно-фациальной зоны Ханкайского массива (составил В.Г.Варнавский)

1 – площади, в пределах которых допалеогеновые породы выходят на дневную поверхность; 2 – покровы плиоцен-древнечетвертичных базальтов; 3–8 – участки осадочных бассейнов (впадин) со следующим количественным соотношением (в %) в разрезе отложений фаций руслового-пойменного (РП) и болото-озерного (БО) комплексов фаций: 3 – РП – 100, БО – 0; 4 – РП – 90, БО – 10; 5 – РП – 75, БО – 25; 6 – РП – 50, БО – 50; 7 – РП – 25, БО – 75; 8 – РП – 10, БО – 90; 9 – участки впадин, в пределах которых рассматриваемые отложения изучены слабо

существовавшие и появились новые аккумулятивные равнины. В Удско-Верхнезейской равнинной области обособилась Верхнезейская предгорная впадина. В ней накапливались песчаные и песчано-глинистые образования.

Дифференцированно развивалась Амуру-Зейская равнинная область. Ушумунская аккумулятивная равнина расширилась, а Зейско-Бурейнская

превратилась в возвышенную холмистую равнину со сглаженным рельефом.

Расширилась и раскрылась в сторону Охотского моря Нимелено-Тугурская низменная равнина. Обозначилась Торомская аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина. В зоне Шантарских островов она, вместе с Нимелено-Тугурской, смыкается с прибрежной равниной Охотоморского региона.

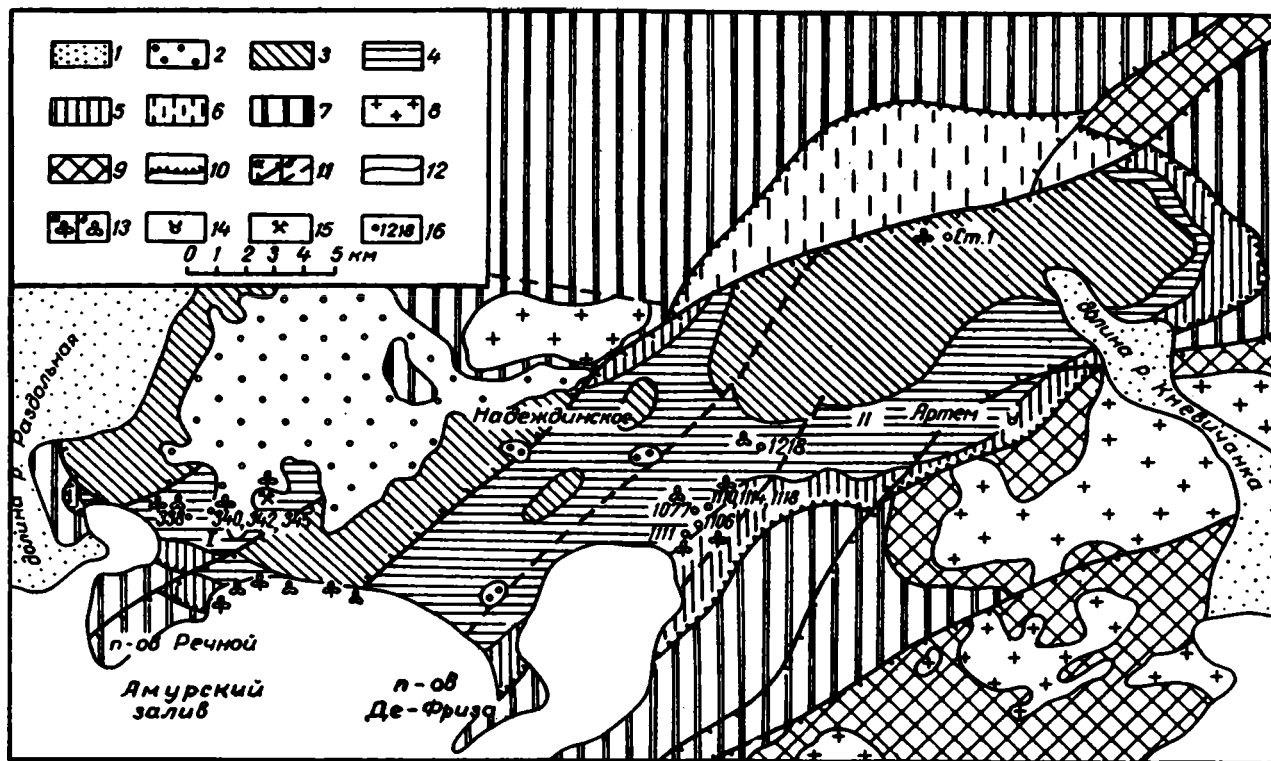


Рис. 81. Схематическая геологическая карта Угловской впадины (составил А.К.Седых)

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые галечники; 3 – нижне-среднемиоценовые отложения; 4 – олигоценые отложения надеждинской свиты; 5 – эоценовые отложения угловской свиты; 6 – палеогеновые отложения нерасчлененные; 7 – мезозойские терригенные отложения; 8 – позднепалеозойские гранитоиды; 9 – средне- и позднепалеозойские эффузивно-осадочные отложения; 10 – границы Угловской впадины; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – геологические границы; 13 – места находок ископаемых растительных остатков: а – флора, б – споры и пыльца; 14 – места находок остатков млекопитающих; 15 – шахта № 5; 16 – буровая скважина и ее номер. I, II – соответственно Тавричанское и Артемовское месторождения углей

Прибрежная равнина наметилась почти по всей Нижнеамурской окраине материка.

В Среднеамурской равнинной подобласти цепочка впадин (озерно-аллювиальных и болотно-озерных равнин) образуют единую, вытянутую с северо-востока на юго-запад аккумулятивную болотно-озерную равнину. Продвинулась к северу Оборю-Уссурийская низменная болотно-озерная равнина.

Дальнейшее развитие получили предгорные впадины в Приморской подобласти (Верхнебикинская, Среднебикинская, Нижнебикинская, Гоголевская), наметилась цепочка предгорных впадин на востоке подобласти. Угловско-Хасанская и Шкотовская болотно-озерные низменные равнины, по всей вероятности, преобразовались в прибрежные низменные равнины, площадь их значительно расширилась. Возможно, ряд незначительных по размерам впадин возник в зоне Ханкайского срединного массива (Павловская, Даниловская, Раковская и др.).

Климат олигоцена на всей территории был теплоумеренным, несколько более холодным по сравнению с климатом эоценового времени.

Полезные ископаемые

Эоценовые и олигоценые отложения выполняют погруженные части осадочных бассейнов (аккумулятивных равнин). Они почти не обнажаются на поверхности и вскрыты редкими скважинами. Поэтому сведения о полезных ископаемых весьма скудны. Наиболее известна угленосность. Угленосны эоценовые песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения. В краевых частях впадин, приближенных к горным областям (где локализуются угольные пласты), возможны промышленные концентрации редких и рассеянных элементов [Варнавский, 1971]. На окраинах допустимы погребенные под толщей алеврито-глинистых осадков каолиновые коры выветривания.

В олигоценых глинисто-алевритовых осадках отмечены бентонитовые глины и диатомиты; можно предполагать что их содержание значительно.

Сравнительно хорошо выдержанная алеврито-глинистая толща отложений олигоцена может служить экраном для углеводородов, генерирующихся в ней и в подстилающих песчано-глинистых комплексах пород. В нефтегазоносном отношении пер-

спективны эоцен-олигоценые отложения восточной части Среднеамурской впадины (Оборо-Уссурийская низменная равнина).

Геологические и биотические события

Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена происходили под влиянием общей тенденции – ускоренное погружение всего региона. Исключением является Зейско-Буреинский блок Буреинского срединного массива, испытавший в это время воздымание, обусловившее преобразование одноименной низменной равнины в слабо расчлененную холмистую возвышенную равнину. На остальных площадях Приамурья и Приморья эта тенденция ускоренного погружения вызвала ландшафтные перестройки. За счет низкогорья расширились площади холмистых возвышенных равнин. В северной части Амурско-Сихотэ-Алинской горной области единый среднегорный массив расчленился на многочисленные изолированные горные блоки, между которыми располагались возвышенные и низменные аккумулятивные равнины. Расширилась площадь низменных аккумулятивных равнин, обрамления их стали более пологими. Эти равнины изобиловали мелководными (часто обширными по площади) озерами и болотами. На пологих окраинах континента развивались низменные прибрежные равнины.

Изменился литологический состав осадков. Почти повсеместно песчано-глинистые угленосные осадки эоцена заместились преимущественно озерными и алеврито-глинистыми образованиями. В отличие от компенсированного осадконакопления эоцена олигоценый осадочный процесс характеризуется недокомпенсацией. Широкое развитие озерных водоемов с образованием однородных глинисто-алевритовых осадков позволяет последние считать своеобразным маркирующим горизонтом при расчленении и корреляции осадочных

толщ палеогена и неогена. В вулканических областях на фоне разнообразного по характеру вулканизма на рубеже эоцена и олигоцена намечается общая тенденция смены вулканитов основного и среднего состава кислыми разностями.

Смена растительных комплексов на рубеже эоцена и олигоцена происходит постепенно, без существенной перестройки в составе ассоциаций, со слабо заметной направленностью в сторону увеличения роли холодолюбивых, что свидетельствует о некотором похолодании в олигоцене теплоумеренного гумидного климата.

Основные выводы

На рубеже эоцена и олигоцена в ландшафте региона не происходит существенной перестройки. В целом, к началу олигоцена сохраняется характерная для эоцена морфология рельефа. Территория Приамурья и Приморья испытала на рубеже эоцена и олигоцена и особенно в олигоцене общее ускоренное погружение. В результате последнего в ландшафтном рисунке низменных аккумулятивных равнин возросла доля озерных водоемов. Исключением является Зейско-Буреинский блок Буреинского срединного массива, испытавший на рубеже эоцена и олигоцена (и, видимо, в течение всего олигоцена) инверсию. На этом этапе эоценовая Зейско-Буреинская озерно-аллювиальная равнина превратилась в слабохолмистую возвышенную равнину, в пределах которой происходило накопление маломощных песчаных осадков. Эоценовые песчано-глинистые угленосные толщи фаций руслово-пойменного, болотно-озерного комплексов и торфяных болот сменились олигоцеными алеврито-глинистыми образованиями фаций открытых, проточных, и, в меньшей мере, застойных и застающихся озер. Вулканизм основного и среднего состава сменился кислым. Гумидный, теплоумеренный климат становится несколько прохладней.

Регион XXVI

Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье, Курильские и Командорские острова, внутренние моря Дальнего Востока

Введение

Дальневосточный регион расположен в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Он относится к области кайнозойской складчатости этого пояса и включает как собственно кайнозойские – Сахалин, Камчатку и Корякское нагорье, так и Охотоморскую плиту, Курильскую и Алеутскую вулканические дуги и сопряженные с ними глубоководные впадины, где широко распространены кайнозойские отложения, слабо затронутые складчатостью.

В палеогеновом периоде наиболее интенсивно осадконакопление происходило в следующих седиментационных бассейнах региона: Япономорско-Татарском, Южно-Охотском, Охотско-Западно-Камчатском, Восточно-Камчатско-Олюторском, Хатырском и Анадырском. По геофизическим данным, на шельфе Берингова моря выделяется еще один, пока слабо изученный бассейн – Наваринский.

В этих бассейнах различаются три основные структурно-фациальные зоны: 1) тыловая, с накоплением преимущественно шельфовых мелководно-морских и угленосных терригенных отложений (Хоккайдо-Сахалинский, Западно-Камчатский и Анадырско-Пенжинский прогибы), 2) фронтальная, с накоплением в узких трогах и на материковом склоне морских вулканогенно-обломочных и терригенных отложений (Восточно-Камчатско-Олюторский и Хатырский прогибы) и 3) зона глубоководных впадин, с накоплением пелагических, преимущественно кремнистых осадков (глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей). Особую структурно-фациальную зону представляют, по-видимому, Командорские острова и восточные полуострова Камчатки (полуострова Кроноцкий и Камчатский мыс).

Отложения кайнозоя Дальневосточного региона представлены мощными толщами терригенно-вулканогенных пород – аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов и их туфогенных разновидностей. Карбонатные породы – мергели, известняки отсутствуют.

Весь разрез богато охарактеризован бентосными ископаемыми – фораминиферами и мол-

люсками. Планктонные фораминиферы, обнаруженные в целом ряде разрезов Западной и Восточной Камчатки, в Корякском нагорье и на Командорских островах, встречаются спорадически, приурочены к сравнительно глубоководным фациям и появляются главным образом в нижних трансгрессивных частях седиментационных циклов в периоды климатических оптимумов [Серова, 1966, 1969; Крашенинников и др., 1988].

Планктонные фораминиферы наиболее обычны в палеоцене и раннем эоцене и обеднены в среднем эоцене. В позднем эоцене планктон редок, в олигоцене – единичен. Поэтому основную роль в определении положения границы эоцена и олигоцена данного региона играют бентосные ископаемые – фораминиферы и моллюски.

История изучения

Кайнозойские отложения в регионе изучаются с конца прошлого века. Основы их стратиграфии заложены в трудах Н.Н. Тихоновича, П.И. Полевого и А.Н. Криштофовича. До Великой Отечественной войны и в первые послевоенные годы изучение палеогеновых отложений на Сахалине, Камчатке и в Корякском нагорье проводилось экспедициями и филиалами центральных геологических организаций и дальневосточными геологами главным образом в связи с промышленной угленосностью палеогена и перспективами его нефтегазоносности. В этот период наиболее важными были исследования М.И. Бушуева, Г.М. Власова, Б.Ф. Дьякова, М. Двали, Л.В. Криштофович, И.Б. Плешакова, А.П. Ильиной, А.Д. Кочетковой, Е.М. Смехова, И.И. Ратновского, Н.А. Волошиновой, Л.С. Жидковой и др. Итоги этого периода исследований подведены на Охинском совещании в 1959 г.

В основу стратиграфической схемы, принятой на Охинском совещании [Решения ..., 1961], были положены исключительно результаты изучения моллюсков, более чем на 80% состоящих из эндемичных видов. В унифицированной схеме кайнозоя Дальнего Востока [Решения ..., 1961] граница между эоценом и олигоценем проводилась в средней части снатольской свиты по кровле снатольского горизонта (слой с *Mutilus uokoymai*). К олигоцену относилась верхняя часть снатольской свиты За-

падной Камчатки (увучинский и кавачинский горизонты), к нижнему и среднему миоцену – аманинский, гаххинский, утхолокский и вивентекский горизонты (табл. 17). На Центральной Камчатке граница эоцена и олигоцена проводилась между барабинской свитой и анавгайской серией. На Восточной Камчатке, Курильских и Командорских островах отложения, более древние, чем поздний олигоцен, по моллюскам не выделялись.

На Сахалине граница эоцена и олигоцена проводилась внутри краснопольевской свиты по кровле нижнекраснопольевской подсвиты. К олигоцену были отнесены верхнекраснопольевская подсвита и такарадайская свита; к нижнему и среднему миоцену – аракайская, холмская, невельская, чеховская и углегорская (верхнедуйская) свиты.

В течение следующего этапа изучение палеогеновых отложений проводилось с целью разработки и совершенствования стратиграфической основы геологического картирования, углеразведочных и нефтегазопроисловых работ. Оно осуществлялось дальневосточными геологическими организациями совместно с центральными институтами АН СССР и Министерства геологии. Для этого периода характерно детальное комплексное литологическое и палеонтологическое изучение отложений, в том числе по опорным разрезам. Большой вклад в изучение палеогена на этом этапе внесли А.С. Арсанов, Г.Л. Берсон, М.О. Борсук, Л.Ю. Буданцев, В.И. Волобуева, Ю.С. Воронков, В.М. Гладикова, Ю.И. Григоренко, Н.С. Громова, Н.М. Грохот, А.Д. Деятилова, Л.С. Жидкова, Л.Н. Коблова, Л.В. Криштофович, Л.С. Маргулис, В.И. Медюлянов, Г.К. Пичугина, И.Г. Пронина, А.М. Садреев, В.О. Савицкий, Б.А. Сальников, М.Я. Серова, О.А. Сычева, Л.И. Фотьянова, А.И. Челебаева, А.Е. Шанцер и другие геологи и палеонтологи.

Важным моментом в разработке стратиграфии палеогена Дальневосточного региона (60-годы) явилось систематическое изучение планктонных и бентосных фораминифер и кремневого планктона. В результате на Восточной Камчатке, в Корякском нагорье и на Командорах по планктонным и бентосным фораминиферам были установлены датские, палеоценовые и эоценовые отложения, выявлены зональные комплексы, скоррелированные с зональными подразделениями единой шкалы [Серова, 1969; Крашенинников и др., 1988]. Благодаря этому комплексы моллюсков, в большинстве своем состоящие из эндемиков, получили надежные возрастные датировки. Слои с бентосными фораминиферами были сопоставлены с местными зонами бентосных фораминифер Калифорнии [Malloy, 1959, 1970] и Японии [Ujiie, Watanabe, 1960; Kaiho, 1984]. Интенсивно продолжались палеоботанические исследования. Внедрялся палинологический метод.

На Втором межведомственном стратиграфическом совещании, проходившем в 1974 г. в г.Петропавловске-Камчатском [Решения ..., 1982]

была принята новая унифицированная схема кайнозоя (см. табл. 17). В ней зафиксировано иное положение границы эоцена и олигоцена в разрезах Дальневосточного региона. На Западной Камчатке эта граница принята по подошве аманинско-гаххинского горизонта и его стратиграфических аналогов, на Восточной Камчатке (о-в Карагинский) – в основании ильхатунской свиты, на юге Корякского нагорья – в основании алугинской свиты [Serova, 1976; Серова, 1969, 1976, 1978, 1979, 1983].

На Сахалине положение этой границы между такарадайской и аракайской свитами и в основании морской части мачигарской свиты определялось на основании корреляции по моллюскам такарадайской свиты с ковачинской, а аракайской – с аманинско-гаххинской Точилинского разреза Западной Камчатки [Волошинова и др., 1978].

В ходе исследований по Международному проекту № 174 было продолжено комплексное изучение опорных разрезов различных структурно-фациальных зон с углубленным исследованием ископаемой фауны и флоры и вещественного состава пород, проведены палеомагнитные исследования, получены новые материалы бурения и впервые – сведения о строении кайнозойских отложений в акваториях дальневосточных морей по результатам бурения и геофизическим данным.

На Сахалине было проведено дополнительное изучение фораминифер из морского палеогена Крильонского (р.Китосия) и Углегорского (р.Аральская) разрезов Хоккайдо-Сахалинского прогиба [Серова, 1983] и в Александровском районе (г.Александровск-Сахалинский), где эоценовые и, частично, олигоценовые отложения замещены паралической угленосной толщей [Серова, 1985; Красилов и др., 1986].

Опорные разрезы

Морские верхнепалеогеновые отложения наиболее полно представлены и детально изучены в опорных разрезах: на о-ве Карагинский [Серова и др., 1975; Serova, 1986; Гладенков, 1978], по западному побережью п-ова Ильпинский на юге Корякского нагорья [Serova, 1966, 1976; Серова, 1969, Берсон и др., 1978] Восточно-Камчатско-Олюторского седиментационного бассейна; в Точилинском опорном разрезе [Серова, 1978; Атлас ..., 1984; Гладенков и др., 1991] и в разрезе бухты Подкагерная [Фотьянова, Серова, 1983] Охотско-Западно-Камчатского седиментационного бассейна; на Южном Сахалине – в Крильонском разрезе по р.Китосия (р.Чкаловка) и в разрезе по р.Аральская [Маргулис, Савицкий, 1969; Серова, 1983] Япономорско-Татарского седиментационного бассейна.

Кроме отмеченных выше основных разрезов изучена смена фораминиферовых комплексов на границе эоцена и олигоцена в Хатырском бассейне –

Таблица 17. Положение границы эоцена и олигоцена в разрезах палеогеновых отложений Камчатки и Сахалина

| Возраст | Сахалин | | | Возраст | Камчатка | | | | | | | | | |
|----------------|-------------------------|--------------------------|-------------------|----------|------------------------|-------------------------|------------------------|----------------------|---------------------|---|-------------|-------------|---|----------------|
| | Региональные горизонты | Углегорский район | Макаровский район | | Западная | | Восточная | | | | | | | |
| | | | | | Региональные горизонты | Тигильский район | Региональные горизонты | Полуостров Ильинский | Остров Карагинский | | | | | |
| Мiocен | Свиты | | | Средний | Свиты | Свиты | | | | | | | | |
| Мiocен | Чеховский | Чеховская | Чеховская | Мiocен | Кулувенский | Кулувенская | Пахачинский | Пахачинская | Свита мыса Плоского | | | | | |
| | Невельский | Невельская | Невельская | | Нижний | Утхолокско-Вивентекский | | | | Вивентекская Утхолокская Гакхинская | Алутгинский | Алутгинская | Песчаники с <i>Latipula</i> Ильхатунская свита | |
| Олигоцен | Холмский Мачигарский | Арахайская | Гастелловская | Олигоцен | | Аманинско-Гакхинский | Аманинская | Ковачинский | Ковачинская | Ковачинская | | | | |
| | Лесогорский | | | | Верхний | | | | | | Ковачинский | Ковачинская | Ковачинский | Ковачинская |
| Палеоцен-эоцен | Шебунинский | Такарадайская | Эоцен | Эоцен | | Средний | Снатольская | Килакирнунский | Ильпинская серия | Килакирнунская | | | | |
| | Краснопольевский | Краснопольевская верхняя | | | Нижний | | | | | | Напанский | Напанская | Кыланский | Кыланская |
| | | Краснопольевская нижняя | | | | | | | | | | | | |
| | Снежинкинский | Снежинкинская | | | Палеоцен | | | | | | Хулгунский | Хулгунская | Иночвиваямский | Иночвиваямская |

Примечание. Положение границы эоцена и олигоцена в работе [Решения..., 1961] показано знаком — • — •, в работе [Решения ... 1982] - знаком — — —; положение границы олигоцена и миоцена в работе [Решения...1961] показано знаком •••, в работе [Решения ...1982] - знаком ~~~.

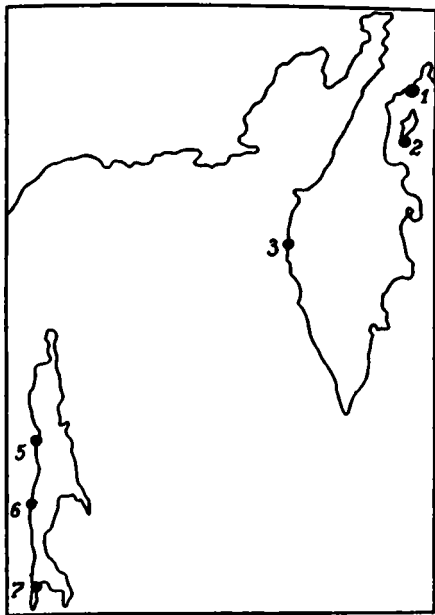


Рис. 82. Расположение опорных разрезов позднего палеогена в Дальневосточном регионе
1-7 – разрезы: 1 – полуострова Ильпинский, 2 – острова Каргагинский, 3 – Точилинской антиклинали, 4 – бухты Поджагерная, 5 – Александровский, 6 – по р. Аральская, 7 – по р. Китосия

ионайская свита [Серова и др., 1977], на Командорских островах [Шмидт и др., 1973] и на п-ове Камчатский мыс (Л.В. Спирина).

Ниже приводится краткая литолого-палеонтологическая характеристика опорных разрезов верхнепалеогеновых отложений этих районов (рис. 82).

Разрез полуострова Ильпинский (Восточная Камчатка)

В береговых обрывах западного побережья п-ова Ильпинский в непрерывном разрезе прослеживаются отложения от палеоцена до нижнего миоцена включительно. Верхнеэоценовые и олигоценовые отложения представлены мощной толщей терригенно-вулканогенных пород (лапареламская и алугинская свиты), состоящей из чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием более грубых разностей пород в верхней части разреза (рис. 83).

В лапареламской свите (верхний эоцен) доминируют разности пород с пластовыми и каравасобразными карбонатными стяжениями и многочисленными раковинами моллюсков и фораминифер.

В нижней (60 м) части лапареламской свиты непосредственно выше кровли маркирующего пласта "белого" туфогенного песчаника [Голяков, 1966;

Несвит, 1967] или лапареламского горизонта [Гладенков, 1971] залегают среднезернистые зеленовато-серые песчаники с тонкими пропластками аргиллитов и многочисленными пластовыми и шаровидными известковыми стяжениями.

Залегающие выше отложения представлены в основном глинистыми разностями пород. В нижней части (160 м) развиты преимущественно массивные плохослоистые аргиллиты, темно-серые, с мелкими, неправильной формы стяжениями и многочисленными раковинами моллюсков, клешнями раков и чешуей рыб. Верхняя часть (100 м) сложена зеленовато-серыми ожелезненными песчанистыми аргиллитами с пластовыми стяжениями. Вверх по разрезу аргиллиты становятся более песчанистыми; в них появляется галька, сначала очень мелкая, а затем до 10–15 см в диаметре. Состав гальки разнообразен, вся она хорошо окатана. Общая мощность лапареламской свиты 320–340 м.

Фораминиферная ассоциация лапареламской свиты, выделенная в местную зону *Caucasina eoscaenica kamchatica*, содержит более 220 видов фораминифер, относящихся к 45 родам и 19 семействам. Планктонные фораминиферы отсутствуют. Бентос содержит как агглютинированные, так и секретионные виды. В систематическом отношении секретионный бентос более разнообразен.

Численность индекс-вида *Caucasina eoscaenica kamchatica* Serova в отдельных популяциях составляет более половины. Типичными и многочисленными видами являются *Caucasina schwageri* (Yokoyama), *Globobulimina ilpinica* Serova, *Gyroïdina condoni* Cushm. et Schenck, *Globobulimina pacifica* Cushm., *G. pacifica aragonensis* Cushm. et Stew., *Neogyroidina memoranda* Subb., *Dentalina pauperata* d'Orb., *Nodosaria communis* d'Orb., *Cassidulina globosa* Hantk., *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *H. flageri trinitatis* Cushm. et Renz, *Cyclammia pacifica* Beck. Весьма обычны, но более редки *Dentalina consobrina* d'Orb., *Nodosaria arundinea* Schwager, *Praeglobobulimina ovata* (d'Orb.), *P. ovata cowlitzensis* Beck, *Uvigerina garzaensis nudorobusta* Mall., *Plectofrondicularia packardi packardi* Cushm. et Schenck, *P. packardi multilineata* Cushm. et Simons., *Valvulineris tumeyensis* Cushm. et Simons., *Bulimina pupoides* d'Orb., *Virgulina zetina indirecta* Mall., *Cibicides evolutus* Cushm. et Hobson, *Cancris mexicanus* Cushm. et Todd, *Alabama kernensis* Smith, *Bulimina pyrula* d'Orb., *Guttulina problema* d'Orb.

Вертикальный диапазон видов *Caucasina schwageri*, *Neogyroidina memoranda*, *Globobulimina ilpinica*, *Valvulineria tumeyensis* ограничен рамками зоны *Caucasina eoscaenica kamchatica*.

Моллюски в отложениях лапареламской свиты также довольно разнообразны, но представлены преимущественно эндемичными формами. И.Г. Пронина отсюда определила: *Megayoldia* (*Portlandia*) *olympiana* (Clark), *Neilo* (*Multidentata*) *semenovi* (Pron.), *Malletia corniana* L. Krisht., M.

¹ По объему лапареламская свита [Несвит, 1967] соответствует верхней части кыланской свиты [Берсон и др., 1978].

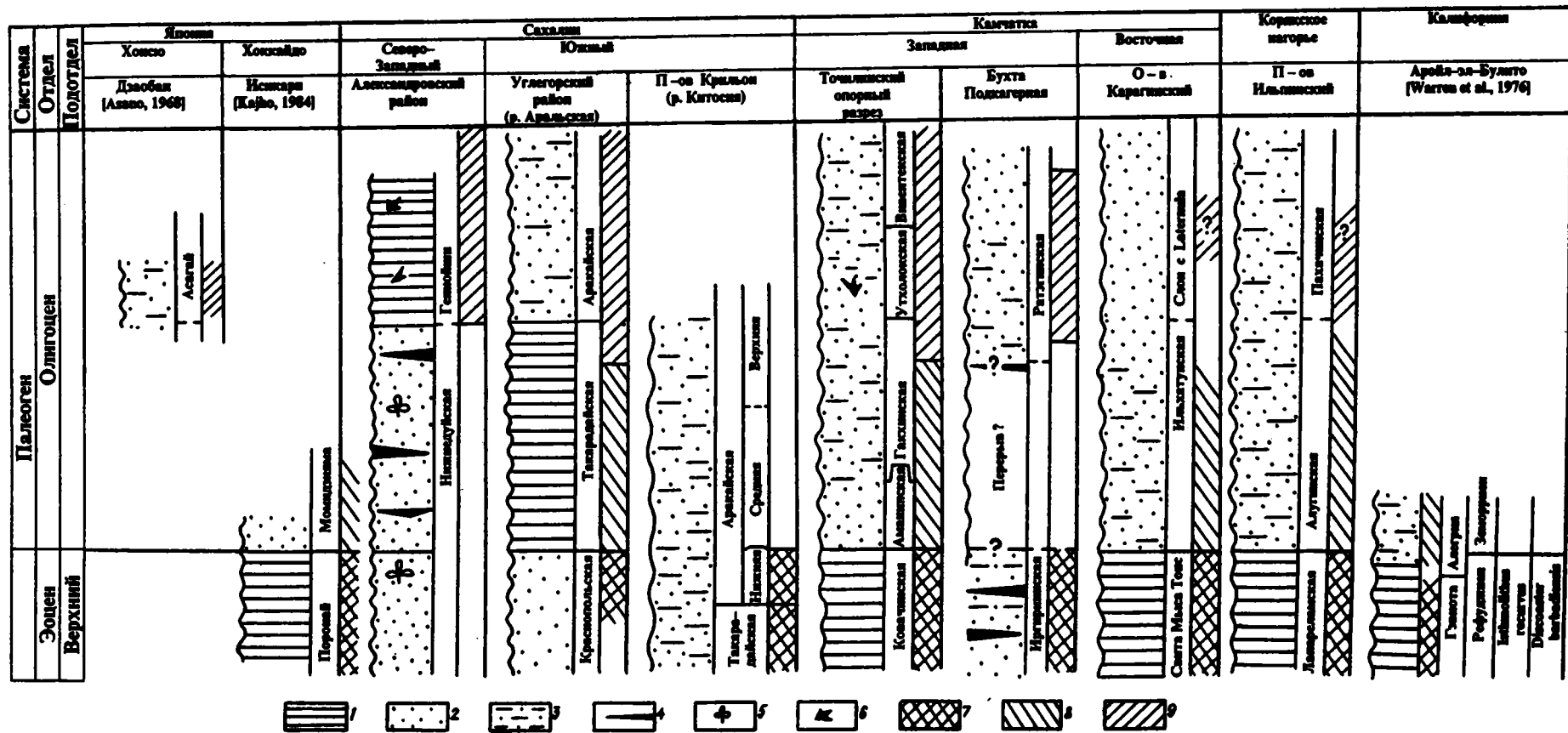


Рис. 83. Сопоставление разрезов позднего палеогена Северо-Запада Тихоокеанской провинции

Отложения: 1 — глинистые, 2 — песчано-алевролитовые туфогенные, 3 — глинисто-алевролитовые; 4 — прослой и линзы углей; 5 — листовая флора; 6 — геннойши; 7-9 — комплексы фораминифер: 7 — позднеэоценовый, 8 — раннеолигоценный, 9 — позднеолигоценный

денкова [1972], сложена светлыми плотными алевролитами с круглыми караваеобразными известковистыми стяжениями, рассеянной мелкой галькой и гравием. К верхней части свиты приурочен пролой тонкоплитчатых известковистых аргиллитов с массовыми скоплениями остатков рыб. Видимая мощность около 80 м.

Ильхатунская свита, перекрывающая без видимого несогласия свиту горы Перешеек, состоит из переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Для алевролитовых пачек характерно присутствие известковистых стяжений, примесь отполированной гальки и гравия, а также наличие большого количества раковин моллюсков с преобладанием иолдий. Мощность свыше 700 м.

Описанные выше отложения содержат две резко различные ассоциации фораминифер. Первая приурочена к отложениям свиты мыса Тонс и свиты горы Перешеек (эоцен), вторая – к отложениям ильхатунской свиты (олигоцен). Для первой ассоциации типично широкое развитие секреторных форм: плектофрондикулярий, глобобулимин, алабамин, вальвулинерий и кавказин, обычных в зоне *Caucasina eocenica kamchatica* Ильпинского разреза и в позднеэоценовых отложениях Северной Америки и Японии.

В ассоциации ильхатунской свиты (олигоцен) преобладают, как и в алугинской свите Ильпинского разреза, агглютинированные фораминиферы (халлофрагмоидесы и трохаммины, цикламмины). Секреторные фораминиферы встречаются спорадически и имеют незначительную численность.

Нижняя часть свиты мыса Тонс содержит *Plectofrondicularia packardii packardii* Cushm. et Stew., *P. packardii multilineata* Cushm. et Simons., *P. gracilis* Smith, *Gyroidina orbicularis planata* Cushm., *G. condoni* Cushm. et Schenck, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *H. flagrei trinitatis* Cushm. et Renz. Немногочисленны *Uvigerina garzaensis nudorobusta* Mall. и *Bulimina guayabalensis* Cole (слои с *Plectofrondicularia packardii multilineata* – *Uvigerina garzaensis nudorobusta*).

Для свиты горы Перешеек обычны *Alabama kernensis* H.P. Smith, *Valvulineria involuta* Cushm. et Dusenbury, *Cancris mexicanus* Cushm. et Todd, *Cibicides hodgei* Cushm. et Schenck, *Angulogerina hannai* Beck, *Bulimina sculptilis* Cushm., *Globobulimina pacifica oregonensis* Cushm. et Stew., *Cyclamina pacifica* Beck. Более редки *Caucasina schwageri* (Yok.), *Gyroidina condoni* Cushm. et Schenck, *Anomalina californiensis* Cushm. et Hobson, *Plectofrondicularia packardii multilineata* Cushm. et Simons., *Nodogenerina lepidula* Schwager, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks (слои с *Bulimina sculptilis* – *Caucasina schwageri*).

Комплексы фораминифер свиты мыса Тонс и свиты горы Перешеек тесно связаны присутствием значительного процента общих видов.

В ильхатунской свите выделено пять различных ассоциаций фораминифер [Серова и др., 1975].

Наиболее разнообразный комплекс характеризует нижнюю часть свиты и состоит более чем из 40 видов фораминифер. Процент видов, перешедших из подстилающих отложений, незначителен. Новый элемент составляет более 80%. Основной фон комплекса определяется *Cibicides coalingensis* Cushm. et Hanna, *C. pseudoungerianus* Cushm., *C. speciosus* Cushm. et Cederstrom, *Melonis shimokinense* (Asano), *Criboelphidium stelligerum* Chail., *Lagena costata* Williams, *Nonionella tatumi* Howe, *Siphonodosaria frizzelli* Rau. Единичны *Bulimina sculptilis* Cushm., *Caucasina schwageri* (Yok.), *Globobulimina ilpinica* Serova, *Cyclamina pacifica* Beck, *C. incisa* Stache, *Pseudohastigerina micra* (Cole).

Эта часть разреза ильхатунской свиты соответствует слоям с *Melonis shimokinense* алугинской свиты Ильпинского разреза.

Верхняя, большая по мощности часть ильхатунской свиты содержит обедненный комплекс фораминифер, в котором доминируют агглютинированные формы: *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *H. laminatus* Volosh., *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Budashevaella deserta* Volosh., *Cyclamina pacifica* Beck, *C. incisa* Stache, *C. cancellata obesa* Cushm. et Laim., *Martinottiella communis* d'Orb. Совместно с массовыми *Haplophragmoides laminatus* Volosh. встречается *Protelphidium gakhensis* Serova, что характерно для нижней части утлохокской свиты Точилинского разреза Западной Камчатки [Серова, 1978].

Точилинский разрез (Западная Камчатка)

В пределах Охотоморского побережья Камчатки палеогеновые отложения наиболее хорошо обнажены и детально изучены в Точилинском опорном разрезе по юго-западному крылу точилинской антиклинали (см. рис. 83). Здесь в мощной толще песчано-глинистых пород выделяются снатольская, ковачинская (эоцен), аманинская, гахчинская, утлохокская и вивентекская (олигоцен) свиты (горизонты). К настоящему времени опубликованы монографии по олигоценово-миоценовой [Серова, 1978; Атлас ..., 1984] и эоценовой [Гладенков и др., 1991] частям Точилинского разреза с их детальной литолого-палеонтологической характеристикой.

Отложения ковачинского горизонта (верхний эоцен) представлены темно-серыми плотными аргиллитами с крупными караваевидными известковистыми конкрециями по слоистости. Моллюски немногочисленны: *Cardita tigilensis* L.Krisht., *Hatcella* cf. *poronaiensis* Takeda, *Maconia vialovi* L.Krisht., *Delectopecten kamtschatica* L.Krisht., *Acesta kovatschensis* Sin. и др. [Гладенков и др., 1991].

Комплекс бентосных фораминифер ковачинского горизонта содержит более 150 видов – *Caucasina eocaenica kamtschatica* Serova, *Gyroidina condoni* (Cushm. et Schenck), *Bulimina debilis* Martin, *Cibicides beckii* Serova, *C. pachecoensis* Smith,

Nonion sorahiense Asano, *Robulus inornatus* d'Orb., *R. alata limbatus* (Gümbel) и др. Из агглютинированных постоянно присутствуют *Bathysiphon eosenicus* Cushman et Hanna, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *Cyclammina pacifica* Beck. Планктонные фораминиферы встречаются крайне редко – *Globigerina* sp.

Аманинско-гахкинский горизонт (нижний олигоцен) включает аманинскую и гакхинскую (без ее верхних 200 м) свиты.

На южном крыле точилинской антиклинали аманинская свита сложена темноокрашенными туфоаргиллитами с обугленным детритом, пиритом, "плавающей" галькой и маломощными прослоями туфов и туфопесчаников. Обильны карбонатные конкреции, бипирамидальные псевдоморфозы карбоната (геннойши) и раковины моллюсков: *Portlandia nitida* (Slodk.), *Malletia inermis* (Yok.), *Mytilus podkagernensis* Slodk. et Il., *Yoldia deformis* Kogan, *Y. longissima* Slodk.

Фораминиферы многочисленны и разнообразны в нижней части свиты: *Ammodiscus tenuis* Brady, *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), *Budashevaella deserta* (Volosh.), *Cyclammina pacifica* Beck, *Obliquina sakhalinica* Volosh., *Melonis shimokinensis* (Asano), *Islandiella galvinensis* (Cushman et Frizzell), *Bulimina ovata* d'Orb., *Criboelphidium sumitomoii* (Asano et Murata), *Pseudoglandulina inflata* d'Orb., *Dentalina catenula* Reuss, *Sigmoidella pacifica* (Cushman et Ogasawa). Мощность свиты около 350 м.

Гакхинская свита залегает на аманинской согласенно. В основании выделяется прослой (0,6 м) песчаных аргиллитов, обогащенных гравийным материалом. Свита сложена туфогенными аргиллитами с прослоями бентонитовых глин, туфогенных песчаников и туфов. К последним приурочены пластовые и округлые карбонатные стяжения и геннойши. Мощность свиты около 600 м. Моллюски многочисленны: *Yoldia longissima* Slodk., *Y. tigilensis* Slodk. и др. [Атлас ..., 1984].

Комплекс фораминифер близок аманинскому: *Ammodiscus concinnus* V.Kuzn., *Cyclammina pacifica* Beck, *C. incisa* (Stache), *Glandulina laevigata* d'Orb., *Melonis tumiensis* V.Kuzn., *Gavelinella glabrata* (Cushman.), *Criboelphidium sumitomoii* (Asano et Murata) и др. В верхней части свиты появляется *Haplophragmoides asagaiensis* (Asano).

Аманинско-гахкинский горизонт сменяется ухолокско-виентекским горизонтом – кремнистые туфоаргиллиты, алевролиты, туфы с геннойши, опоки, прослой с гравийным и песчаным материалом и конкрециями. Мощность до 1000 м. В комплексе фораминифер доминируют агглютинированные виды. Этот горизонт относится к верхнему олигоцену [Серова, 1978].

В Точилинском разрезе Западной Камчатки наиболее существенное изменение в составе фораминифер происходит на границе ковачинского и

аманинско-гахкинского горизонтов. Этот рубеж и принимается за границу эоцена и олигоцен.

Переходя к стратиграфии терригенно-вулканических морских и континентальных отложений эоцена и олигоцен Сахалина, необходимо отметить их значительную фаціальную изменчивость, что создает большие трудности при корреляции разрезов. В пределах рассматриваемого интервала выделяются краснопольевская, такарадайская и аракайская свиты. Возраст этих литостратиграфических подразделений меняется от более древнего на юго-востоке к более молодому в северных разрезах. Иллюстрацией могут служить разрезы на ове Крильон (р. Китосия), по р. Аральской в Углегорском районе и в береговом обнажении южнее г. Александровска-Сахалинского.

Разрез по р. Китосия (полуостров Крильон, Южный Сахалин)

Наиболее южный разрез палеогена расположен по р. Китосия (р. Чкаловка) на Южном Сахалине. В этом разрезе вскрыты отложения нижнедудьской¹, краснопольевской, такарадайской, аракайской, холмской и невельской свит (см. рис. 83).

Нижнедудьская свита (палеоцен) представлена континентальными, лагунно-континентальными и прибрежно-лагунными отложениями с *Unio igruiensis* Suz. в верхней части [Ильев и др., 1977].

Краснопольевская свита (средний эоцен) начинается пуддинговыми глауконитовыми песчаниками (0,25 м), которые вверх по разрезу сменяются песчаными алевролитами с конкрециями известкового алевролита. Присутствуют моллюски: *Sacella cf. pulchrisinosa* Clark, *Yoldia takaradaiensis bruta* L.Krisht., *Corbicula* sp., *Nuculana* sp. [Ильев и др., 1977]. Видимая мощность 30 м.

Такарадайская свита (средний-верхний эоцен) состоит из чередования темно-серых песчаников и алевролитов с примесью обуглившегося растительного детрита. Среди них – тонкие прослой плотных известковистых и глауконитовых песчаников. В верхней части доминируют более тонкозернистые темно-серые породы с обильным обуглившимся детритом и известковистыми конкрециями. На контакте с аракайской свитой алевролиты обогащены туфогенным материалом. Во всей толще многочисленны раковины моллюсков [Ильев и др., 1977]. Мощность 390 м.

Аракайская свита (верхи верхнего эоцена – олигоцен) представлена вулканоогенно-осадочными породами: туфами, туффитами, аргиллитами, песчаниками и туфоконгломератами. Преобладают вулканомиктовые песчаники. Нижняя граница свиты проводится по подошве вулканомиктового

¹ Многие исследователи эту угленосную толщу на Южном Сахалине выделяют как найбутинскую (по аналогии с Долинским районом).

гравелита (0,4 м), залегающего на алевролитах така радайской свиты с *Nemocardium ezoense* Takeda [Захарова, Шереметьева, 1977]. Мощность свиты 615 м.

В средней части (нижний олигоцен) развиты более тонкообломочные породы – вулканогенные алевролиты и песчаники с меньшим содержанием вулканогенного материала. В алевролитах – прослой и линзы гравийного и песчаного материала и редкие раковины моллюсков *Periploma kariboensis* L.Krisht., *Turritella cf. tigilana* Iiyina.

Верхняя часть (верхний олигоцен) сложена преимущественно грубозернистыми вулканическими породами зеленовато-серого цвета с глауконитом, подчиненными прослоями опоковидных аргиллитов и алевролитов. Фауна моллюсков крайне бедна: *Periploma kariboensis* L.Krisht., *Tracia condoni* Dall, *Turricula sachalinensis* Tak.

Разрез по р. Аральская (Южный Сахалин)

В более северном Углегорском районе изучен разрез палеогеновых отложений по р.Аральская, в котором вскрыты нижнедуйская (континентальная), краснопольевская, такарадайская, аракайская и холмская свиты [Серова, 1983] (см. рис. 83).

Краснопольевская свита (средний–верхний эоцен) состоит из чередования песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями серых аргиллитов и угля. В верхней части свиты и в ее основании – прослой устричников. Из фораминифер в нижней части свиты (разрез по р. Августовка) встречен в массовом количестве вид *Trochammina vitrea* Serova, характеризующий слой с *Mythilus uokoymai* снатольской свиты (средний эоцен) Точилинского разреза Западной Камчатки. Видимая мощность 50 м.

Такарадайская свита (олигоцен) в нижней части сложена темно-серыми скорлуповатыми песчанистыми аргиллитами. В средней части песчаные аргиллиты чередуются с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Верхняя подсвита (150 м) представлена чередованием мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов с прослоями устричников. Во всех разностях пород присутствует "плавающая" галька, известково-мергельные стяжения, геннойши, растительный обугленный детрит. Мощность около 900 м.

Аракайская свита (олигоцен – нижний миоцен) сложена песчаниками, в различной степени обогащенными вулканогенным материалом, с четырьмя пачками туфоконгломератов и туфобрекчий. Мощность около 1000 м [Серова, 1983].

Отложения такарадайской и аракайской свит включают довольно богатые комплексы фораминифер.

Для нижней части нижней подсвиты такарадайской свиты (олигоцен) обычны *Brizalina jacksonensis tumiensis* (Cushm. et Simons.), *Cassidulina*

diversa Cushm. et Stone, *C. porterensis* Serova, *Cribrorhynchium yumotoense* (Asano), *Reophax tappuensis* Asano, *Pelosina complanata* Franke, *Plectina shimokinensis* Asano, *Pseudoglandulina inflata* Born., *Cribrorhynchium sumitomo* (Asano et Murata), *Melonis shimokinense* (Asano), *Globocassidulina globosa* (Hantken), *Gavelinella glabrata* (Cushm.).

Комплекс пограничных слоев нижней и средней подсвиты такарадайской свиты близок к приведенному, но сокращается численность *Cribrorhynchium yumotoense* (Asano) и чаще встречается *C. sumitomo* (Asano et Murata); обычны *Nonion buxovillanum* (Andreae), *Brizalina jacksonensis tumeyensis* (Cushm. et Simons.), *B. marginata adeloidana* Cushm. et Kleinp., *Pseudoelphidiella aff. saitoi* (Asano et Murata), *Nonion nicobarense* Cushm.

В комплексе верхней части средней подсвиты такарадайской свиты (олигоцен) доминируют *Cassidulina diversa* Cushm. et Stone, *C. porterensis* Serova. Им сопутствуют *Pseudoelphidiella aff. saitoi* (Asano et Murata), *Reophax curtus* Cushm., *R. tappuensis* Asano, *Pelosina complanata* Franke, *Ammobaculites akabiraensis* Asano, *Pyrulina fusiformis* Roemer, *Haplophragmoides asagaiensis* (Asano).

Комплекс фораминифер из верхней подсвиты такарадайской свиты и низов аракайской свиты (верхний олигоцен) обедненный. Наиболее обычны *Haplophragmoides asagaiensis* (Asano), которому сопутствуют *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Budashevaella multicamerata* (Volosh.) и более редкие *Cribrorhynchium utkholokensis* Serova, *Nonion sorachiense* Asano, *Anomalina (Glabratella) californiensis* Cushm. et Hobson, *Cribrorhynchium asagaiense* (Asano).

Верхняя подсвита аракайской свиты принадлежит уже нижнему миоцену.

По видовому составу и структуре комплекс фораминифер верхнетакарадайской подсвиты и аракайской свиты (без ее верхней нижнемиоценовой пачки) идентичен утхолокско-вивентекскому комплексу Западной Камчатки (верхняя часть олигоцена).

Таким образом, в разрезе такарадайской свиты по р. Аральская не встречен комплекс фораминифер, аналогичный ковачинскому (верхнеэоценовому) комплексу Западной Камчатки. Условно границу эоцена и олигоцена в данном разрезе можно считать совпадающей с границей между краснопольевской и такарадайской свитами, поскольку такарадайская свита характеризуется олигоценным комплексом фораминифер, аналогичным аманинско-гахкинской ассоциации (олигоцен) Западной Камчатки.

Разрез в Александровском районе (Западный Сахалин)

В более северных районах Западного Сахалина морские верхнепалеогеновые отложения вскрыты в

береговых разрезах Татарского пролива (в Александровском районе) и выделены под названием геннойшинской свиты (см. рис. 83). К ней относится однообразная толща темно-серых аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников, включениями "плавающей" гальки, массой мелких округлых известковистых стяжений и геннойшами. С подстилающими отложениями нижнеудской угленосной свиты геннойшинская свита контактирует по сбросу и перекрывается вулканогенными породами свиты мыса Хойнджо.

Литологически и по окраске пород геннойшинская свита близка к такарадайской свите более южных районов и на этом основании долгое время рассматривалась как ее стратиграфический аналог [Геология СССР..., 1970, т.30; Ратновский, 1965]. Л.В. Криштофович по фауне моллюсков считала свиту геннойши аналогом только верхней части такарадайской свиты Крильонского разреза (Южный Сахалин). Л.С. Жидкова [Волошинова и др., 1978], также по моллюскам, сопоставляла ее с верхней подсвитой аракайской свиты Южного Сахалина и мачигарской свитой п-ова Шмидта.

Изучение фораминифер из геннойшинской свиты данного разреза не подтвердило ни одну из приведенных корреляций. Свита охарактеризована тремя различными комплексами фораминифер.

В нижней части свиты комплекс состоит из обильных экземпляров *Naplophragmoides asagaiensis* (Asano); на отдельных уровнях ему сопутствуют многочисленные *Perfectonion praeincertus* V.Kuzn.

В средней части комплекс несколько более разнообразен по видовому составу: обычны *Crebrophidium aracaicum* Serova и *Globocassidulina subglobosa* (Brady) в сочетании с более редкими *Naplophragmoides asagaiensis* (Asano), *H. spadix* V.Kuzn., *Lagena perlucida* Monts., *Cornuspira byramensis* Cushman., *Globobulimina ovata* d'Orb., *G. gibba* d'Orb., *Melonis shimokinense* (Asano), *Gavelinella* cf. *glabrata* Cushman., *Plectofrondicularia* sp.

В верхней части свиты появляются *Crebrophidium sumitomoii* Asano и *Elphidiella tumiensis* V.Kuzn., которые доминируют в комплексе. Им сопутствуют единичные *Rhabdammina aspera* Volosh. и *Bathysiphon* sp.

Сходные по видовому составу комплексы фораминифер характеризуют нижнюю и среднюю подсвиты аракайской свиты Углегорского района Южного Сахалина (разрез по р. Аральская) и отложения утхолокско-вивентекского горизонта Точилинского опорного разреза Западной Камчатки (верхняя часть олигоцена). На этом основании геннойшинская свита Александровского района отнесена к верхнему олигоцену.

Приведенные данные по распределению фораминифер в позднепалеогеновых отложениях Сахалина показали, что выделяемые и картируемые литостратиграфические подразделения (краснополь-

евская, такарадайская и аракайская свиты) имеют скользящие возрастные границы. Так, в разрезе по р.Китосия (р.Чкаловка) верхнеэоценовый комплекс фораминифер развит в отложениях такарадайской свиты и нижней подсвите аракайской свиты и аналогичен таковому из ковачинского горизонта Камчатки. Далее к северу, в Углегорском районе в разрезе по р. Аральская комплекс фораминифер такарадайской свиты (без ее верхней части) соответствует аманинско-гахкинскому комплексу (нижний олигоцен). Комплекс аракайской свиты (без ее верхней части) аналогичен микрофауне утхолокско-вивентекского горизонта Точилинского разреза Западной Камчатки (верхняя часть олигоцена). Еще далее на север в разрезе глинистой темноцветной геннойшинской свиты Александровского района, которая ранее коррелировалась с такарадайской свитой (или даже называлась "такарадайская свита"), содержится верхнеолигоценный комплекс, аналогичный аракайскому комплексу Углегорского разреза и утхолокско-вивентекскому Западной Камчатки (см. рис. 83).

Литолого-фациальная характеристика

На Сахалине Крильонский, Томаринский и Углегорский разрезы характеризуют южную структурно-фациальную подзону Хоккайдо-Сахалинского прогиба, в которой верхний эоцен и олигоцен представлены чисто морскими отложениями. Севернее, в Александровском районе (Бошняковский разрез) эоценовые морские отложения замещены паралической угленосной толщей. Этот же тип разреза обычен для Поронайской и Пограничной впадин Центрального Сахалина. На западе Северного Сахалина эоцен сложен субконтинентальными глинисто-песчаными и грубообломочными толщами.

На Западной Камчатке наблюдается сходная ситуация. Точилинский разрез характеризует морскую структурно-фациальную подзону Охотско-Западно-Камчатского прогиба, а Пенжинский – паралическую подзону с эоценовым и, может быть, более поздним угленакплением.

На Восточной Камчатке Ильпинский разрез типичен для подзоны с относительно слабым эоценовым вулканизмом. Более интенсивный вулканизм отмечается к северо-востоку от разреза, на п-ове Говена, и к югу, на о-ве Карагинский, полуостровах Камчатский мыс и Кроноцкий. Здесь так называемый восточнокамчатский туфогенный флиш замещается эффузивами.

Эоцен и олигоцен в тыловых прогибах Сахалина, Западной Камчатки и Корякского нагорья сложены преимущественно сероцветными алевроито-глинистыми, песчаными и грубообломочными терригенными породами, с участием углистых и пирокластических разностей. Обломочный материал полимиктовый, редко олигомиктовый. Встречаются граувакки. В составе кластической части

конгломератов и гравелитов преобладают кремнистые породы типа яшм и кремнистых сланцев, различные эффузивы, в меньшей мере участвуют осадочные породы. В песчаниках обломочная часть принадлежит кварцу, полевым шпатам, кремнистым и магматическим породам. Глинистый материал состоит из гидрослюд и монтмориллонита с хлоритом и, иногда, каолинитом. Среди минералов тяжелой фракции обычны циркон, гранат, турмалин, пироксены, эпидот, роговая обманка. Из аутигенных минералов нередки пирит (марказит) и глауконит. Конкреции чаще кальцитовые, реже – сидеритовые. Интересны разнообразные бипирамидальные и звездчатые кальцитовые диагенетические образования – геннойши.

Синхронная осадконакоплению вулканическая деятельность отражена редкими пластами кислых псаммитовых туфов, а в верхней части слоев – туффитами и туфами андезитового состава.

Породы занимают средние стадии катагенеза, что соответствует зрелым бурым и молодым каменным углям. Угли относятся к гелитолитам, как правило, зольные. В зонах распространения неогеновых интрузий отмечается контактовый метаморфизм углей. Органическое вещество гумусового и, в меньшей мере, сапропелевого типа, рассеянное и концентрированное (в угольных пластах).

На границе такарадайской и аракайской, нижнедуйской и геннойшинской свит Сахалина, ковачинской и аманинской свит Западной Камчатки в некоторых разрезах отмечается отчетливая смена типов пород, имеются пласты фосфорито-глауконитовых песчаников, что указывает на возможность седиментационного перерыва.

В Анадырской впадине отложения верхов эоцена и олигоцена имеют относительно небольшую мощность и принадлежат к единой алеврито-глинистой толще. В ее верхней части возрастает количество песчаного и гравийно-галечного материала.

Во фронтальных прогибах Восточной Камчатки верхняя часть эоцена и олигоцена также представлена породами алевропелитовой, псаммитовой и псефитовой групп, однако терригенные разности здесь подчинены туфогенным породам, туффитам и туфам различной размерности обломков, с пластами кластолов и эффузивов. Встречаются и кремнистые туфогенные породы.

Обломочный материал псефитов и алевропсаммитов состоит из различных эффузивов, главным образом среднееосновного состава, осадочных и, в меньшей мере, метаморфических пород. Цементирующая глинистая масса часто содержит примесь кремнистого геля.

Катагенез палеогеновых отложений выше, чем в тыловых прогибах, что связано с более напряженным термодинамическим режимом.

Верхнеэоценовые и олигоценовые слои Восточной Камчатки относятся к уже упоминавшемуся "туфогенному флишу" и перекрывающей его сероцветной песчано-глинистой морской формации.

Рассеянное органическое вещество гумусово-сапропелевого типа. В Богачевском районе Восточной Камчатки и на правом берегу р. Хатырка известны нефтепроявления.

В отличие от Восточной Камчатки, в Хатырском прогибе верхняя часть эоцена и олигоцен представлены терригенными породами, причем в низах преобладают существенно глинистые толщи (быстрореченская толща и ионайская свита), а выше – толща флишоидно чередующихся песчаных и алеврито-глинистых пород (маллэнская свита). Отмечаются признаки гравитационного оползания осадков.

Палеонтологическая характеристика

Отложения верхней части эоцена и олигоцена в регионе содержат остатки различных групп фауны и флоры – моллюски, фораминиферы, растения (листья, плоды, споры и пыльца) и, в меньшей степени, – наннопланктон, радиолярии, диатомовые водоросли, динофлагеллаты, морские ежи. При стратиграфических построениях основными группами являются фораминиферы, морские моллюски и спорово-пыльцевые комплексы. Листовые остатки флоры приурочены главным образом к эоценовым отложениям. Находки плодов растений единичны. Палеогеновые диатомеи, радиолярии и морские ежи изучены еще недостаточно [Рулева, 1975; Шмидт, 1978].

Фауна моллюсков (двустворки и гастроподы) из палеогеновых отложений Сахалина, Камчатки и Корякского нагорья (материалы Л.В. Криштофович [1960, 1961], А.П. Ильиной, Г.И. Шереметьевой, Л.С. Жидковой, И.Г. Прониной, В.Н. Синельниковой, В.И. Волобуевой и других исследователей) позволяет выделить несколько комплексов для отложений эоцена–олигоцена.

Комплекс моллюсков краснопольевского интервала составляет относительно теплолюбивые виды родов *Pitar*, *Ostrea*, *Mytilus*, *Crassatella* и др.: *Pitar californiana*, *P. matsumotoi*, *P. chemetschensis*, *Ostrea agnevoensis*, *O. atwoodi*, *O. esutoruensis*, *Mytilus yokoyamai*, *M. littoralis*, *Crassatella utholokensis*, *C. stillwaterensis*, *Solen snatolensis*, *Macrocollista matsuraensis*, *Spisula xenophonti*, *Thracia kovatschensis*, *Nemocardium ezoense*, *Corbicula sitakaraensis*, *C. tokudai* и др. Этот комплекс достаточно хорошо прослеживается в Тихоокеанской области, отражая, по-видимому, оптимальные климатические условия эоценового времени. Он приурочен к краснопольевскому горизонту Сахалина, снатольскому и килакирнунскому горизонтам Камчатки. Распространение комплекса с *Pitar californiana* ограничено средним–? верхним эоценом.

Моллюски такарадайского интервала (Сахалин, п-ов Крильон) содержат комплекс с *Yoldia takaradaiensis*, *Malletia poronaica*, *Modiolus restorationensis*, *Thyasira pervulgata*, *Lima twinensis*,

Periplonia korniana, *Variamussium pillarense*, *Nemocardium ezoense*, *N. lorenzanum*, *Macoma twinensis*, *Tellina kamakavaensis*. На Сахалине в ранне- и среднетакарадайское время отмечается ассоциация относительно мелководных форм, преимущественно триазир и немонардиумов. В позднетакарадайское время она сменяется ассоциацией более глубоководных видов: *Malletia poronaica*, *Yoldia salvationemensis*, *Y. watasei agasawarei*, *Y. cf. yotsukurensis*, *Periploma kariboensis*, *Laternula cf. korniana*, *Trominina japonica* и др., которая в ряде районов продолжала существовать и в раннеаракайское время. Слои, содержащие комплекс с *Malletia poronaica*, на Сахалине имеют позднеэоценовый возраст.

На Камчатке и в Корякском нагорье такарадайскому сообществу моллюсков Сахалина соответствует ассоциация моллюсков ковачинской свиты (серии): *Lima twinensis*, *Variamussium pillarense*, *Cyclocardia kovatschensis*, *Epitonium (Boreoscala) condoni quimperense*.

Комплекс с *Yoldia takaradaiensis* из-за большого количества видов-эндемиков труднее прослеживается по разрезам Тихоокеанской провинции, чем предшествующая ему ассоциация с *Pitar californiana* и последующая с *Yoldia matschigarica*, *Papyridea matschigarica* машигарского (аракайского) времени. Тем не менее в комплексе с *Yoldia takaradaiensis* Сахалина довольно много общих и сходных видов, содержащихся в верхнеэоценовых формациях Поронаи Японии (*Malletia poronaica*, *Yoldia watasei*, *Nemocardium ezoense*) и Блеклей штатов Орегон и Вашингтон США, ковачинской серии Камчатки, ольховской толщи Нижнехатырского прогиба. Сахалинские комплексы моллюсков ближе к комплексам Хоккайдо (Япония), а камчатские – к североамериканским. Так, среди моллюсков ковачинского времени Камчатки имеется целый ряд видов, известных из североамериканских ассоциаций – *Modiolus restorationensis*, *Lima twinensis*, *Turritella blakeleyensis*, *Solemya dalli* и др.

На рубеже эоцена и олигоцена, по-видимому, значительному похолоданию климата соответствует новый этап в развитии фауны моллюсков. Он характеризуется новым родовым и подродовым составом моллюсков, типичных для машигарско-аракайского интервала. В аракайское время многочисленны *Yoldia matschigarica*, *Y. caudata*, *Malletia poronaica*, *Papyridia matschigarica*, *Clinocardium asagaiensis*, *Mya grewingki*, *Turritella poronaiensis*, *Periploma besshoense* и многие другие (олигоцен, интервал аракайской свиты п-ова Крильон Сахалина без ее самой нижней части). К этому интервалу тяготеет иольдиевая ассоциация моллюсков (*Y. matschigarica*, *Y. nitida*, *Y. cerussata*, *Y. longissima*, *Y. caudata*, *Y. gretschischkini*), которая совместно с другими видами – *Papyridea matschigarica*, *P. harrimani*, *Mya grewingki*, *Clinocardium asagaiense* сравнительно четко про-

слеживается на территории северо-западной части Тихоокеанской области, что отражено в стратиграфических схемах [Решения ..., 1961, 1982].

На Камчатке аманинско-гаххинский комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков, сменяющий ковачинскую ассоциацию, разнообразнее последней и почти полностью обновлен. Проходящими являются только такие виды, как *Malletia poronaica*, *Yoldia watasei*, *Turritella poronaiensis*. Остальные виды впервые появились на рубеже ковачинского (поздний эоцен) и аманинского (олигоцен) времени. Среди них наиболее показательны *Acila (Acila) praedivaticata*, *Yoldia (Yoldia) longissima*, *Y. nitida*, *Y. cerussata*, *Mytilus miocenium*, *Pododesmus schmidti*, *Periploma besshoense*, *Papyridea matschigarica*, *Bathybembix sachalinensis*, *Turritella importuna*, *Musashia antiquor*, *Ancistrolepis bicordata*, *A. umbelliformis*, *A. modestoidea*, *A. hokkaidoensis*.

Нижний уровень распространения комплекса с *Yoldia matschigarica* и *Papyridea matschigarica* наиболее приемлем для проведения границы между эоценом и олигоценом по фауне моллюсков.

Комплексы моллюсков холмской, тумской, даехуриинской свит близки фауне формации Асахи (Хоккайдо) и содержат также иольдиевую ассоциацию, в чем обнаруживается сходство с машигарским-аракайским комплексами. Но они не включают такие типичные для машигарского уровня виды, как *Papyridea matschigarica*, *Mya grewingki*, *Yoldia gretschischkini* и др. В то же время в них появляются и образуют скопления новые таксоны, характерные для холмского уровня – *Multidentata multidentata*, *Nuculana tumiensis*, *N. crassatelloides* (нижний миоцен).

Особенности фораминифер из отложений верхней половины эоцена и олигоцена достаточно подробно освещены при описании опорных разрезов.

На Сахалине, Камчатке и в Корякском нагорье планктонные фораминиферы практически отсутствуют, поэтому используются комплексы бентосных фораминифер, при помощи которых проводится корреляция с разрезами Калифорнии, Японии и Аляски. Большое значение в этом случае имеют глобальные изменения климата. Исследователи [Shackleton, Kennett, 1975; Lagoe, 1984], изучавшие изменение климата на основании анализа изотопного состава кислорода, указывают, что космополитизм бентосных фораминифер наблюдается в периоды наибольшего потепления климата, и эти моменты могут быть использованы для корреляции по бентосным фораминиферам. В холмские периоды фаунистический эндемизм увеличивался. В кайнозойское наибольшее сходство комплексов бентосных фораминифер наблюдается в отложениях, связанных с эпохой эоценового потепления, сменившегося затем быстрым похолоданием в олигоцене.

Для осадков среднего-позднего эоцена на северо-западе Тихоокеанской провинции типичен ком-

плекс теплолюбивых фораминифер с *Plectofrondicularia*.

На Сахалине подобный состав бентосных фораминифер встречается в самых южных разрезах на п-ове Крильон. В этих разрезах (реки Чкаловка, Шебунинка и др.) в нижней и средней частях такарадайской свиты распространен комплекс с *Ammobaculites skabiraensis*, *Nonion sorachiense*, *Plectotrochammina poronaensis*, характерный для нижней части формации Поронаи угольного поля Исикари (средний эоцен). В верхней части такарадайской свиты и в самых низах аракайской развит комплекс с *Bulimina schwageri*, *Plectofrondicularia gracilis* (верхний эоцен).

Расцвет известковой фауны в крильонских разрезах Сахалина приурочен к пограничному интервалу между такарадайской и аракайской свитами. Здесь появилось 32 новых вида, в том числе *Bulimina schwageri* Yokoyma, *B. ovata* d'Orb., *B. pyrula* d'Orb., *B. kugleri* Cushm. et Renz, *B. longiscata* Terquem, *Globobulimina perversa* Cushm., различные *Brizalina*, *Bolivina*, *Nodosaria*, *Gyroidina*, *Nonionella jacksonensis* Cushm., *Criboelphidium sumitomo* Asano.

В более северных разрезах такарадайской свиты комплекс с *Plectofrondicularia* не встречен, но довольно часты *Ammobaculites akabiraensis* Asano, *Ammodiscus ariakensis* (Murata et Sugahara), *Budashevaella symmetrica* (Ujiie et Watanabe), *Bulimina schwageri* (Yokoyma), *B. ezoensis* Yokoyma, *Cassidulina* aff. *margareta* Karrer, *Nonion sorachiense* Asano.

На Камчатке ковачинский горизонт характеризуется теми же комплексами фораминифер с *Plectofrondicularia packardii*. Они описаны М.Я. Серовой [1969, 1976, 1984, 1985] по Точилинскому, Карагинскому и Ильпинскому разрезам [Serova, 1976].

В Корякском нагорье к позднему эоцену относится иргирнинская свита, в которой определены мелководные *Elphidium* cf. *latidorsatum* Reuss, *Nonion granulatum* Terquem, *N. insolutus* Chail., *Criboelphidium sumitomo* (Asano et Murata) и агглютинированные *Haplophragmoides gratus* Tergrig., *Ammomarginulina* sp. [Серова, 1983].

На Камчатке в амининско-гаххинском интервале (олигоцен) преобладают различные *Polymorphinidae* и *Nodosariidae*, а также *Cyclammina pacifica* Beck, *Melonis shimokinense* (Asano), *Criboelphidium sumitomo* (Asano et Murata) [Серова, 1984]. На Сахалине комплексы олигоценного времени наиболее четко представлены в мацгарской свите Северного Сахалина, где развиты *Haplophragmoides asagaiensis* (Asano), *Pseudoelphidiella saitoi* Asano, *Criboelphidium sumitomo* (Asano et Murata). В разрезах аракайской свиты обнаружены многочисленные *Haplophragmoides asagaiensis* (Asano), *H. spadix* Kuzn., *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz) и редкие *Bulimina jabei*

Asano, аналогичные фауне утхолокско-вивентекского горизонта Западной Камчатки.

Комплексы бентосных фораминифер из отложений верхней части эоцена и олигоцена Камчатки и Сахалина имеют своих аналогов в разрезах палеогена США и Японии. В Калифорнии [Wilson, 1954; Hornaday, 1961; Mallory, 1959, 1970; Kleinpell, Weaver, 1963; Mc Dougall, 1980, 1983; Lipps, 1967] и на Аляске [Rau et al., 1977] комплекс с *Plectofrondicularia packardii* приурочен к ярусу Рефуджиен (верхний эоцен). Ассоциация с доминированием агглютинированных фораминифер в сочетании с различными видами *Cibicides*, *Lagena*, *Sigmomorphina*, *Cassidulina* свойственна ярусу Земорриен. В Японии верхний эоцен (формация Поронаи, ярус Окиносима) характеризуется комплексом с *Plectofrondicularia packardii*, а олигоценная ассоциация фораминифер встречена в формациях Моидзияма, Асагай и Симокине яруса Фунадзу [Ujiie, Watanabe, 1960; Asano, 1963; Kaiho, 1984].

Палеоботаническая характеристика

Палинологическая характеристика эоцено-олигоценных отложений получена по большому числу разрезов Юго-Западного, Центрального, Северного Сахалина и отдельных разрезов Западной Камчатки и о-ва Карагинский. Во всех этих разрезах прослеживается смена палинофлор, соответствующих двум палинозомам: *Lygodium japoniciformis*, *Ulmoideipites* и *Podocarpus totara*, *Tsuga parva*.

Стратиграфический объем первой из них охватывает: на Юго-Западном Сахалине интервал от верхов нижнедуйской свиты до кровли такарадайской; на Северном Сахалине – толщи, лежащие под нижнелангерийской (даехуриинской) свитой; на Западной Камчатке – от снатольской свиты почти до кровли ковачинской; на о-ве Карагинский – свиту мыса Тонс, т.е. объединяет не только верхнюю, но и среднеэоценовые отложения. Палинозона *Podocarpus totara*, *Tsuga parva* включает отложения: аракайской (геннойшинской) и холмской свит и части невельской свиты Юго-Западного Сахалина; нижнелангерийской (даехуриинской) свиты Северного Сахалина; амининской, гакхинской, утхолокской, вивентекской и низов кулувенской [Атлас..., 1984] свит Западной Камчатки; ильхатун-ваямской свиты о-ва Карагинский, т.е. характеризует олигоценные и, возможно, даже отчасти, нижнемиоценовые отложения.

Палинофлора зоны *Lygodium japoniciformis*, *Ulmoideipites* содержит пыльцу семейств широколиственных теплолюбивых, субтропических и изредка тропических растений, разнообразных таксонидеивых, а также споры папоротников. Постоянно отмечаются *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Cedrus*, *Phyllocladus*. Типично присутствие пыльцы

реликтов меловых и палеоценовых флор¹, в основном искусственных таксонов – *Orbiculapollis globosus* Chlon., *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse, *Anacolosidites primigenius* Zakl., *Ulmoideipites tricotatus* And., *Ulmus krempii* And., *Triatriopollenites areboratus* Pfl., *Triporopollenites robustus* Pfl., *Sporopollis*, *Gothanipollis*, *Oculapollis* cf. *praedicatus* Wejl. et Krieg., *Aquilapollenites quadrilobus* Mтч., *A. subtilis* Mтч., *Mancicorpus*, *Parviprojectus*.

Согласно Е.Д. Заклинской [1963, 1980], реликты первой половины палеогена прослеживаются до конца эоцена и даже заходят в ранний олигоцен.

Пыльцу *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse В.А. Федорова [1981] рассматривает в качестве ключевого таксона для эоценовых отложений Западной Камчатки. При этом она ссылается на работы Г. Рауза и И.А. Кульковой, в которых прослежено распространение этого вида в эоценовых отложениях различных районов земного шара [Кулькова, 1973; Rouse, Mathews, 1961; Rouse, Srivastava, 1970], однако чаще всего этот таксон присутствует в ипрских и лютетских отложениях.

Пыльца *Ulmoideipites* And., описанная впервые для датско-палеоценовых отложений Нью-Мексико в Северной Америке [Anderson, 1960], сейчас считается типичной и для эоценовых отложений Восточной Сибири, Приморья и Дальнего Востока [Кулькова, 1981; Болотникова, 1979; Фрадкина, 1980]. В начале эоцена, как отмечает Е.Д. Заклинская [1963], между 40 и 50° наметился своеобразный Европейско–Казахстанско–Восточно-Азиатский ареал распространения группы *Anacolosidites* Cooks, где она встречается вместе с *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Myrica*, *Ulmoideipites* And., *Triatriopollenites* Pfl. и др. Пыльца названных таксонов присутствует в палинокомплексе зоны *Lygodium japoniciformis*, *Ulmoideipites*, что, в совокупности с остальными приведенными материалами, свидетельствует о ее эоценовом возрасте.

Для спорово-пыльцевого комплекса палинозоны *Podocarpus totara*, *Tsuga parva* характерно господство хвойных, в основном *Pinaceae* с крупно-размерной пылью, разнообразный видовой состав *Tsuga* (*T. parva* Brumt., *T. torulosa* Zakl., *T. diversifolia* (Maxim.) Mast., *T. aculeata* Anan.), *Picea*, постоянное присутствие *Podocarpus*, обедненный состав пыльцы покрытосеменных и спор, разнообразный микрофитопланктон, особенно *Huyschiaeridium* и *Baltisphaeridium*.

Возраст отложений, входящих в палинозону *Podocarpus totara*, *Tsuga parva*, оценивается, принимая во внимание фауну моллюсков [Волошинова и др., 1978], как олигоцен-раннемиоценовый.

Наиболее яркими чертами различия между двумя палинозонами являются: резкое возрастание в верхней из них роли пыльцы *Tsuga* (от единиц до 20% и более), исчезновение пыльцы искусственных

таксонов – реликтов меловой и палеоценовой флоры, обеднение состава покрытосеменных и спор, переход главенствующей роли к сосновым. Кроме столь ярких качественных изменений в составе палинофлор, необходимо отметить и количественные изменения: сокращение в верхней зоне содержания пыльцы таксодиевых, ногоплодника, субтропических и умеренно теплолюбивых, а также спор.

Формы проявления изменений на описываемом рубеже зависят от особенностей состава палинокомплексов в разных частях региона. Например, в нижней палинозоне сахалинских разрезов и в разрезе р.Хейсли Западной Камчатки роль покрытосеменных и голосеменных примерно одинакова и переход к господству сосновых весьма выразителен, в то время как в Майначском разрезе и особенно на о-ве Карагинский покрытосеменных в нижней зоне заметно меньше, чем голосеменных, и переход выглядит здесь не столь ярко.

Таким образом, установлен однотипный характер изменений, происходивших на рубеже эоцена и олигоцена на Сахалине, Западной Камчатке и о-ве Карагинский. Этот вывод согласуется с данными В.А. Федоровой [1981], описавшей палинокомплекс снатольской и ковачинской свит, и Г.М. Братцевой [1980], давшей палинологическую характеристику аманинской, гакхинской, утхолокской и вивентекской свит.

В позднем эоцене и раннем олигоцене в обеих флористических провинциях Дальнего Востока – Берингийско-Аляскинской и Сахалинско-Приморской происходила основная перестройка флоры. Так как обе флоры (и уходящая – раннепалеогеновая и сменяющая ее позднепалеогеновая) были умеренно теплыми, процесс перестройки был растянут во времени и охватил всю вторую половину эоцена и олигоцен. Лишь ко второй половине олигоцена на Северо-Востоке Азии закончилось становление новой флоры, которую А.Н. Криштофович [1955] называл тургайской. Флорой, родовой спектр которой сходен с типовой тургайской, на Дальнем Востоке были образованы листопадные хвойно-широколиственные полидоминантные леса. Эти рода в качестве основных лесообразователей сохраняются и донныне в рефугиальных лесах умеренной зоны северного полушария (Аппалачи, Балканы, Кавказ, Копетдаг, Центральный и Восточный Китай).

Изменение флористических комплексов в течение эоцена в непрерывных разрезах изучали на Сахалине М.О. Борсук [1956], Б.М. Штемпель [1963], О.А. Сычева [Савицкий и др., 1969], М.А. Ахметьев и В.И. Медюлянов [1978], А.Г. Аблаев [1978] и на Камчатке Л.И. Фотьянова [1977] и А.И. Челебаева с соавторами [1985]. Все авторы отмечают, что тафофлоры верхних горизонтов изученных отложений среднего–позднего эоцена характеризуют хвойно-широколиственные леса с исключительно разнообразным составом теплоумеренных и субтропических пород. Здесь еще присутствуют

¹ Вполне возможно, что большая часть этой пыльцы переотложена.

Trochodendroides speciosa (Ward) Berry, *T. arctica* (Heer) Berry, *Platanus acutiloba* Bors., *P. cf. schmidtii* Kryshch. et Baik., *P. mabutii* Oishi et Huzioka и др. Однако в кровле угленосных толщ уже доминируют таксодиевые, мириковые, ореховые, буковые, бобовые. Флора имеет черты сходства со средне-позднеэоценовыми флорами верхних слоев серии Исикари о-ва Хоккайдо, а также угловской свиты Приморья. На Камчатке флористической перестройке отвечает иргирнинская тафофлора, изученная Л.Ю. Буданцевым [1985] и Л.И. Фотьяновой [1984].

Магнитостратиграфическая характеристика

Палеомагнитные исследования, проведенные на Сахалине в разрезе по р. Томаринка, показали, что в отложениях эоцена и олигоцена есть и прямо-, и обратномагнитные породы. Магнитозоны в разрезе располагаются неравномерно, создавая интервалы преимущественной намагнитченности той или иной полярности. Эта особенность палеомагнитного разреза позволила сопоставить его в общем виде с палеомагнитной шкалой У.Б. Харленда с соавторами [1985]. Переходные слои краснопольевской и такарадайской свит, очевидно, формировались в среднем эоцене.

Граница между эоценом и олигоценом проходит в верхней части такарадайской свиты и в разрезах Юго-Западного Сахалина близка к границе между нижним и верхним такарадаем по палеомагнитным характеристикам. Несколько ниже в разрезе отмечается смена обратномагнитных отложений прямомагнитными. В низах аракайской свиты происходит смена прямой полярности на преимущественно обратную.

Приведенные данные имеют предварительный характер. Для построения надежного палеомагнитного разреза палеогеновых отложений необходимо провести палеомагнитные исследования на нескольких параллельных разрезах.

Вулканизм

Для палеогеновых отложений региона обычны разнообразные проявления вулканической деятельности. На Сахалине, Курильских островах, Западной и Центральной Камчатке вулканогенные толщи связаны с олигоценом (сергеевская серия, анавайский комплекс и др.), хотя они имеются и в эоцене (кинкильская свита). Развиты потоки и кромы андезитов, базальтов и андезитов-дацитов, пирокластические и вулканомиктовые образования. На Восточной Камчатке и Командорских островах вулканогенные толщи близкого состава распространены по всему палеогену.

Палеогеографическая обстановка

На рубеже эоцена и олигоцена площади, занятые морем, расширились.

В Хоккайдо-Сахалинском прогибе, который был частью Япономорско-Татарского седиментационного бассейна, в эоцене существовала обстановка мелководного морского залива, на севере переходившего в межгорную приморскую низменность, а на юге – в окраинное море, связанное с океаном. Питание осадками осуществлялось как с сахалинских возвышенностей, так и со стороны Сихотэ-Алиня [Потапова, 1960]. В олигоцене трансгрессия захватила большую часть Сахалина и площади приморских равнин резко сократились.

В Охотско-Западно-Камчатском бассейне в эоцене также существовали две различные палеогеографические области: на юге – морской бассейн, а на северо-востоке и северо-западе – приморская низменность. Западно-Камчатское море сообщалось с океаном на востоке. Основными источниками сноса служили возвышенности Азиатского материка, дополнительными – местные поднятия. Пепловый материал поступал со стороны Охотско-Чукотского вулканического пояса.

В олигоцене море распространилось к западу, югу и северо-востоку. В связи с развитием Курило-Камчатской вулканической дуги, на Камчатке возникли местные источники пирокластического материала.

Анадырская впадина в эоцене и олигоцене представляла собой мелководный морской залив, раскрывавшийся в сторону современной акватории Анадырского залива. Обломочный материал поступал с ближайших возвышенностей.

В Восточно-Камчатско-Олюторском бассейне в эоцене, по-видимому, существовал архипелаг островов с вулканическими постройками. Основную роль здесь играли местные источники сноса. Главная масса осадков накапливалась на подводных склонах, в глубоководных прогибах. На внешнем шельфе образовались толщи вулканогенно-кремнистых пород (свита мыса Тонс). В конце эоцена и в олигоцене, вероятно, часть поднятий исчезла и создалась обстановка окраинного моря с накоплением тонкозернистых осадков (лапарелам-ская и алугинская свиты).

За пределами шельфа в котловинах Берингова моря, судя по материалам сейсморазведки и драгирования [Дуканов и др., 1984], в палеогене накапливались кремнистые илы с примесью пирокластического материала.

Хатырский бассейн в эоцене и олигоцене являлся краевой шельфовой частью Берингова моря. Обильный обломочный материал поступал с интенсивно воздымавшихся частей Корьякского нагорья.

Полезные ископаемые

Эоцен в регионе являлся эпохой угленакопления [Варнавский и др., 1982], которое повсеместно приурочено к тыловой структурно-фациальной зоне. Важные в промышленном отношении угленосные толщи этого возраста известны на Сахалине (нижнедуйская свита и ее аналоги), Западной Камчатке (напанская свита и ее аналоги), в Корьякском нагорье (чукотская, амаамская и другие свиты). Однако к позднему эоцену относятся только верхние пачки угленосных толщ.

Эоценовые и олигоценовые отложения интересны в отношении нефтегазоносности. Нефтепроявления установлены на Сахалине [Мишаков, 1981], Камчатке и в Корьякском нагорье. Необходимо отметить, что в тыловых прогибах эоценовые отложения представляют собой региональный коллектор, а олигоценовые – региональный флюидоупор.

С олигоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями на Сахалине связаны ценные месторождения цеолитов, а на Курильских островах – проявления полиметаллов и золота.

Положение границы эоцена и олигоцена и геологические события

На основании анализа развития бентосных фораминифер Дальневосточного региона и корреляций с одновозрастными отложениями сопредельных регионов Тихоокеанской провинции (Тихоокеанское побережье Северной Америки и Японские острова) граница эоцена и олигоцена в разрезах Дальневосточного региона устанавливается следующим образом: на Западной Камчатке – между ковачинским и аманинско-гаххинским горизонтами, на п-ове Ильпинский – между лапареламской и алугинской свитами, на о-ве Карагинский – между свитами горы Перешеек и ильхатунской, на Командорских островах – между командорской серией и никольской свитой.

Условно эта граница намечается в Корьякском нагорье (Хатырский прогиб) между ольховской и маллэнской свитами, на побережье р. Хатырки в Анадырской впадине – внутри майницкой серии, в Кроноцком районе Восточной Камчатки – между козловской и чажминской свитами.

На Сахалине граница эоцена и олигоцена в разрезе по р. Китосия (п-ов Крильон) проходит в кровле нижней подсвиты аракайской свиты, в разрезе по р. Аральская – между краснопольевской и такарадайской свитами, в Александровском районе – внутри континентальной угленосной нижнедуйской свиты.

На границе эоцена и олигоцена в седиментационных бассейнах региона установлен ряд связанных между собой изменений условий осадконакопления и биоты. Эти изменения определяются как особенностями развития отдельных бассейнов или региона в целом, так и глобальными процессами.

К глобальным процессам надо отнести общее похолодание климата. Оно началось в эоцене и продолжалось до конца олигоцена.

Важнейшим событием для всего региона была активизация деструктивных процессов. В седиментационных бассейнах на рубеже эоцена и олигоцена (по-видимому, одновременно: в одних – в эоцене, в других – в олигоцене) возникли эмбриональные глубоководные впадины с корой океанического типа и пелагической седиментацией. В тесной связи с этим процессом развивалась трансгрессия, в результате которой в тыловых прогибах прекратились процессы угленакопления и установился морской режим.

В Охотоморской части региона на рубеже эоцена и олигоцена возникли две дуговые системы вулканических центров. Одна из них протягивалась по Японским островам на Сахалин, а другая – от о-ва Хоккайдо на Юго-Восточную и Центральную Камчатку. В Беринговоморской части этот процесс начался, очевидно, значительно раньше, а вблизи исследуемой границы, напротив, отмечается падение интенсивности вулканизма.

Регион XXVII

Арктический бассейн

Введение

К Арктическому бассейну отнесены Северный Ледовитый океан и его шельфовые моря, которые в совокупности представляют собой огромный седиментационный супербассейн – Арктическую геодепрессию [Геологическое..., 1964]. На Арктическом шельфе Евразии в составе этого супербассейна выделяются четыре длительно развивавшихся крупнейших седиментационных бассейна: Баренцевоморский, Западно-Сибирский, Лаптевский и Восточно-Сибирско-Чукотский. Палеогеновую историю этих осадочных бассейнов следует рассматривать в тесной связи с геодинамическим развитием районов Норвежско-Гренландского бассейна и всей Северной Атлантики в целом, с одной стороны, и Северной Пацифики, с другой (рис. 85, 86). Принципиально различный ход тектонических процессов в этих крупнейших районах Мирового океана обусловил различия в тектонической эволюции Евразийской и Американо-Североамериканской глубоководных котловин и прилегающих к ним шельфовых осадочных бассейнов.

Палеогеновые отложения Арктического бассейна являются наименее изученными в России. Это обусловлено в первую очередь тем, что основная область их распространения скрыта водами Северного Ледовитого океана и его морей. Что касается островов российского сектора Арктики, то палеогеновые образования представлены лишь на архипелагах Новосибирские острова и Северная Земля, причем и здесь разрезы их весьма неполные и не очень богаты органическими остатками.

Краткая история изучения

Первые сведения о палеогене получили на Новосибирских островах М.М. Геденшторм в 1809–1810 гг. и Э.В. Толль в 1885 и 1893 гг. Значительно более полные данные были собраны в 50-е годы нашего века в процессе мелкомасштабной геологической съемки, выполнявшейся экспедициями Научно-исследовательского института геологии Арктики на Новосибирских островах под руководством Д.С. Соколова, а на Северной Земле – Б.Х. Егизарова [Геология..., 1970]. В дальнейшем эти материалы были уточнены в процессе более детальных исследований ПГО "Севморгеология",

выполнявшихся на Новосибирских островах [Труфанов и др. 1979; Фрадкина и др., 1979], Северной Земле [Зархидзе, 1982] и на севере Западной Сибири [Чирва, Галеркина, 1985].

Огромное значение для понимания характера развития Арктического бассейна в палеогеновое время имеют результаты глубоководного бурения с борта бурового судна "Гломар Челленджер", а также данные морских геолого-геофизических исследований Северного Ледовитого океана и его морей [Тальвани, Удинцев, 1982; Удинцев, 1984; Initial..., 1975; Nordic Seas, 1986]. Восстановить палеогеновую историю Арктического бассейна в целом и события на рубеже эоцена и олигоцена, в частности, невозможно без использования данных по северным окраинам России, рассмотренным в соответствующих разделах этой книги, а также по палеогену Шпицбергена [Лившиц, 1973; Nottvedt, 1985], Аляски [Грантц, Мей, 1984; Marincovich et al., 1985; McNeil., 1961], Канадского арктического архипелага и Северной Канады [Майелл, 1984; Tozer, 1963] и Гренландии [Ceology ..., 1976].

Первые попытки относительно полно реконструировать палеогеографию палеогена Арктического бассейна были предприняты лишь в 70–80-е годы [Геологическое ..., 1984].

Геологическая характеристика

Баренцевоморский бассейн

Этот бассейн включает акватории Печорского, Баренцева и северной половины Карского морей, а также прибрежные районы Большеземельской тундры. От Русской платформы бассейн отделен Тиманским кражем и горами Кольского полуострова, от Западно-Сибирского бассейна – горами Полярного Урала, а также Пай-Хойско-Новоземельско-Таймырской цепью поднятий, а от Евразийского глубоководного бассейна – островными поднятиями Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Структурно-тектоническая обстановка палеогенового осадконакопления формировалась в условиях, когда Баренцевоморский бассейн (особенно его окраины) являлся шельфовой областью активно развивавшегося Норвежско-Гренландского океанического бассейна.

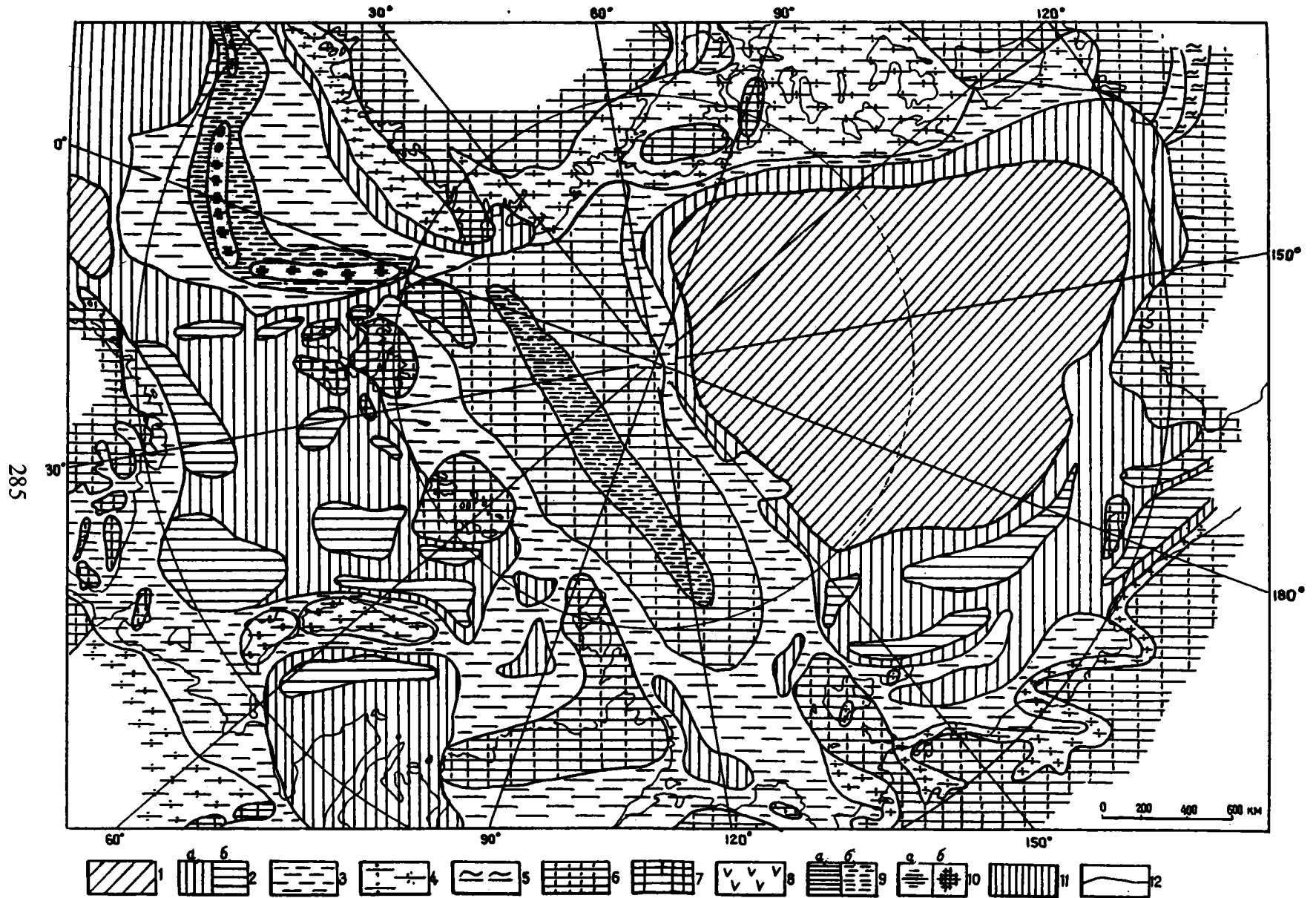


Рис. 85. Палеогеографическая карта Арктического бассейна для конца эоцена (На рис. 85 и 86 в качестве географической основы использована Карта рельефа Северного Ледовитого океана, изд. ГУНЮ МО СССР, 1984 г., м-ба 1 : 10 000 0000)

Условные обозначения к рис. 85 и 86. 1 – батинальная область моря; 2 – шельфовые области: а – мелководные, б – переуглубленные; 3, 4 – низменные аккумулятивные равнины: 3 – временами заливаемые морем, 4 – озерно-аллювиальные, аллювиально-озерные и озерно-болотные; 5, 6 – равнины: 5 – аллювиально-прошловинные, 6 – холмистые возвышенные; 7 – горы низкие и средневысотные; 8 – области развития базальтовых покровов; 9 – области развития и обновления коры: а – существующие, б – потенциальные; 10 – срединно-океанические хребты: а – потенциальные, б – существующие; 11 – области континентального рифтогенеза; 12 – границы различных палеогеографических областей

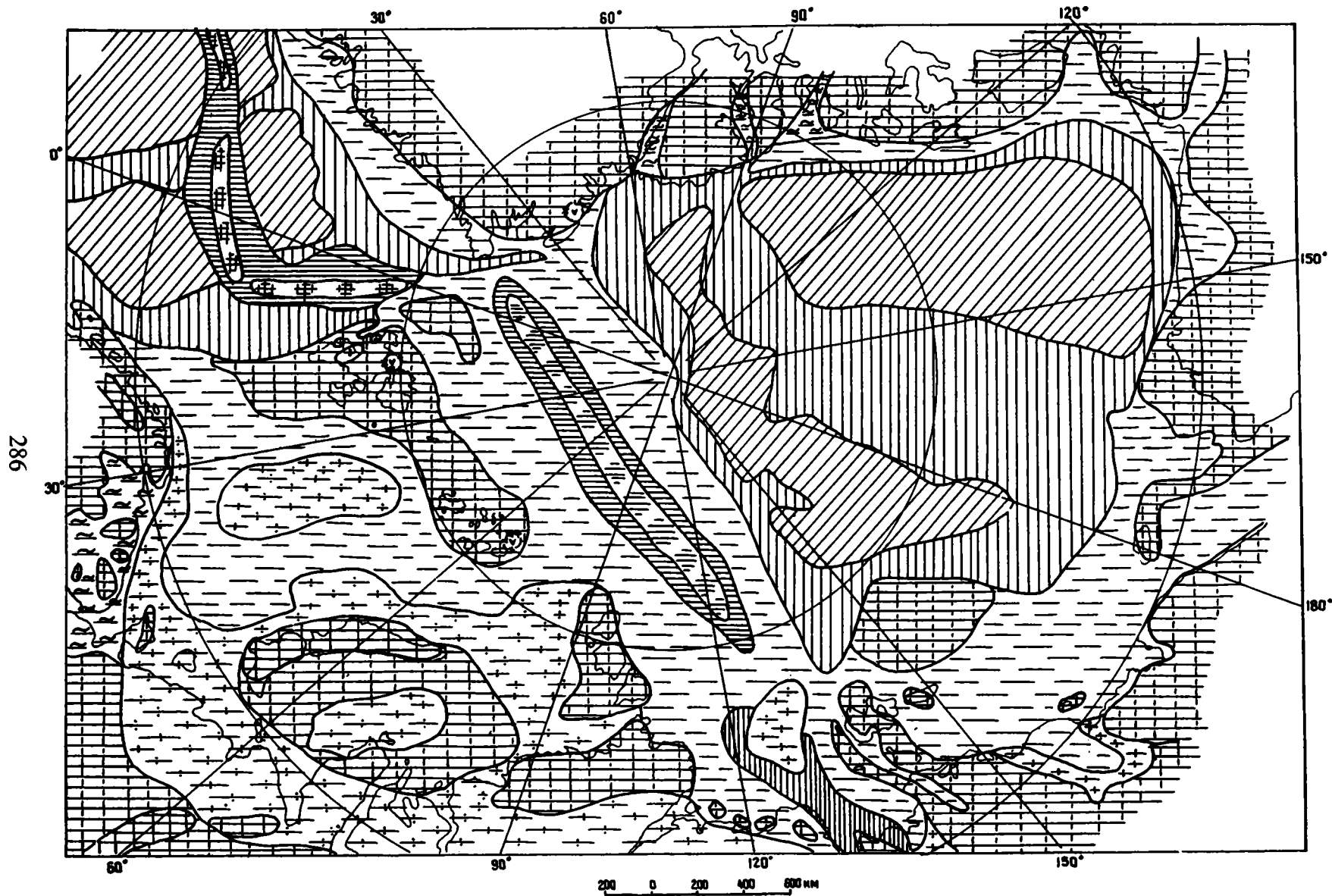


Рис. 86. Палеогеографическая карта Арктического бассейна для начала олигоцена. Условные обозначения см. на рис. 85

Как показывает анализ геофизических материалов и палеоформационные реконструкции, палеогеновые осадки выполняют преимущественно пологие депрессии, трог и грабены.

Типовая обстановка прибрежного осадконакопления получила развитие в Центральном палеогеновом бассейне Шпицбергена [Лившиц, 1973; Nottvedt, 1985; Livshic, 1992; Feyling-Hansen et al., 1984].

Палеогеновый осадочный комплекс Шпицбергена включает все разновидности терригенных пород, образовавшихся преимущественно в прибрежно-морских условиях, а также каменные угли – свидетели озерно-болотных обстановок в позднепалеоценовое и олигоценовое время. Необходимо подчеркнуть мобильность гумидных седиментационных бассейнов Шпицбергена при их относительно небольших размерах.

Сравнительно полный разрез палеогена на Шпицбергене встречен в Центральном бассейне. Он начинается палеоценом – чередование алевролитов, аргиллитов и песчаников продуктивной пачки с пластами углей (80–230 м). Выше преобладают черные аргиллиты с линзами известняков (до 350 м). На востоке бассейна осадки представлены преимущественно песчанистыми алевролитами, их мощность не превышает 20–100 м.

Нижнеэоценовые отложения без видимого несогласия располагаются на палеоценовых и начинаются однородной толщей зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых песчаников (160–240 м). Их согласно перекрывают лагунные аргиллиты и алевролиты, сменяющиеся вверх по разрезу песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями гравелитов, конгломератов и пластом каменного угля (общая мощность до 130 м).

Эти отложения составляют первый из двух макроритмов палеогенового осадконакопления в северо-западной части Баренцевоморского бассейна¹.

Верхнеэоценовые морские аргиллиты (200–400 м) в Центральном палеогеновом бассейне Шпицбергена с размывом залегают на подстилающих породах. Вверх по разрезу они сменяются толщей,

характеризующейся значительной изменчивостью состава и мощности (100–500 м) и представленной ритмично чередующимися пачками аргиллитов и алевролитов, известковистых и полимиктовых песчаников.

Второй макроритм завершился формированием озерно-болотной толщи (более 700 м) олигоценовых полимиктовых песчаников, ритмично чередующихся с известковистыми аргиллитами и алевролитами, единичными прослоями гравелитов и конгломератов, а также пропластками каменных углей. Область Шпицбергена в течение длительного времени являлась заливом Баренцевоморского бассейна.

Эволюция Центрального бассейна находилась в тесной связи с активно развившимся в палеогене Норвежско-Гренландским бассейном. Степень влияния последнего становится очевидной при сравнении палеогеновых пород Центрального бассейна и западных районов Шпицбергена – пролив (бассейн) Форландсундет. Различие палеогенового осадконакопления в Центральном и Западном Шпицбергене выразилось в том, что в позднем эоцене в проливе Форландсундет были сформированы вначале грубообломочные и глыбовые пестроцветные конгломераты (300–1000 м), с резким несогласием залегающие на различных горизонтах древней формации Гекла-Хук. Они сменяются прибрежно-морской толщей ритмично чередующихся конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и маломощных прослоев углей (110 – более 300 м). Разрез верхнего эоцена венчается толщей ритмично чередующихся зеленовато-серых и буровато-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с фауной морских моллюсков и конкреционными стяжениями сидерита (210 м).

Олигоцен залегают с размывом и представлен ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами и гравелитами. В толще суммарной мощностью свыше 2000 м отмечаются ритмы аллювиального, дельтового и лагунного типов, характерны структуры облеания, подводного оползания, будинаж, ложные складки и т.п. Фациальная обстановка напоминает осадконакопление в межгорной депрессии в период активизации горной страны. В отдельные моменты эта депрессия заливалась морем. В Конгсфьорде (севернее) и на мысе Ренардодден (южнее) разрезы начинаются с ритмичного чередования алевролитов, аргиллитов и углей (120 и 112 м, соответственно). Выше, очевидно с размывом, залегают песчаники, конгломераты и гравелиты с тремя пластами каменных углей (120 м) (Конгсфьорд). В районе мыса Ренардодден – кварцевые песчаники, рит-

¹ Комплексы динофлагеллат из отложений этого макроритма позволяют уточнить их возраст [Manum, Thronsdon, 1986]. В базальной формации Фиркантен динофлагеллаты не обнаружены. В следующей формации Базилика обедненный комплекс диноцист определяет возраст пород в пределах верхов раннего-низов позднего палеоцена. В формации Саркофаген динофлагеллаты снова отсутствуют. В формации Гилсонригген комплекс их разнообразен и свидетельствует о верхней части позднего палеоцена – самых низах раннего эоцена. Пространственное распространение этой формации и особенности ее литологии указывают на изменение конфигурации Центрального бассейна и источников сноса, что совпадает по времени (магнитные аномалии 24–25) с раскрытием Норвежского моря (Примеч. Ред.).

мично чередующиеся с аргиллитами, алевролитами и пропластками каменного угля (более 300 м)¹.

Южная окраина Баренцево-морского палеогенового бассейна характеризуется разрезом Громсе вблизи границы с Норвежско-Гренландским бассейном. В основании более чем 1000-метровой толщи залегают базальты, сменяющиеся чередованием крупных пачек грубообломочных и более тонкозернистых терригенных пород. Последние прослежены норвежскими геофизиками в Медвежинском желобе, где их мощность (от нескольких сот метров) постепенно уменьшается к Северо-Баренцево-морской впадине. Достоверных сведений о составе и мощности палеогеновых пород в Баренцево-морском бассейне нет.

В районе Земли Франца-Иосифа В.Д. Дибнер [Геология ..., 1970] указывает на находку эоценовых пород. По всей вероятности, значительный по мощности плащ палеогеновых (скорее всего, эоценовых) пород на значительной части Баренцево-морского бассейна размыт. Это подтверждают результаты геофизических (геоакустических) исследований, изучение донного каменного материала, донных колонок и редких разрезов глубоких скважин². Особый интерес приобретает давно установленный факт насыщенности плиоценовых и четвертичных отложений в пределах севера Тимано-Уральской области и севера Западной Сибири эоценовыми диатомеями [Белевич, Степанова, 1982]³. Очевидно, мощные (до 400–600 м) поздне-

кайнозойские толщи были сформированы в указанных крупных осадочных бассейнах при устойчивых областях сноса на Баренцево и Карском шельфах [Белевич, Степанова, 1982; Основные ..., 1983]⁴. Таким образом, имеются косвенные доказательства широкого развития в эоценовое время в пределах Баренцево-морского бассейна терригенных формаций значительной (по меньшей мере, несколько сот метров) мощности.

Во второй половине эоцена и на границе между эоценом и олигоценом намечается в палеогеографическом плане смена шельфовых обстановок осадконакопления преимущественно континентальными, а также переоформление структурно-тектонического плана в пределах всего Арктического шельфа Евразии. Нужно, однако, подчеркнуть, что палеогеографические обстановки шельфа Евразии и палеогеографические связи между отдельными палеогеновыми бассейнами формировались не только под влиянием тектонических движений, но и более быстро под влиянием эвстатических колебаний уровня Мирового океана. По крайней мере дважды в течение палеогенового времени это приводило к установлению связей между Канадским глубоководным бассейном и Западно-Сибирским в эоцене, а также морем Бофорта, шельфовыми морями Евразии и севера Западной Европы – в палеоэоцене–эоцене.

¹ Возраст рассматриваемой толщи пород Западного Шпицбергена является спорным. В более поздней работе Ю.Я. Лившица [Livshic, 1992] она по-прежнему отнесена к олигоцену. Изучение динофлагеллат приводит к несколько иному выводу. Формация Ренардодден принадлежит к нерасчлененному верхнему эоцену – нижнему олигоцену [Head, 1984]. Формация Форландсундет (или Сарсбукта), которая венчает разрез палеогена Западного Шпицбергена, содержит верхнеэоценовые комплексы динофлагеллат [Manum, Thronsen, 1986]. Формирование мощной толщи обломочных пород бассейна Форландсундет на западе Шпицбергена связывается с трансформным разломом спринг-овой зоны Норвежского моря, которая испытала на рубеже эоцена и олигоцена (магнитная аномалия 13) активную фазу развития [Eldholm et al., 1984] (Примеч. Ред.).

² В палеогеографическом плане Баренцево море в олигоцене? – неогене рассматривается в качестве области размыва [Vogten et al., 1990]. Этот размыв был наиболее интенсивным в поднятых блоках (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля). На равнинных участках шельфа была хорошо развита речная дренажная сеть. Разгрузка обломочного материала происходила к северо-западу от Шпицбергена, где накопились толщи неогеновых осадков значительной мощности. Весьма интенсивной была ледниковая эрозия четвертичного времени. Для подсчета результатов элиминирующего фактора эрозии применялись различные методы. Наиболее эффективным считается объемный метод. Согласно подсчетам, на равнинных участках уничтожено до 1000 м осадков, а в поднятых блоках – до 1500–2000 м. Очевидно, этим объясняется отсутствие отложений палеогена на шельфе Баренцева моря (Примеч. Ред.).

³ Косвенным доказательством развития палеогеновых морских осадков на Баренцево-морском шельфе является характер палеогеновых отложений на современном Арктическом побережье. Бурение в Полярном Предуралье выявило следующие

особенности строения палеогеновых отложений [Афанасьева и др., 1990]. На юге Мореюской впадины, открывающейся в Печорское море, и на севере гряды Чернышева песчаники нижнего мела перекрыты континентальными кварцевыми песками и алевроитами с богатыми палинокомплексами (хасырейская толща, палеоэоцен). Выше залегают нэлыншорская толща нижнего эоцена – аллювиальные и лиманные песчаники, гравелиты и глины с палинологическими спектрами, включающими много субтропических таксонов. Отложения среднего и верхнего эоцена здесь отсутствуют. Разрез палеогена заканчивается маломощной (2,2 м) пачкой алевроитов с гравием, содержащих палиноспектры хвойных и сережкоцветных с примесью теплолюбивых широколиственных пород. В других районах Полярного и Северного Предуралья (Косью-Роговская впадина к северу от р. Уса и др.) скважины вскрыли сародскую свиту верхнего эоцена – глины и алевроиты со стяжениями лимонита и пирита и радиоляриями. Очевидно, палеогеновые отложения на побережье Печорского моря представляют собой краевую континентально-лиманную фацию Баренцево-морского бассейна, откуда иногда проникали языки моря (Примеч. Ред.).

⁴ Находки эоценовых диатомовых в толще плиоцен-четвертичных осадков известны также на Таймырском перешейке и к востоку от него в низовьях рек Лена, Яна, Индигирка и Колыма. Такой широкий плащ молодых осадков с перетолжением диатомовых, отвечающих достаточно узкому стратиграфическому интервалу, не выходящему за пределы ипрского яруса, указывает на активный размыв морской толщи, залегающей здесь же (in situ). О проникновении морского бассейна в раннем палеогене в зону современного Арктического побережья свидетельствуют находки динофлагеллат в грабенах Сога, Кунгинском и Кенгдейском в низовьях Лены, где морская глинистая толща непосредственно перекрывает угленосные отложения [Буданцев и др., 1989] (Примеч. Ред.).

Этот бассейн включает одноименную низменность и южную половину Карского моря. Морские терригенные осадки палеоцена и эоцена входят в бассейновый комплекс, базальные слои которого начали формироваться в лейасе. Активизация геодинамической обстановки в районе будущего Евразийского бассейна в конце палеогена, а также процессы возрождения щитов и орогенов Северного и Полярного Урала и Среднесибирского плоскогорья привели уже в конце эоцена – раннем олигоцене к стягиванию области седиментации к центру бассейна и, одновременно, к смене морского осадконакопления континентальным.

В северной части бассейна на юге Карского моря палеоценовые породы вскрываются в центре акватории под маломощным чехлом плейстоцена.

Ближе к Новой Земле, островам Северной Земли и горному Таймыру на поверхности дна выступают верхнемеловые и более древние мезозойские и палеозойские породы. О некогда широком развитии здесь морского эоцена свидетельствует уже упоминавшийся факт насыщенности позднекайнозойских отложений севера Западной Сибири эоценовыми диатомеями¹. По геофизическим данным, мощность палеогеновых отложений в составе осадочного чехла южной половины Карского моря оценивается² в 700–1000 м.

Лаптевский бассейн

Лаптевский бассейн широко открыт в сторону океана. В палеогене он представлял собой область развития преимущественно континентальных осадков и был отграничен от Баренцево-морского и Западно-Сибирского бассейнов поднятиями Северной Земли и Таймыра.

Анализ геофизических материалов позволяет предположить, что внутренняя структура бассейна и размещение мощностей и фаций определялись характером геодинамических процессов форми-

рующегося Евразийского суббассейна. Поскольку фронт океанизации в Норвежско-Гренландском бассейне "подошел" к Евразийскому суббассейну только в олигоцене и учитывая общую палеогеографическую обстановку по периферии Арктического глубоководного бассейна, можно высказать предположение, что процессы рифтогенеза происходили в палеогене либо в условиях эпиконтинентального бассейна, либо вообще в континентальной обстановке.

В Лаптевском осадочном бассейне, располагавшемся на продолжении будущего Евразийского суббассейна, т.е. фронтально по отношению к тектоническим активным зонам рифтогенеза, гравиметрические и сейсмические данные доказывают формирование желобов и грабен, выполненных терригенными осадками (алевроито-глинистыми с подчиненными песчано-галечными прослоями в базальной части). С юга к грабенам и впадинам бассейна примыкали впадины горно-складчатых областей, выполненные мощным (до 2000 м) комплексом пород паралической формации.

Один из таких бассейнов (Кенгдей) известен в области современной дельты Лены [Межвилк, 1958]. Здесь в узком грабене вскрываются палеоцен-эоценовые отложения кенгдейской свиты – чередование каолиновых (реже гидрослюдистых) глин с обугленным растительным детритом (до 30 м) и алевроитистых и песчаных глин с пластами бурого угля (мощность пачек до 50 м). По всему разрезу встречаются маломощные (0,5–2,0 м) прослои песчаников с глинистым и глинисто-карбонатным цементом, а в верхней части – линзы конгломератов. В разрезе установлена наземная листовая флора и озерные пелециподы. Однако в гидрослюдистых глинах были обнаружены остатки морской фауны и флоры³.

³ Детальное изучение стратиграфии палеогеновых отложений на побережье моря Лаптевых между устьями рек Лена и Яна (впадины р. Булункан, Быковской протоки, Хорогорская, Кенгдейская, Согинская, Кунгинская, Хараулахская), а также переход на Международную стратиграфическую шкалу палеогена значительно изменили представления о возрасте местных подразделений (свиты, толщи, горизонты) [Буданцев и др., 1989; Лаухин, Патык-Кара, 1991].

К палеоцену отнесена угленосная согинская свита, развитая в пределах одноименной впадины. Континентальные отложения нижней части свиты характеризуются палинокомплексом с доминированием (до 65%) пыльцы покрытосеменных и с незначительным участием (4–12%) голосеменных. В верхней части свиты зафиксированы иные количественные соотношения между основными группами спорово-пыльцевого комплекса. Здесь абсолютным господством пользуется пыльца голосеменных, покрытосеменные находятся в подчиненном положении (около 10%), а термофильные покрытосеменные не превышают 5,5%.

Стратиграфически выше располагаются отложения кунгинского регионального горизонта, включающего кенгдейскую свиту одноименной впадины, быковскую свиту впадины Быковской протоки и кунгинскую толщу одноименной впадины – чередование песков, песчаников, алевролитов и глин с прослоями бурых углей. В палинокомплексах наблюдается повышение содержания термофильных покрытосеменных (до 26%), высокое содержание спор (до 30–40%), уменьшение роли голосеменных (15–67%). Встречается листовая флора и пресноводные

¹ Морские эоценовые диатомеи, переотложенные в континентальные олигоцен-четвертичные осадки, которые выполняют погребенные карстовые полости в горной части Среднего и Северного Урала (восточнее г. Соликамск, в районе г. Красновишерск, севернее г. Ивдель), свидетельствуют о крупных размерах эоценового морского бассейна на севере Западной Сибири. Заливы моря на западе заходили в область современного Предуральского краевого прогиба, а современная горная часть представляла невысокую, сильно выровненную сушу [Вербицкая, 1977; Степанов, Сычкин и др., 1991] (Примеч. Ред.).

² Скв. 157 на Ленинградской площади шельфа Карского моря (западнее п-ова Ямал) вскрыла толщу (40 м) бескарбонатных песчано-глинистых отложений с многочисленными и разнообразными диатомеями (126 видов). Отложения относятся к нижнему эоцену и нижней части среднего эоцена и подразделены на четыре зоны по диатомеям и пять зон по силикофлагеллатам [Глезер, Степанова, 1994]. О широких связях Арктического бассейна с Тетисом в раннеэоценовое время свидетельствует тот факт, что в скважине на шельфе Карского моря установлена зона *Coscinodiscus payeri*, а в разрезе Перапеди на южном Кипре выделены слои с *Coscinodiscus payeri* [Radionova, 1994] (Примеч. Ред.).

Олигоцен сложен континентальными образованиями качественно иного состава: грубозернистыми песками, галечниками, отмечается плохая сортированность осадков, присутствие в них валунов. Алевриты и суглинки содержат пласты и прослои лигнитов и бурых углей. Мощность олигоценовых пород не превышает 150–200 м.

Сейсмическим профилированием в Усть-Ленском рифтогенном прогибе установлена мощность верхнемеловых–кайнозойских осадков до 5000 м. Предполагается, что на долю палеогеновых пород приходится порядка 2200–2500. Поскольку в кенгдейской свите известны находки морских фораминифер и диатомей, часть палеогеновых осадков в акватории моря Лаптевых представлена в морских терригенных фациях.

Восточно-Сибирско-Чукотский бассейн

Бассейн включает акватории этих двух морей и Яно-Колымскую равнину. Он открыт в Американо-Сибирском суббассейне, а с юга ограничен горными областями мезозойского Северо-Востока России. Особенности развития бассейна в палеогене определялись характером перестройки этой обширной области Тихоокеанского сегмента в окраинные структуры Северного Ледовитого океана. Тектоническое развитие области шло по двум "программам" одновременно – по тихоокеанской и арктической [Зархидзе, 1985]. В результате постепенного преобладания процессов, вызванных образованием Американо-Сибирского суббассейна, была сформирована система прогибов, конформных глубоководной впадине по всей ее периферии. Палеогеновые морские терригенные осадки значительной (до 1500–2000 м и более) мощности сохранились практически только в них.

Кайнозойский комплекс осадков в Восточно-Сибирской части бассейна может быть расчленен геофизическими методами (МОВ и КМПВ) по разнице пластовых скоростей на два горизонта: нижний (верхний мел–эоцен) и верхний (олигоцен–неоген).

О составе и строении нижнего горизонта позволяют судить разрезы палеоцена и эоцена Новоси-

моллюски. В быковской свите обнаружены динофлагеллаты (виды родов *Wetzelia*, *Deflandrea*, *Isabellidium*). Осадки формировались в континентальных условиях, но находки динофлагеллат свидетельствуют о кратковременных проникновениях морских вод.

В Кунгинской впадине разрез заканчивается эмгеньской толщей – переслаивание глин, песков, супесей с пластами углей и линзами галечников. Палинокомплексы характеризуются абсолютным господством пыльцы покрытосеменных (до 75–95%) при малом содержании пыльцы голосеменных (5–14%) и спор (3–8). Среди покрытосеменных отмечается высокое содержание термофильных таксонов (30–42%), а среди голосеменных таксодиевые доминируют (до 13%) над сосновыми (1–3%). Отложения соответствуют климатическому оптимуму палеогена и принадлежат тастахскому региональному горизонту (верхняя часть нижнего эоцена – низы среднего эоцена). Более молодые отложения палеогена Северного Верхоянья не отмечаются (*Примеч. Ред.*).

бирских островов и Колымской низменности [Геологическое ..., 1984; Макаров и др., 1984; Труфанов и др., 1979; Буданцев и др., 1989]. Они представлены преимущественно глинами (реже аргиллитами), алевритами и алевропелитами с прослоями песков, песчаников и бурых углей. Отмечаются отдельные покровы эффузивов. Глины состоят из хлорита, гидрослюда, каолинита и монтмориллонита в самых разнообразных соотношениях. Галька и гравий представлены липаритами, основными эффузивами, роговиками, терригенными породами и кварцем. Мощности палеогеновых и эоценовых пород увеличиваются к северу, достигая в самых северных впадинах 1500–2000 м. Горизонт с пластовыми скоростями от 1,6 до 2,2 км/с отождествляется с олигоценовыми и неогеновыми породами [Геологическое ..., 1984].

Судя по разрезам Новосибирских островов и Приморской низменности, олигоцен и на акватории сложен глинами, алевритами и песками с прослоями галечников, бурых углей и лигнитов. М.К. Косьюк отмечает, что по возрастанию мощностей алеврито-глинистых разностей от поднятий к прогибам и по уменьшению размерности обломочного материала, можно говорить о конседиментационном развитии структур [Геологическое ..., 1984].

Геохимический анализ палеогеновых отложений в Приморской низменности указывает на отчетливую смену обстановок осадконакопления на границе эоцена и олигоцена, выходящуюся в усиление тектонической активизации, пульсационном режиме развития бассейна, быстрых сменах гидрологических обстановок, нарастающей континентальности климата [Макаров и др., 1984]¹.

¹ На побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей континентальные палеогеновые отложения вскрыты скважинами (или обнажены) в устье Яны, у оз. Тастах, в низовьях Колымы и в Ванкаремской впадине. По спорово-пыльцевым комплексам выделяются: палеоцен, верхняя часть нижнего эоцена – низы среднего эоцена (с тастахским палинокомплексом, климатический оптимум), верхняя часть среднего эоцена – верхний эоцен (с теплоумеренным палинокомплексом), нижний олигоцен (с более холодолюбивой палинофлорой, близкой к флорам тургайского типа), верхний олигоцен (с палинокомплексом, соответствующим обедненному типу тургайской флоры с доминированием пыльцы голосеменных – до 50–70% и с подчиненным значением покрытосеменных – до 25–50%) [Лаухин, Фрадкина, 1985; Буданцев и др., 1989].

В анжуйской свите Новосибирских островов (тастахский региональный горизонт, климатический оптимум) совместно с богатыми палинокомплексами встречены динофлагеллаты (представители *Deflandrea* и *Wetzelia*), что свидетельствует о кратковременной морской трансгрессии в конце раннего эоцена – начале среднего эоцена [Буданцев и др., 1989].

Следы морской трансгрессии фиксируются также в отложениях позднего олигоцена в низовьях Колымы и на Валькарайской низменности (рыпильхинская свита) [Лаухин, Патык-Кара, 1985]. В первом из районов обнаружены единичные морские диатомеи и фораминиферы, во втором осадки содержат створки морских и пресноводных диатомей и интенсивно засолены. Подобная ассоциация диатомей и хлоридно- или хлоридно-сульфатно-натриевый состав солей заставляют предполагать лагуно-морской генезис осадков (*Примеч. Ред.*).

Палеогеографическая обстановка

Палеогеография палеогенового времени определялась существованием системы сложно связанных между собой эпиконтинентальных бассейнов, западные из которых примыкали к активно развивавшемуся Норвежско-Гренландскому океаническому бассейну, а восточные – к так называемому Арктическому (Северном) океану, располагавшемуся в границах современного Американо-Азиатского суббассейна.

Вероятно, западная (Евразийская) часть современного глубоководного Полярного бассейна в палеогене еще не была океаническим бассейном. Этапность в развитии процессов океанизации в Северной Атлантике, а затем в Норвежско-Гренландском бассейне указывает на то, что фронт океанизации подошел к Арктическому бассейну только в конце палеогена. Судя по очертаниям окраинных зон палеогеновых морей Шпицбергена, на севере архипелага была устойчивая суша. О ее более широком распространении может свидетельствовать факт схожести флор палеогена Шпицбергена, Гренландии, Северо-Западной Канады и Аляски. Анализ карты неотектонического районирования Арктики, составленной Ю.Н. Кулаковым [Геологическое ..., 1984], позволяет предполагать развитие Евразийского суббассейна как обособленной структуры. Эта структура, если принять во внимание компенсационные прогибы на ее окраинах, могла существовать до конца эоцена в виде обширного сводово-блокового поднятия, которому, как и всем развивавшимся до него океаническим бассейнам, еще предстояло пройти стадии рифтогенеза и обрушения, осуществившихся позднее.

Начало палеогенового периода характеризуется продолжением общего поднятия, унаследованного от позднего мела. В этот период формировались коры выветривания, наиболее полно сохранившиеся в районе Яно-Индигерской низменности, в предгорьях Куларского хребта и на правом берегу р. Омолы.

В начале палеоцена происходила общая регрессия; области размыва значительно увеличились по площади. Однако в пределах ряда крупных унаследованных впадин – Южно-Карской синеклизы Западно-Сибирской плиты, прогибов Приморской низменности на южном побережье Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых, Южно-Баренцевской синеклизы и других крупных отрицательных структур Баренцево-Северо-Карской плиты – формирование палеогеновых толщ терригенного состава продолжалось с конца позднего мела. Раннепалеоценовое поднятие нашло выражение, тем не менее, в составе этого комплекса, а мелководное Западно-Сибирское море в начале палеогена обмелело еще сильнее.

Крайняя северо-восточная часть Азиатского материка и примыкающая часть Аляски, видимо, являлись сушей. Рельеф ее был значительно расчленен, и горные массивы разделялись пониженными участками. Не менее расчлененную сушу представляли собой Гренландия, Скандинавия, междуречье Енисея и Лены. На северо-востоке Азии происходило излияние лав базальтового состава и формирование туфов, известных на побережье Восточно-Сибирского моря, на Чукотке и в Корякском нагорье, а также в Гренландии. В депрессиях накапливались вулканомиктовые песчаники и конгломераты, сравнительно маломощные пласты углей и другие лагунно-континентальные отложения, содержащие остатки листовой флоры, спор и пыльцы, а местами и раковины морских моллюсков, свидетельствующие о приближении к морскому бассейну северной части Тихого океана, находящихся уже за пределами Арктического бассейна.

Для Норвежско-Гренландского бассейна несомненным является факт существования в позднем мелу-раннем палеогене сухопутных связей между северо-восточной частью Северной Америки и западной окраиной Европы. Это подтверждается большим сходством флоры (на родовом и видовом уровне) указанных регионов и затрудненным водообменом между Норвежско-Гренландским и другими морскими бассейнами. С началом формирования впадины в раннем эоцене сухопутная связь еще продолжала существовать в пределах Фарерско-Исландского порога, который был сформирован в интервале 55–27 млн лет [Гальвани, Удинцев, 1982] и погрузился в послеолигоценовое время.

Со второй половины палеоцена общее поднятие сменяется погружением и начинается трансгрессия моря, весьма значительная по масштабам. Море окаймляется низкими прибрежными равнинами, часто аккумулятивными и временами заливавшимися морем. Осадконакопление происходит в трех обособленных бассейнах: Западном (Баренцево-морском), связанным с Норвежско-Гренландским и, видимо, Североморским; Арктическом океане, с примыкающими эпиконтинентальными бассейнами на Канадском, Бофортском, Чукотском и Восточно-Сибирском шельфах; Западно-Сибирском. Своеобразие развития Западно-Сибирского бассейна заключается в возникновении в палеоцене и особенно в эоцене гидрологических связей с Арктическим океаном на севере и с морями Тетиса на юге. О сообщении с Арктическим океаном, помимо данных о сходстве биоты, свидетельствует явление полярного апвеллинга в Канадском бассейне, которое связывается с ослаблением меридионального температурного градиента и привнесом тепла к полюсу с юга под влиянием океанической циркуляции [Kitchell, Clark, 1982].

В эоцене общая площадь морей расширяется.

Эоценовая трансгрессия является максимальной для всего палеогенового периода в Арктике. Наиболее полно морские отложения изучены в Западно-Сибирском бассейне, а также в Норвежско-Гренландском, к шельфу которого принадлежит Баренцево-морский бассейн.

Как считает М.Г. Петрушевская [1979], видовой состав эоценового планктона Норвежского моря резко отличался от такового тропической Атлантики. Причину этого она видит в существовании сухопутного "моста" Туле. Эоценовая фауна и флора бассейна имеют значительное сходство с таковыми в палеобассейнах Северного моря, Британских островов, п-ова Ютландия, Германо-Польской низменности, Карпат, Крыма, Кавказа, Средней Азии, Прикаспия, Западной Сибири (при различии фаун Норвежского моря и палеобассейна в Бискайском заливе). Таким образом, водообмен с морями Тетиса осуществлялся через сложную систему морей Средней Европы и Тургайский пролив. Связи с океаническим бассейном в Восточной Арктике, видимо, не было.

Раннепалеогеновая флора в районах, окружавших Норвежско-Гренландский бассейн, включала ряд субтропических форм, а также реликтовые покрытосеменные датско-палеоэоценового возраста.

В позднем эоцене, судя по составу диатомей из отложений Норвежского моря, возникают дополнительные гидрологические связи с экваториальной Атлантикой. Литологический состав эоценовых осадков (в основном илы и глины, содержащие терригенный материал), а также периодическое появление в палинологических комплексах пыльцы, накапливающейся обычно в прибрежных районах морских бассейнов, и богатейшие комплексы фитопланктона – все это может указывать на неоднократную повторяемость трансгрессивных движений, обычную для ранних этапов формирующегося океанического бассейна.

Развитие палеогеновых бассейнов в Восточной Арктике было теснейшим образом связано с развитием палеогенового Арктического океана, шельфом которого они являлись. Тектоническая эволюция их происходила по принципиально иной схеме, чем в рассмотренных выше бассейнах. Для позднего мела и палеогена Северной Пацифики наиболее характерным было смещение геосинклинального процесса на юг, в сторону океанического ложа, и возникновение новой линейной зрелой континентальной коры у материкового ложа [Пушаровский, Меланхолина, 1981]. Морские палеогеновые осадки эпиконтинентальных морей в различных секторах Восточно-Арктического шельфа представлены преимущественно терригенными фациями (пески, глины, алевроиты, насыщенные обломками углей и обугленными растительными

остатками). На Новосибирских островах, в Колымской низменности и на о-ве Айон намечаются прибрежные области мелководных морей, неоднократно сменявшиеся дельтами и прибрежными равнинами.

В олигоцене обстановка осадконакопления в Арктическом бассейне резко изменилась. Обширное поднятие на месте современного глубоководного Евразийского суббассейна превратилось в аккумулятивную равнину, временами заливаемую морем. Эта равнина позднее будет, за счет процессов рифтогенеза, преобразована в современный океан. Одновременно происходит общая регрессия морей. Помимо Американо-Арктического и Норвежско-Гренландского глубоководных бассейнов (площадь последнего увеличивается), другие сколь угодно значительные морские бассейны в Арктике отсутствовали. На месте эоценовых морских бассейнов появляются низкие аккумулятивные прибрежные низменности. В южной части Карского моря формируется низкое плато, в центральной части которого идет осадконакопление в континентальных условиях. Резко увеличивается блоковая деятельность. В горных районах северо-востока Азии и прилегающей части Аляски в начале олигоцена образуются покровы базальтов, андезитов и их туфов. Излияние базальтов в олигоцене происходит на севере Шпицбергена в связи с вулканической деятельностью в пределах Средне-Атлантического хребта.

В олигоцене начинается общее похолодание. В Норвежско-Гренландском и Баренцево-морском бассейнах сокращается видовое и родовое разнообразие некоторых групп морской фауны и флоры, исчезают доминантные формы и изменяется структура ранее установившихся сообществ. Общие с тропической Атлантикой виды радиолярий и диатомей, так отмечает М.Г. Петрушевская, почти отсутствуют. В связи с этим можно предположить неритические и сравнительно холодноводные условия. Именно в это время намечаются прямые гидрологические связи с Центральной Арктикой, видимо, в периоды, когда море заливало район современного Евразийского бассейна. Подобная смена биоты характерна для всего Арктического бассейна. Постепенное изменение флоры от субтропических в эоцене до теплоумеренных в олигоцене происходит повсеместно. Отмечается обеднение видового состава наземной флоры. Резко увеличиваются площади, занятые листопадными растениями и темнохвойной тайгой, хорошо изученными на Северо-Востоке России.

Особенности палеогеографических обстановок палеогенового времени в Арктическом бассейне свидетельствуют о том, что наиболее резкая смена условий седиментации произошла на рубеже эоцена и олигоцена.

История геологического и тектонического развития

Геологическая история Арктического бассейна в палеогене – это история платформ. Геосинклинальное развитие характерно лишь для районов, прилегающих к северной части Тихого океана.

Развитие Евразийской и Амеразийской частей бассейна в палеогене происходило по-разному. Это выразилось в особенностях формирования Северного Ледовитого океана. Различны и формационные черты палеогеновых толщ, отражающие развитие регионов. Для областей денудации Евразийской части типичны формации эпиплатформенных и, реже, эпигеосинклинальных блоков. Значительно различается простирание основных структурных элементов и седиментационных бассейнов. В Евразийской части преобладают субмеридиональные и северо-восточные простирания, в Амеразийской – субширотные. Указанные различия Амеразийской и Евразийской частей, видимо, были предопределены всей допалеогеновой историей Полярного бассейна.

На границе эоцена и олигоцена Арктический бассейн представлял собой область регрессивного осадконакопления (см. рис. 85, 86). Литодинамические процессы, вызвавшие прекращение эоценовой трансгрессии и общее отступление моря на современных арктических шельфах, были обусловлены возросшей интенсивностью тектонических движений. Видимо, в этот период закладываются основные дизъюнктивные дислокации, проявившиеся затем в течение всего кайнозоя.

Эоценовые морские бассейны сокращаются по площади. На рубеже эоцена и олигоцена они существуют в Норвежско-Гренландском и Амеразийском суббассейнах. В Евразийской же части бассейна от Скандинавии до устья Лены протягивается полоса континентальных аккумулятивных равнин со значительными впадинами в пределах денудационных равнин и плато. Подобная впадина сформировалась в начале олигоцена на юге Карского моря. Севернее располагался широкий пояс аккумулятивных равнин, временами заливавшихся морем. Они окружали значительные массивы денудационных равнин и плато, приуроченных к современным островам и поднятиям в рельефе дна. Интенсивность тектонических движений в пределах всего пояса возрастает. Горы формируются на Новой Земле, а на Кольском полуострове и в Скандинавии происходит резкое поднятие, результатом которого явилось окончательное осушение и прекращение осадконакопления.

Если в основной Евразийской части Арктического бассейна на рубеже эоцена и олигоцена происходит общее воздымание, то приполюсная его часть, наоборот, опускается. На месте крупного

поднятия, разделявшего в эоцене Евразийский и Амеразийский суббассейны, возникает низменная аккумулятивная равнина. Здесь значительно интенсифицируются подкоровые процессы, которые привели впоследствии к рифтогенезу и формированию современного океанического бассейна и хребта Гаккеля. Тектоническая активность приполюсным районом не ограничилась, а распространилась и значительно южнее – к устью Лены, где ранее начал развиваться Усть-Ленский рифтогенный прогиб. Повышенная тектоническая активность рассматриваемого района связана с рифтогенными процессами на севере Норвежско-Гренландского бассейна, где в этот период формировался океанический бассейн.

В пределах Амеразийского бассейна развитие происходило более спокойно. На рубеже эоцена и олигоцена здесь резко усилились блоковые движения и возникли подводные хребты Ломоносова и Менделеева, расчленившие единый в эоцене глубоководный бассейн на ряд впадин.

Таким образом, на границе эоцена и олигоцена тектоническая активность в Арктическом бассейне была весьма значительной. В этот период началось оформление современной структуры глубоководного Амеразийского суббассейна и заложение Евразийского суббассейна, окончательно сформировавшегося позднее. Однако, если образование океана в Амеразийском суббассейне происходило эволюционным путем, то в Евразийском суббассейне раскрытие океана продолжало процессы океанообразования Северной Атлантики и являлось рифтогенно-спрединговым. Гетерогенность развития обусловила и гетерогенный характер строения земной коры обоих океанических суббассейнов – океанического в Евразийском и субокеанического в Амеразийском. Хотя на рубеже эоцена и олигоцена произошли важнейшие события, во многом предопределившие структуру современного Северного Ледовитого океана, океан этот в его современном виде еще не образовался. На рубеже эоцена и олигоцена у Северного полюса существовал лишь крупный Амеразийский глубоководный морской бассейн (Арктический океан), позднее преобразованный совместно с Евразийским суббассейном в единый Северный Ледовитый океан.

Геологические и биотические события

Анализ изложенного материала позволяет выделить следующие основные геологические события в Арктическом бассейне на рубеже эоцена и олигоцена.

1. Резко интенсифицируется тектоническая деятельность. В Норвежско-Гренландском бассейне значительно увеличивается площадь глубоководной части океана, раздвигающего свои границы с

ярким проявлением вулканической деятельности в рифтовой зоне срединно-океанического хребта. Одновременно излияние базальтов происходит в смежных районах на севере Шпицбергена. Началось оформление современной структуры глубоководного Амеразийского суббассейна и заложение Евразийского суббассейна. Расчлененность рельефа дна Западно-Арктических морей, и в первую очередь Баренцева, в значительной мере обусловлена тектоническими дислокациями именно этого периода. Что касается Восточно-Арктических морей, то контрастные движения, связанные с мезозойской складчатостью, на рубеже эоцена и олигоцена завершаются. Крупные впадины и прогибы, субпараллельные очертаниям Амеразийского суббассейна, практически полностью компенсируются осадками.

2. Наряду с формированием глубоководной океанической котловины Северного Ледовитого океана происходит общая регрессия эпиконтинентальных морей и увеличение общей территории и расчлененности суши.

3. Глобальные изменения палеогеографических обстановок на рубеже эоцена и олигоцена и, в частности, увеличение общей территории суши и высоты гор привели к значительному похолоданию. Это похолодание резко усиливается за счет полного уничтожения связи Арктического бассейна с морями Тетиса (через Западную Сибирь и Тургайский прогиб) и установления связи Амеразийского и Норвежско-Гренландского суббассейнов. По-видимому, похолодание на рубеже эоцена и олигоцена можно считать началом процесса, который привел к современному климату Арктики. Климат олигоценовой эпохи в пределах всей Арктической области был теплоумеренным и этим он отличался от более теплого (иногда субтропического) климата эоцена и палеоцена. Дифференциация климатических обстановок раннего олигоцена была обусловлена особенностями атмосферной циркуляции и гидрологии омывавших сушу морских бассейнов и формировавшегося океана.

4. Характер морской биоты в палеогене Арктики определялся первоначальной частичной изоляцией Арктического океана и формированием в его пределах эндемичной фауны в начале палеогена, а затем наличием в эоцене широких гидрологических связей с морями Тетиса через северные окраины Северо-Американского арктического шельфа, Западно-Сибирский бассейн и Тургайский прогиб. Связи и обмен фаунами с Норвежско-Гренландским бассейном были временными.

Отсутствие ярко выраженной климатической зональности способствовало практически повсеместному развитию широколиственных и хвойно-широколиственных лесов с участием вечнозеленых растений.

В олигоцене происходит переформирование эоценовых фаун, связанное с общей регрессией шельфовых палеогеновых бассейнов в Арктике и Субарктике. Прервалась связь с морями Тетиса. Биоты олигоцена существовали в условиях разобщенных фаунистических центров.

Смещение процессов океанообразования из Норвежско-Гренландского в Евразийский бассейн привело в олигоцене – раннем миоцене к более устойчивым связям Канадского бассейна с Норвежско-Гренландским и вовлечение их обоих в систему циркуляции Мирового океана. В Арктике начинают формироваться морские фауны – прямые предшественники современной биоты.

Произошло значительное ухудшение климата, резкое изменение видового состава флор. Путем объединения лесных группировок из различных центров в пределах обширной суши стали развиваться хвойно-широколиственные листопадные леса, на базе которых уже в неогене сформировалась таежная растительность.

Послесловие (от Редакции)

Настоящий раздел по своему стилю и содержанию значительно отличается от всех предыдущих разделов. Арктический океан, в силу его природных условий, принадлежит к числу наименее изученных регионов Земли. Поэтому очень трудно охарактеризовать все особенности узкого интервала времени – поздний эоцен – ранний олигоцен. Авторы вынуждены были ограничиться общими проблемами тектоники, палеогеографии и стратиграфии всего палеогена.

Тектоническая история Арктического бассейна излагается с позиций фиксированного положения континентов, процессов рифтогенеза, деструкции и океанизации. Это накладывает отпечаток на интерпретацию происхождения подводного рельефа Арктического океана, эволюцию его палеогеографии и палеоклимата.

Иное объяснение возникновения и истории развития Арктического океана дается с позиции мобилистической теории (теории тектоники плит), которая подразумевает процессы рифтогенеза, спрединга, перемещения плит, новообразования океанической коры и океанического погружения. Применительно к Арктическому океану в этой теории можно различать две главные разновидности: 1) океаническая кора Арктического бассейна является "захваченной" из области раннемезозойского Тихого океана; 2) океаническая кора этого бассейна является новообразованием *in situ*.

Второй вариант мобилистической теории происхождения и развития Арктического океана (в нескольких модификациях) наиболее популярен в геологической литературе, что отражает огромный

массив новых геологических и геофизических данных, полученных за последнее десятилетие. Эти материалы весьма полно изложены в коллективных монографиях – "Геологическая история полярных океанов: Арктика и Антарктика" под редакцией У. Блейла и Й. Тиде [Bleil, Thiede, 1990] и "Арктический океан" под редакцией А. Грантца, Л. Джонсона и Дж. Свины [Grantz et al., 1990].

Даже перечисление тематического содержания некоторых глав этих монографий дает представление о широком диапазоне исследований в Арктическом регионе: гравиметрические работы [Sobczak et al., 1990]; магнитометрия [Coles, Taylor, 1990; Kristoffersen, 1990a; Harbest et al., 1990; Sweeney et al., 1990]; глубинная сейсмика [Jackson et al., 1990]; стратиграфия, палеогеография, палеоокеанология, палеоклиматология [Marincovich et al., 1990; Thiede et al., 1990; Clark, 1990; Baldauf, Bagton, 1990]; тектоническое развитие и спрединговые процессы в Гренландском море [Sundvor, Austegard, 1990], Норвежско-Гренландском море [Eldholm et al., 1984; Kristoffersen, 1990b], Канадском бассейне [Sweeney et al., 1990a; Grantz et al., 1990a, b]; Евразийском бассейне [Kristoffersen, 1990a]; тектонические и спрединговые процессы вдоль континентального склона Восточной Гренландии [Larsen, 1990], Северной Гренландии [Dawes, 1990], островов Королевы Елизаветы и Элсмira [Sweeney et al., 1990a] и Аляски [Grantz et al., 1990]; общие модели развития Арктического океана с позиции тектоники плит [Johnson, 1990; Lawver et al., 1990; Harbest et al., 1990; Lawver, Scotese, 1990].

Отметим лишь некоторые положения этих исследований, которые проливают свет (прямо или косвенно) на геологическую обстановку палеогенового (в частности, позднеэоценового и раннеолигоценового) времени.

Палеогеографическая история Арктического океана условно может быть подразделена на четыре временных интервала, каждый из которых характеризуется своими особенностями морских связей с Мировым океаном. Первый интервал охватывал триас, юру и низы неокома, когда Арктический океан был северным заливом мезозойского Тихого океана и, следовательно, имел широкие морские связи с Мировым океаном. Второй интервал соответствовал второй половине раннего мела, позднему мелу, палеоцену и какой-то части эоцена. В это время Арктический океан благодаря перемещению континентальных блоков земной коры в значительной степени оказался изолированным от Мирового океана. Относительно узкие связи оставались с Тихим океаном через прото-Берингов пролив, с Тетисом – через Тургайский пролив (непостоянно) и с Атлантическим океаном (Карибским бассейном) – через Западный внешний морской проход восточнее современных Скалис-

тых гор (также непостоянно). Третий интервал длился с позднего палеогена (конец среднего эоцена – олигоцен) до середины плиоцена, когда Арктический океан потерял связи с Тихим океаном, Тетисом и (через центральную Северную Америку) с Атлантическим океаном, но приобрел связь с Северной Атлантикой (Норвежско-Гренландское и Северное моря). Эта новая связь с Атлантикой была мелководной и непостоянной в эоценовое и олигоценовое время и лишь в миоцене осуществлялась через глубокий пролив (не менее 2 км). Наконец, четвертый этап отвечает последним 3-3,5 млн лет и характеризуется открытием Берингова пролива.

Из двух глубоководных бассейнов Арктического океана – Евразийского и Амеразийского – последний из них является более древним. Возникновение Амеразийского бассейна (Канадская впадина и впадина Макарова) связано со спрединговыми процессами в период от позднего неокома – апта до кампана. Поскольку этому интервалу соответствует устойчивое поле нормальной полярности, полосовые магнитные аномалии в Амеразийском бассейне неотчетливы. На юго-востоке Канадской впадины с помощью глубоководных трубок подняты три керна верхнемеловых осадков. Один из них относится к кампанскому ярусу – черные глины с высоким содержанием органического углерода (до 15%), морскими динофлагеллатами и растительными остатками континентального происхождения. Два других образца (примерно в 150 км от склона хребта Альфа) имеют более молодой (маастрихтский) возраст – слоистые диатомово-силикофлагеллатовые илы. В этом же районе поднят один керн осадков среднего эоцена – пелагические глинистые диатомово-силикофлагеллатовые илы. Характер осадков позволяет предполагать существование устойчивого глубоководного бассейна с явлениями апвеллинга и высокой биологической продуктивностью поверхностного слоя. Климат в позднемеловое время был, вероятно, теплоумеренным, а в эоценовое время – умеренным.

Значительно меньший по размерам Евразийский бассейн представляет собой более молодое образование. Спрединговые процессы начались здесь в палеоцене. Существование бассейна в начале раннего эоцена достаточно убедительно доказывается определением магнитных аномалий 25 и 24. Наиболее интенсивным раздвижение было в эпоху магнитной аномалии 13, т.е. на рубеже эоцена и олигоцена. В результате этого спредингового процесса вдоль оси Арктического срединно-океанического хребта сооружения хребта Ломоносова с корой континентального типа оказались оторванными от Евразийского континента.

Спреди́нговый процесс позднего эоцена – раннего олигоцена (аномалия 13) четко выражен в Гренландско-Норвежском бассейне, в результате чего Арктический океан получил связь с Северной Атлантикой. Начало процесса относится еще к эоцену – при бурении на плато Ермак скв. 913 (рейс 151 бурового судна "ДЖОИДЕС Резольюшен") вскрыла кремнистые биогенные и глинистые осадки среднего и верхнего эоцена [Thiede, Mühge, 1993]. Более глубоководные органогенно-терригенные пелагические и гемипелагические осадки олигоцена пройдены скв. 908 и 909 в зарождавшемся проливе Фрам.

Таким образом, "прямые" литологические и палеонтолого-стратиграфические материалы о палеогене акватории Арктического бассейна чрезвычайно скудны. Весь комплекс современных знаний позволяет рассматривать палеогеновую историю Арктического океана лишь в самом общем виде. Поэтому большой интерес представляют палеогеновые отложения (преимущественно континентальные) на арктическом побережье России. Они дают возможность подойти как бы "от противоположного" к анализу морского бассейна, располагавшегося к северу.

Summary

The Eocene/Oligocene boundary is one of the most important boundaries in the Cenozoic history of the Earth. The principal faunal and floral changes as well as changes in paleogeographic and paleoclimatic environments occurred at this level. This boundary was also marked by the onset of a neotectonic stage of development. The Project N 174 "Geological events of the terminal Eocene" of the International Geological Correlation Program, in which geologists of the former USSR actively participated, was dedicated to the Eocene/Oligocene boundary. This project was inherited by the National Project of the USSR aimed at the investigation of geological and biotical history of the entire Late Eocene and Early Oligocene interval.

The monograph "Late Eocene–Early Oligocene geological and biotical events on the territory of the Former Soviet Union" summarizes main achievements of this project. Over 150 geologists and paleontologists from different organizations of all republics of the USSR contributed to the monograph. This allowed to bring together in the monograph both published data and unpublished materials of many local geological organizations.

The monograph consists of two parts. The Part I (present edition) is titled "Regional geology of the Upper Eocene and Lower Oligocene". The territory of the former USSR was subdivided into 27 regions: I. The Ukrainian Carpathians and Fore-Carpathians; II. The western Russian (East European) platform (Lithuania, Belorussia, and Kaliningrad region of Russia); III. The central Russian platform (the Voronezh antecline and adjacent regions); IV. Moldavia; V. The southern Russian platform (Dnieper-Donets depression, Pripyat' trough); VI. The northern Black Sea region and the Crimea; VII. The Ciscaucasia and Don River lowerstream; VIII. The Volga River lowerstream and northwestern Caspian Sea region; IX. Georgia; X. Armenia; XI. Azerbaijan; XII. Turkmenistan; XIII. Uzbekistan; XIV. Kyrgyzstan; XV. Tadzhikistan (the Tadzhik depression and Pamir); XVI. The northern Caspian Sea depression; XVII. The Mangyshlak Peninsula; XVIII. The northeastern Turan platform (Ustyurt, the northern Aral Sea region, Turgay); XIX. The Ancient Kazakhstan dry land; XX. The Zaisan depression (Eastern Kazakhstan); XXI. The Fore-Urals; XXII. Western Siberia; XXIII. The Siberian platform and its northern and southern framings; XXIV. The Russia North-East (Yakutia and the Chukchi Peninsula);

XXV. The Russian Maritime (Sikhote-Alin' Range and Amur River regions); XXVI. Sakhalin, Kamchatka, the Koryak Highland, Kuril and Komandor Islands, Far East marginal seas; and XXVII. The Arctic basin.

In every region listed above, lithologic-stratigraphic patterns of the Upper Eocene–Lower Oligocene deposits were given, the reference sections were described, assemblages of fauna and flora, paleogeographic and paleoclimatic conditions, magmatism, distribution of mineral resources, and succession of geological and biotical events were characterized.

A special attention was paid to geology of the regions where the local stratotypes of the Eocene/Oligocene boundary for the territory of the former USSR had been selected:

1. Armenia, the Landzhar section. The Upper Eocene in this section comprises the *Globigerapsis semiinvoluta* (P 15), *Turborotalia cocoaensis* (P 16), and *Turborotalia centralis* (P 17) Zones and the Lower Oligocene is subdivided into the *Globigerina tapuriensis* (P 18) and *Globigerina sellii* (P 19) Zones (these marine sediments are overlain by continental strata). The Eocene/Oligocene boundary is drawn at the base of the *Globigerina tapuriensis* Zone within a monotonous member of marls and calcareous clays. The presence of tropical foraminiferal species permits these sediments to be easily correlated with those of the Massigniano section, Italy (the stratotype of the Eocene/Oligocene boundary).

2. Ciscaucasia, the Kuban' River section (Russia). In the Upper Eocene calcareous deposits, tropical species of planktonic foraminifers are absent, and in clayey Oligocene sediments, they are very poor. Therefore, in the Upper Eocene deposits of this section, only the *Globigerapsis tropicalis* (corresponds to P 15 and P 16 Zones) and *Turborotalia centralis* (P 17) Zones can be singled out. The Eocene/Oligocene boundary is located at the top of the *Turborotalia centralis* Zone. It coincides with the boundary between the *Wetzelliella clathrata angulosa* Zone and *Phthanoperidinium amoenum* Zone by means of phytoplankton as well as with the lithologic boundary between the calcareous Belaya Glina Formation and clayey Maikop Group. This local stratotype of the Eocene/Oligocene boundary is very important for definition of the level in question in Paleogene deposits

with subtropical-temperate assemblages of fauna and flora.

3. The northern cliff of the Ustyurt Plateau, Chegan and Ashcheairyk sections (Western Kazakhstan). In this section, the Upper Eocene and Lower Oligocene deposits contain very impoverished assemblages of the calcareous plankton. The Eocene/Oligocene boundary is determined based on dinoflagellates – the boundary between the *Wetzelliella clathrata angulosa* Zone and the *Phthanoperidinium amoenum* Zone. Sharp change in benthic foraminifers and mollusks takes place at this level. It almost coincides with the boundary between the Chegan Formation (Upper Eocene) and Ashcheairyk Formation (Lower Oligocene). Marine sediments of the boreal Paleogene of Western Siberia (by means of dinoflagellates) and continental deposits of Kazakhstan (by means of palynoassemblages and macroflora) are correlated with this local stratotype.

4. The Zaisan Lake depression, the Kiin Kerish section (Eastern Kazakhstan). Based on vertebrate fauna, changes in floral assemblages (the subtropical Poltava flora is replaced by the warm-temperate Turgay flora), and magnetostratigraphic data, the Eocene/Oligocene boundary is placed practically at the contact of the Turanga and Tuskabak formations. This local stratotype of the Eocene/Oligocene

boundary provides the correlation of the Zaisan depression deposits with continental formations of Kazakhstan and Siberia.

5. Eastern Kamchatka, the Karaginskii Island section (Russia). The Eocene/Oligocene boundary is defined by distinct change in benthic foraminifers slightly above the contact between the Kovachin and Il'khatun Groups. The age of foraminiferal assemblages is determined by means of correlation with the Eocene-Oligocene deposits of California. This local stratotype of the Eocene/Oligocene boundary is essential for correlation of Paleogene deposits of the Far East part of Russia.

Part II is titled "Geological and biotical events in the Late Eocene and Early Oligocene". It is ready for publication. Contents of this part encompass the analysis of the whole scope of geological and biotical data (based on chapters dealing with regional geology) – stages of development of different faunal and floral groups, evolution of lithologic-facies, paleogeographic, and paleoclimatic conditions, detailed description of the reference sections with the Eocene/Oligocene boundary for some areas of the former USSR, characteristics of major geological and biotical events of the Late Eocene–Early Oligocene and the problem of their synchronicity/asynchronicity.

Литература

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Оростратиграфическое и геологическое описания // Зап. Кавк. отд. русск. геогр. о-ва. 1899. Кн. XXI.
- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Оростратиграфическое и геологическое описания // Зап. Кавк. отд. русск. геогр. о-ва. 1902. кн. XXIII.
- Аблаев А.Г. Геология и история флор побережий Японского моря: М.: Наука, 1978. 189 с.
- Авербург Н.В. Стратиграфия и фораминиферы эоцена и олигоцена Южного Приаралья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент. 1970.
- Агафаров Д.А., Джафаров Д.И., Халилов Д.М. Справочник по микрофауне третичных отложений Апшеронского полуострова. Баку: Азгостоптехиздат, 1940.
- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая / Под ред. Н.А. Флоренцова. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
- Адаменко О.М., Долгушин И.Ю., Ермолаев В.В. и др. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 320 с.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961.
- Александрова А.Н., Братцева Г.М., Кулькова И.А. Палинофлоры Средней Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 64–73.
- Александрова Л.В. Палиностратиграфическое обоснование стратиграфии эоцена – раннего миоцена Томского Приобья // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1979. Вып. 396. С. 99–115.
- Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Фрадкина А.Ф. Экскурсия 052. Кайнозойские отложения Лены и Алдана // Якутская АССР. Сибирская платформа. 27-й МКГ: Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. Новосибирск: Наука, 1984. С. 21–42.
- Алиев А.Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1949.
- Али-заде А.А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтегазонасность. Баку: Азнефтеиздат, 1945.
- Али-заде А.А. Палеогеновые отложения Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1947. 82 с.
- Али-заде К.А. Фауна палеогеновых отложений южного борта Куринской низменности // Изв. АзФАН ССР. 1942. № 4.
- Али-заде К.А. Латдорфский ярус и его фауна в Азербайджане // Изв. АзФАН ССР. 1945. № 2.
- Али-заде К.А. К находке латдорфской фауны в Азербайджане // Изв. АН АзССР. 1947. № 2.
- Али-заде К.А., Халилов Д.М., Мамедов Т.А. Палеогеновая система // Геология СССР. Т.47: Азербайджанская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С. 121–151.
- Алиолла Х., Бабаев Ш.А., Кошкарлы Р.О., Шихлинский С.А. Расчленение разреза Парадаш (Нахичеванская АССР) // Докл. АН АзССР. 1984. № 2. С. 55–58.
- Амитров О.В. Олигоценые комплексы гастропод Мангышлака и Юго-Западного Устюрта // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 65–81. (Тр. ВНИИгаз; Т. 31/39–32/40).
- Андреева-Григорович А.С. О стратиграфическом положении зоны *Ericsonia subdisticha* (наннопланктон) в Крыму // Доповіді АН УРСР. Сер. Б. 1974. № 12. С. 1059–1061, 1148.
- Андреева-Григорович А.С. Наннопланктон пограничных эоцено-олигоценых и олигоценых отложений Армении и Северного Кавказа // Палеонтологический сборник Львов. ун-та. 1981. № 18. С. 57–62.
- Андреева-Григорович А.С., Вялов О.С., Гаура С.П. и др. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: ИГН АН УССР, 1984. 50 с.
- Андреева-Григорович А.С., Вялов О.С., Гаура С.П. и др. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украинских Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та 1985. № 22. С. 88–89.
- Андреева-Григорович А.С., Зосимович В.Ю., Соколов И.П. Стратиграфическое расчленение киевских отложений в районе Киевского Приднепровья по микрофитопланктону // Геол. журн. 1975. Т. 35, вып. 6. С. 119–123.
- Андрюсов Н.И. Краткий геологический очерк п-ова Тюб-Карагана и Горного Мангышлака // Тр. комиссии Моск. сельхоз. ин-та по исслед. фосфоритов. М. 1911. Сер. 1. Т. 3.
- Аристова К.А. Палинологическая характеристика эоценовых и олигоценых отложений некоторых районов Туранской плиты. М.: Недра, 1972. С. 179–189. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 83).
- Архангельский А.Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР, Лист 94 // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. 1928. Вып. 155.
- Асланян П.М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений западной части Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. С. 80–261.
- Атлас ископаемой фауны Армянской ССР. Ереван. 1974.
- Афанасьева Т.А., Яковленко С.Н., Григорченко П.А. Новые данные о третичных отложениях Полярного Предуралья // Тр. XI геол. конф. Коми АССР. 1990. С. 260–263.
- Ахметьев М.А. Палеоэоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение // Сов. геология. 1973. № 7. С. 14–30.
- Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 76–85.
- Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозова В.Ф., Салун С.А. Палеоэоценовые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Сов. геология. 1969. № 19. С. 9–23.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Новые находки пальм из олигоценых отложений Даррыдага (Нахичеванская АССР) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 6. С. 57–67.
- Ахметьев М.А., Зиклинская Е.Д., Медюлянов В.И. Палеоботаническая характеристика датских, палеоэоценовых и нижнеэоценовых отложений Западного Сахалина // Сов. геология. 1978. № 5. С. 77–89.
- Багманов М.А. Палеоэоценовые отложения Горного Талыша (стратиграфия и моллюсковая фауна). Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. 143 с.
- Багманов М.А. Крупные фораминиферы и моллюсковая фауна эоценовых отложений Малого Кавказа. Баку: Изд-во АзССР, 1966. 302 с.
- Багманов М.А. Шкала стратиграфии нижнего палеогена. Баку: Элм, 1980.
- Бажанов В.С. История фаун млекопитающих Казахстана // Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Алма-Ата. 1962. 43 с.
- Байбулатова Р.Б., Костенко Н.Н. Спорово-пыльцевые комплексы из палеогена и неогена Юго-Восточного Казахстана // Палинологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 65–73.

- Байковская Т.Н.* Палеоценовая флора Зее-Буренской впадины // Вопросы палеонтологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1950. Т. 1. С. 348–381.
- Баранов Б.В., Зоненшайн Л.П.* Геодинамика и позднекайнозойская эволюция переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // 27-й МКГ: Тектоника. С 07. Доклады. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 37–42.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 1862–204.
- Баранова Ю.П., Карташова Г.Г., Коницев В.Н.* Континентальный палеоген и неоген севера Средней Якутии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 7–21.
- Бархатова Н.Н., Размыслова С.С.* Стратиграфия и нуммулитиды эоценовых отложений Прикаспийской впадины. Л.: Наука, 1974. 91 с.
- Башаркевич А.П., Илькевич Г.И., Матрунчик Л.И. и др.* Ископаемые смолы Белорусского Полесья // Докл. АН БССР. 1983. Т. 27, № 7. С. 644–645.
- Баярунас М.В.* Нижнеолигоценые отложения Мангышлака // Зап. СПб, Им.п. минерал. о-ва. Сер. 2. 1912. Ч. 49. С. 19–68.
- Белая Б.В., Терехова В.Е.* Палинология палеогеновых отложений о-ва Айон и бассейна р. Баеково // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1982. Вып. 26. С. 82–92.
- Белевич А.М., Степанова Г.В.* Некоторые закономерности распределения переотложенных диатомовых водорослей в четвертичных отложениях севера Сибири // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л. 1982. С. 67–70.
- Беньямоский В.Н.* Особенности развития фораминифер и радиолярий и вопросы зональной стратиграфии эоцена Прикаспия // Отчет Комиссии по микропалеонтологии за 1980 г. М.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 29–31.
- Беньямоский В.Н., Кургалимова Г.Г.* Стратиграфия палеогена Восточного Прикаспия по планктонным фораминиферам в свете новых данных // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1979. Вып. 22. С. 106–114.
- Берсон Г.Л., Протина И.Г., Будашева А.И., Рунева Н.П.* Стратиграфия палеогеновых отложений западного побережья Ильпинского п-ова (опорный разрез) // Кайнозой Дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 98–110.
- Блудоров А.П., Кирсанов Н.В., Дистанов У.Г., Тузова Л.С.* Третичные угленосные отложения Центральной и Южной Башкирии. Казань: Татар. кн. изд-во, 1956. 135 с. (Тр. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол.; Вып. 3).
- Бобринский В.М., Букатчук П.Д., Бурделя Н.К. и др.* Палеогеография Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1965. 146 с.
- Богданович А.К.* Новые данные о стратиграфическом и пространственном распределении майкопской микрофауны Северного Кавказа // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 245–275.
- Боголепов К.В.* Новые данные о третичных отложениях Енисейского края // Бюл. МОИП. Отл. геол. 1955. Т. 30, вып. 1. С. 21–36.
- Боголепов К.В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 150 с.
- Бойцова Е.П.* Микроспоры и стратиграфия палеогеновых отложений восточной части Западного Казахстана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Л. 1972.
- Бойцова Е.П., Панова Л.А.* Корреляция олигоценых отложений Северного Устюрта, Северного Приаралья, Тургайской равнины и Западно-Сибирской низменности (по палинологическим данным) // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 78–86.
- Болотникова М.Д.* Спорно-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 194 с.
- Бондарева Т.П.* О возрасте чеганской свиты и о границе эоцена и олигоцен в Северном Приаралье // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 188–203.
- Борсук М.О.* Палеогеновая флора Сахалина (конгломератной и нижнедудуйской свит). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 132 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 12).
- Бражников Г.А., Бреславский В.В., Грозевская-Кетат О.Б.* Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 64, вып. 3. С. 3–38.
- Бражников Г.А., Ларин А.П., Кнырь Л.Г. и др.* История и условия формирования локальных поднятий Волгоградской области // Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л. 1962. С. 203–216.
- Братцева Г.М.* Новые данные о флоре, пограничной между мелом и палеогеном в районе Зейско-Буренской депрессии // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143, № 1. С. 167–170.
- Братцева Г.М.* Возраст цагайской флоры Азии (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 135–140.
- Братцева Г.М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 58 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 207).
- Братцева Г.М.* Палинологическая характеристика неогеновых отложений Камчатки // Палинология в СССР. М.: Наука, 1980. С. 91–92.
- Буданцев Л.Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнозоя. Л.: Наука, 1983. 156 с.
- Буданцев Л.Ю.* К вопросу о границе между ранним и поздним кайнозитом на севере Пацифики // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 20–24.
- Буданцев Л.Ю.* Стратиграфическое положение и возраст свиты Кинкильского мыса на северо-западе Камчатки // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л. 1985. С. 62–77. (Сб. науч. тр. ВНИГРИ).
- Буданцев Л.Ю., Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В. и др.* Впадины и прогибы Арктического побережья Восточной Якутии и Чукотки // Палеоген и неоген северо-востока Азии. Якутск. 1989. С. 12–25.
- Будыко Л.В., Кукушкина П.И., Давидзон Р.М.* Типовой разрез палеогеновых отложений структур Кулябской мегасинклинали // Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 183. С. 111–114.
- Буриштар М.С., Никитина Ю.П., Швембергер Ю.И.* Стратиграфия и условия формирования верхнеэоценовых и майкопских отложений Северного Ставрополя и Сало-Маньчского междуречья // Тр. ВНИГРИ. М. 1963. Вып. 38.
- Варнаевский В.Г.* Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
- Варнаевский В.Г., Власов Г.М., Китаев И.В. и др.* Закономерности размещения угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982. С. 65–69.
- Василевская Н.Д.* Эоценовая флора Бадхыза в Туркмении // Сборник памяти А.Н.Криштофовича. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 103–175.
- Василенко В.К.* Стратиграфия и фауна моллусков эоценовых отложений Крыма // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1952. Вып. 59.
- Вахрушев Г.В.* К изучению мезо-кайнозойских отложений Западной Башкирии в связи с поисками здесь нефти и природных газов // За башкирскую нефть. Уфа. 1936. № 4.
- Вахрушев Г.В.* Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала // Учен. зап. Саратов. ун-та. Геол. и почвовед. 1940. Т.15, вып. 2. С. 3–58.
- Вдовин В.В.* Основные этапы развития рельефа. Новосибирск: Наука, 1979. 32 с.
- Вербицкая Н.П.* Стратиграфия, литология и палеогеография рыхлых отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977.
- Вергунов Л.Н.* Литология, палеогеография и проблемы нефтегазоносности кайнозойских молассовых формаций Иссык-Кульской впадины // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Фрунзе. 1969. 27 с.

- Веселов А.А., Григорович А.С., Савенко Н.Г. К вопросу о ярусном делении палеогена СССР // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 2. С. 423–425.
- Веселов А.А., Краева Е.Я., Савенко Н.Г., Шеремета В.Г. Стратиграфия верхнеэоценовых отложений Причерноморской впадины // Геологический сборник. Львов. 1971. Вып. 13. С. 45–52.
- Веселов А.А., Люльева С.А. О возрасте полбинского горизонта Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 67–71.
- Викулин С.В. Палеогеновые флоры Тима и Пасекова (юг Среднерусской возвышенности) // Автореф. дис.... канд. биол. наук. Л.: БИН АН СССР. 1987. 18 с.
- Власов А.И., Черепанов Ю.П. К стратиграфии палеогена Нижнего Прииртышья // Среда и жизнь на рубежах эпох Кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 82–87.
- Волков В.П., Пинхасов Б.И. Геология и гидрогеология верхнего кайнозоя Голодной степи и Восточных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1985.
- Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Климат эоцена Сибири (на примере Западной Сибири). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1990. 27 с.
- Волошинова Н.А., Брутман Н.Я., Жидкова Л.С. и др. Региональная стратиграфическая схема палеогена и неогена Сахалина // Кайнозой дальневосточных регионов СССР. Л. 1978. С. 119–139. (Сб. науч. тр. ВНИГРИ).
- Воронина А.А. Стратиграфия эоцен-олигоценых отложений Ахалцихской котловины (Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 46–57.
- Воронина Л.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В. и др. Биостратиграфия и фациальные особенности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. С. 39–50.
- Вялов О.С. Схема деления третичных отложений Ферганы // Докл. АН СССР. 1935. Т. 2, № 3–4. С. 282–284.
- Вялов О.С. Схема стратиграфии палеогена северного склона Карпат // Докл. АН СССР. 1951. Нов. сер. Т. 77, № 4. С. 689–682.
- Вялов О.С. Третичные отложения Ферганы // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Гостеолтехиздат, 1954. С. 451–490.
- Вялов О.С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 135 с.
- Вялов О.С., Андрусов Д.Н. О необходимости разделения палеогеновой флишевой зоны на две главные серии: каспийскую и омбронскую // Geol. sb. Sloven. Akad. vied. 1963. Roc. 14. № 1. С. 169–173.
- Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1981. 178 с.
- Габелая Ц.Д. Олигоценая ихтиофауна Абхазии // Сообщ. АН ГССР. 1977. Т. 87, № 1. С. 193–195.
- Габинет М.П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1985. 147 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 276 с.
- Габриелян А.А. Тектоническое районирование Армении и сопредельных частей Антикавказа // Докл. АН АрмССР. 1981. Т. 23, № 3.
- Гамкрелидзе И.П. Некоторые новейшие тектонические концепции. Тбилиси. 1978. С. 244–257. (Тр. ГИН АН ГССР, Вып. 59).
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 226).
- Гарецкий Р.Г., Самодуров В.И., Столяров А.С. и др. Современное состояние стратиграфии и палеогеографии морского олигоцена и нижнего миоцена Закаспия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 3. С. 20–34.
- Геккер Р.Ф., Оситова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Кн. 1, 2.
- Геодакян А.А., Бурлин Ю.М., Пилак В.Л., и др. К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов (на примере палеогена Среднего Каспия и его обрамления) // Геотектоника. 1975. № 5. С. 109–117.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики / Под ред. И.С.Грамберга, Ю.Е.Погребичко. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Геология СССР. Т. 21: Западный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970 а. 879 с.
- Геология СССР. Т. 26: Острова Советской Арктики. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970 б. 547 с.
- Геология СССР. Т. 33: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970 в. 431 с.
- Геология СССР. Т. 22: Туркменская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972 а. 768 с.
- Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972 б. 280 с.
- Гибшман Н.Б., Васильев Ю.М., Ли К.А. и др. Уникальный разрез кайнозоя в Прикаспийской впадине // Сборник материалов научно-технического совета по глубокому бурению. 1969. Вып. 13. С. 20–64.
- Гладенков Ю.Б. Иолддии неогена северо-восточной части Камчатки (Ильпинский п-ов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 1. С. 141–147.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 214).
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 313).
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шатнер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 467).
- Глезер З.И. Закономерности исторического развития диатомовых водорослей и их значение для биостратиграфии // Палеомикробиологические исследования для целей стратиграфии. Л. 1980. С. 94–105. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 305).
- Глезер З.И., Степанова Г.В. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1994. С. 148–153.
- Гольиц Ф.Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. Л.; М.: Гортонтехиздат. 1932. (Тр. НГРИ. Сер. Б; Вып. 7).
- Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильинок Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.
- Голяков В.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка // Геология и геофизика. 1966. М 10. С. 98–102.
- Горбунов В.С. Радиоларии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1979. 178 с.
- Горбунов М.Г. Очерк развития третичной флоры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 312–360. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 22).
- Гранц А., Мей С.Д. Бассейны осадконакопления и геологическое строение континентальной окраины Северной Аляски // 27-й МКГ: Геология Арктики, М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 104–118.
- Грачев Н.В., Жижченко В.П., Кольхалова Л.А., Холодильникова Т.С. Палеогеновые отложения центрального междуречья Волги и Урала. М.: Недра, 1971. С. 36–45. (Тр. ВНИИГаз; Т. 31/39–32/40).
- Григшин О.М., Фортуна А.Б. Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1981. 194 с.
- Григорян С.М. Фауна нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценых отложений юго-западной части Армянской ССР // Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван. 1979.
- Гризялис А.А., Балтакис В.И., Катинас В. Стратиграфия палеогеновых отложений Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 107–116.
- Гризялис А.А., Бурлак Н.Ф., Зосимович В.Ю. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений

- запада Европейской части СССР // Сов. геология. 1988. № 12. С. 41–54.
- Гримсдейл Т.Ф., Ван Моркхолен Ф.П.* Соотношение между планктонными и бентосными фораминиферами как показатель глубины отложений осадочных пород // Тр. IV Междунар. геол. нефт. конгр. М.: Гостоптехиздат, 1956. Т.1. С. 466–482.
- Гриненко О.В., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др.* Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.
- Гроссгейм В.А.* Палеоген Северо-Западного Кавказа // М.: Гостоптехиздат, 1960. (Тр. Краснодар. фил. ВНИИнефть; Вып. 4).
- Гусев Г.С., Гриненко О.В.* Кайнозойский (неотектонический) мегакомплекс // Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С.182–203.
- Гусев И.А., Дронов В.И., Пенкова А.М.* Новые данные о красноватых отложениях долин рек Акусу, Восточный и Западный Пшарт (Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1972. Т.15. № 7. С. 45–58.
- Дабаян Н.В., Круглов С.С., Смирнов С.Е.* Новые данные по стратиграфии палеогена зоны Мармарошских утесов (Закарпатье) // Сов. геология. 1965. № 9. С. 132–134.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе, 1982. 151 с.
- Данильченко П.Г.* Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа // М.: Изд-во АН СССР. 1960. 208 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т.78).
- Даныш В.В.* Новые данные о геологии верхней части бассейна р. Уж (Советские Карпаты) // Геология и геохимия нефтяных и газовых м-ний. 1965. № 1. С. 159–166.
- Джербаян Р.Т., Садоян А.Л.* Особенности верхнеэоценового литогенеза Айоцдзора // Изв. АН АрмССР. Науки о земле. 1978. № 4.
- Диденко-Кислицына Л.К., Бирюков М.Д., Байбулатова Р.Б.* Новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений Джунгарского Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата. 1971. Вып. 4 (29). С. 140–149.
- Дидковский В.Я., Зелинская В.А., Зосимович В.Ю. и др.* Стратиграфические подразделения пограничных эоцено-олигоценовых отложений Северной Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 8. С. 9–12.
- Долгополов В.Ф.* Геология мел-палеогеновых образований и некоторые вопросы бокситоносности северо-восточной части Центрального Казахстана // Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. М. 1973. 23 с.
- Дрохин И.В.* Угли и горючие сланцы // Геология СССР. Т. 6: Брянская, Орловская, Курская, Воронежская и Тамбовская области. Ч.2: Полезные ископаемые. М.: Гостехиздат, 1949. С. 45–54.
- Дробинина Н.Я., Мирошниченко В.М.* Некоторые данные о расчленении исафинских и ханабадских слоев Таджикской депрессии // Докл. АН ТаджССР. 1964. Т.7. № 6. С. 35–37.
- Дронов В.И.* Стратиграфия и возраст бекджольской серии (Восточный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1984. Т.27, № 7. С. 402–404.
- Дубинский А.А.* Палеоген // Геология СССР. Т.6: Брянская, Орловская, Курская, Воронежская и Тамбовская области. Ч.1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1949. С. 187–210.
- Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 165 с.
- Ерофеев В.С., Ржанникова Л.Н.* Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 59–69.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 211 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 363).
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 373).
- Жижченко Б.П.* Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М.: Гостоптехиздат, 1958. 312 с.
- Жижченко Б.П.* Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа и смежных областей // Сов. геология. 1964. № 3. С. 29–47.
- Жуков Ю.В.* О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тау (Тянь-Шань) // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 69–71.
- Заклинская Е.Д.* Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 286 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 74).
- Заклинская Е.Д., Лаухин С.А.* Корреляция палеогена северного полушария по данным палинологии // Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1979. Т.10. 98 с.
- Зильман И.Г.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск. 1968. 150 с.
- Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др.* Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.
- Зархидзе В.С.* Третичные отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северной Земли. Л.: Севморгео, 1982. С. 130–133.
- Зархидзе В.С.* Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., 1985. С. 58–65.
- Захарова М.А., Шереметьева Г.Н.* Фаунистические комплексы в нижнемиоценовых отложениях западного побережья Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин) . Владивосток: ДВНЦ АН СССР СахКНИИ. 1977. С. 76–88.
- Зелинская В.А., Зосимович В.Ю., Иваник М.М. и др.* Материалы к стратиграфической схеме палеогена Украины // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1984. С.102–110.
- Зернецкий Б.Ф.* Нуммуліти та орбітоїди палеогенових відкладів Причорноморської западини. Київ: Изд-во АН УССР, 1962. 73 с.
- Зернецкий Б.Ф.* Основные этапы развития нуммулитид палеогена Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 164 с.
- Зива М.В.* Еще раз о возрасте сазанковской свиты // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969 а. С. 123–124.
- Зива М.В.* Палинологическая характеристика райчихинских слоев с флорой // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969б. С. 121–122.
- Зива М.В.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амура-Зейской впадины // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 89–93.
- Зоненштейн Л.П., Савостин А.А., Седов А.П.* Глобальные палеодинамические реконструкции последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Зосимович В.Ю.* Олигоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1981. 167 с.
- Зосимович В.Ю.* Верхний эоцен, олигоцен и миоцен Субпаратетиса // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН Украины, 1992. 63 с.
- Зосимович В.Ю., Горбунов В.С., Зелинская В.Л. и др.* Граница эоцена–олигоцена платформенной Украины // Геол. журн. 1985. Т.45, № 6. С.105–111.
- Зосимович В.Ю., Клоушиков М.М., Носовский М.Ф.* Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформенної частини УРСР // Геол. журн. 1963. Т.23, вып. 6. С. 41–50.
- Зосимович В.Ю., Михелис А.А.* Граница верхнего эоцена и олигоцена в области Киевского Приднепровья по палинологическим данным // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. № 9. С. 698–701.
- Зубкович М.Е.* Саратовско-Волгоградское Поволжье // Страти-

- графия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 197–204.
- Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т.* К стратиграфии третичных (палеоген-неогеновых) континентальных отложений Чуйской впадины // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965. С. 173–187.
- Ибрагимов И.М., Талипов М.А.* К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965. С. 188–199.
- Иваник М.М.* Изменение состава спонгиофауны и палеосреды на рубеже эоцена и олигоцена в Днепровско-Донецкой впадине и на сопредельных территориях // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. № 2. С. 16–19.
- Иванова В.А.* Стратиграфия олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Устюрта, Южного Приаралья и Заунгузских Каракумов по фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВНИИГаз, 1966. 20 с.
- Иванова В.А.* Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения юго-восточного Устюрта, Южного Приаралья и северо-восточных Заунгузских Каракумов // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 159–182. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 31/39 - 32/40).
- Иванова В.А., Пантелеев Г.В., Попов Н.Г.* Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. М.: Гостоптехиздат, 1961. (Тр. СГПК; Вып. 2).
- Ильев А.Я., Захарова М.А., Шереметьева Г.Н.* Этапность развития палеогеновых фаунистических комплексов Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, СахКНИИ, 1977. С. 39–62.
- Ильинская И.А.* Изменения флоры Зайсанской впадины с конца мела по миоцен // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. С. 84–112.
- Исаева Л.Л., Андреева С.М., Козлов Г.В. и др.* Котуйская свита среднего-верхнего эоцена Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 129–132.
- Итенберг С.С.* Об использовании данных гамма-каротажа для решения некоторых вопросов геологии // Сов. геология. 1960. № 3. С. 106–112.
- Казахашвили Ж.Р.* Раннеолигоценовые моллюски Ахалцихской депрессии и условия их существования. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 116 с.
- Казахашвили Ж.Р.* К вопросу о геохронологическом расчленении олигоценовых отложений Ахалцихской депрессии // Сообщ. АН ГССР. 1971. Т. 62, № 1. С. 238–240.
- Казахашвили Ж.Р.* Палеобиологическая история моллюсковой фауны соленовского горизонта Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 104 с.
- Калиненко В.В.* Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука, 1990. 238 с.
- Калицкий К.П.* Нефтяные месторождения Ферганы // Изв. Геол. Ком. 1914. Т. 33. № 7.
- Каплан А.А., Гризалис А.А., Стрельникова Н.И., Гликман Л.С.* Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.
- Катинас В.* Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1971. 156 с.
- Каханова Л.П.* Алайский прогиб // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 261–264.
- Качарова И.В.* Приабонский ярус Ахалцихского района // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1955. Т. 9 (14). С. 6–45.
- Качарова И.В.* Олигоценовая фауна района Ахалциха // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1960. Т. 9 (15). С. 37–63.
- Качарова И.В.* Очерк геологии Ахалцихской депрессии // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1961. Т. 12 (17). С. 103–126.
- Качарова И.В.* Палеоцен и эоцен // Геология СССР. Т. 10: Грузинская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 182–209.
- Качарова И.В., Хучуа М.Ф., Качарова М.В.* Пограничные слои эоцена и олигоцена Ахалцихской депрессии // Anp. Inst. Geol. Publ. Hung. 1971. vol. 54. Fasc. 4. Pars II. Budapest. P. 69–74.
- Качарова М.В.* Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 357 с.
- Качарова М.В., Хучуа М.Ф.* Геологические события на границе эоцена и олигоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 128 с.
- Кистерова И.Б., Анкудинов Л.А.* Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины // Третичные континентальные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 100–109.
- Клюшников М.Н.* Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1953. 430 с.
- Коваль Я.М.* Материалы для изучения полтавского яруса. О палеоском местонахождении буроугольной флоры // Учен. зап. Харьков. ун-та. 1957. Т. 14. С. 261–268.
- Козыр Л.А.* Верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые спорово-пыльцевые комплексы Ставрополя и их значение для стратиграфии палеогеновых отложений. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1958. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 4 (12)).
- Корнилова В.С.* Основные этапы развития кайнозойских флор в Казахстане // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Алмата. 1963. 51 с.
- Корнутова Е.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилко-Ононской области Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. С. 128–132. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Корнутова Е.И., Цветков В.П., Кислицин В.Н., Жильцова Н.Н.* Палеоген и неоген Чарской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. С. 120–124. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Коробков И.А.* Зона *Variamissium fallax* Коробков в палеогеновых отложениях центральной части Северного Кавказа // Тр. Геол. службы Грознефти. Грозный. 1937. Вып. 9.
- Коробков И.А.* К вопросу о границе эоцена и олигоцена // Сов. геология. 1961. № 9. С. 57–71.
- Коробков И.А.* Моллюски зоны *Spondylus buchi* Северного Предкавказья // Ежегодн. Всес. палеонтол. о-ва. 1978. Т. 21. С. 41–49.
- Коробков И.А., Микарова Р.К.* К стратиграфии палеогеновых отложений низовий Аму-Дарьи в связи с новыми находками моллюсков // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 1. С. 166–167.
- Коробков И.А., Макарова Р.К.* Новые данные о пограничных горизонтах между эоценовыми и олигоценовыми отложениями в Южном Приаралье // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 4. С. 902–904.
- Коровина Г.М.* Микропалеонтологическая характеристика олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Западного Копет-Дага, Северного Прикарабагазы и Горного Мангышлака // Тр. ВНИГНИ. М. 1969. Вып. 39. С. 165–179.
- Костенко Н.Н., Бирюков М.Д., Лычев Г.Ф., Савинов П.Ф.* Олигоценовые континентальные отложения Южного Казахстана // Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана. Алмата. 1977. Вып. 7. С. 101–123.
- Кравчук В.Н., Плещеев И.С.* Морские отложения палеогена Бескудукской мульды (восточная часть Прикаспийской впадины) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 5. С. 52–56.
- Краева Е.Я.* Фораминиферы верхнеэоценового та олигоценовых відкладів північного крила Причорноморської западини. Київ: Изд-во АН УРСР. 1961. 95 с.
- Краева Е.Я.* Стратиграфическое расчленение киевской свиты юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (по фораминиферам) // Геол. журн. 1974. Т. 34, вып. 6. С. 51–58.
- Краева Е.Я., Люльева С.А.* Фораминиферы и зоны известкового наннопланктона палеогеновых отложений шельфа северо-западной части Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 33–139.
- Краева Е.Я., Люльева С.А.* Фораминиферы и наннопланктон в пограничных слоях эоцена и олигоцена Южной Украины // Тектоника и стратиграфия. 1985. Вып. 28. С. 67–73.
- Краева Е.Я., Маслун Н.В.* Значение бентосных фораминифер для расчленения и корреляции палеогеновых отложений Украины // Геол. журн. 1984. Т. 44, вып. 4. С. 107–112.
- Краева Е.Я., Ярцева М.В.* Характеристика планктонных фораминифер олигоцену Північного Причорноморья // Докл. АН УРСР. Сер. Б. 1973. № 8. С. 693–697.

- Красилов В.А. Новые данные о цагайских отложениях и их таофлоре // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970 а. № 12. С. 97–101.
- Красилов В.А. Цагаян и граница мела и палеогена // Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. 1970 б. С. 43–45.
- Красилов В.А., Кундышев А.С., Ремизовский В.И. Граница эоцена и олигоцена в опорном разрезе Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 59–65.
- Крашенинников В.А. Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценовых отложений Южной Армении // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1974. Вып. 17. С. 95–135.
- Крашенинников В.А., Жидкова Л.С., Власов Г.М. и др. Кайнозойская группа // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 1.: Стратиграфия и палеогеография. Л.: Недра, 1978. С. 179–221.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1975. Вып. 18. С. 212–224.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитам (1. Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1985. Вып. 27. С. 130–169.
- Крашенинников В.А., Немков Г.И. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Сирии // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1975. Вып. 18. С. 179–210.
- Крашенинников В.А., Птухян А.Е. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1973. Вып. 16. С. 146–182.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 429).
- Крейденков Г.П., Распопин В.А. Палеоген Алайского и Заалайского хребтов // Материалы по геологии и новейшей тектонике Тянь-Шаня.: Фрунзе: Илим, 1970. С. 24–37.
- Криштофович А.Н. Пальмы третичных отложений Южного Урала // Природа. 1935. № 2. С. 61–62.
- Криштофович А.Н. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии // Памяти академика А.В.Фомина. Киев: Изд-во АН УССР, 1938. С.73 - 105.
- Криштофович А.Н. К истории третичного периода Дальнего Востока // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. 1946. № 7. С. 65–76.
- Криштофович А.Н. Флора Райчихи – новое звено третичной флоры на Дальнем Востоке // Ботан. журн. 1952. № 5. С. 318–331.
- Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода // Вопросы геологии Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 824–844.
- Криштофович Л.В. Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина // Палеонтол. сб. Л.: Гостоптехиздат, 1960. № 2. С. 84–142.
- Криштофович Л.В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина) // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 91–107.
- Кудрин Л.Н. О палеогеновых отложениях юго-западной окраины Русской платформы и внешней зоны Предкарпатского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 72–80.
- Кузнецова Н.Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака // Докл. АН СССР. 1952. Т. 82, № 1. С. 143–146.
- Кузьмина О.А., Пантелеев С.Ф., Кувшинова И.Ф., Исаенко В.Н. Геология и перспективы нефтегазоносности Северной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана. М.: Недра, 1970.
- Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 116 с.
- Кулькова И.А. Палиностратиграфия и палинофлора палеогена Сибирской платформы, юга Западной Сибири, Северного Казахстана // Мезозой и кайнозой Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 83–89.
- Кулькова И.А. Микрофитофоссилии эоцена Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С.25 - 36. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 697).
- Кулькова И.А., Александрова А.Н., Братцева Г.М. Эоценовые и олигоценовые палинофлоры и климат Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С.127–136. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 697).
- Кулькова И.А., Бардеева М.А., Марченко Н.К. Палеоген Муруктинской котловины. Новосибирск: Наука, 1985. С. 40–47. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 620).
- Кулькова И.А., Волкова В.С. Растительные сообщества на рубежах эоцена – олигоцена и олигоцена – раннего миоцена в Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 107–112.
- Кулькова И.А., Лаухин С.А. Флора континентального палеогена Енисейского кряжа (по палинологическим данным). М.: Наука, 1975. 88 с.
- Кунаев М.С. Палеомагнетизм эоцен-олигоценовых отложений Северо-Востока Туранской плиты // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: ИГ АН КазССР, 1990. 20 с.
- Куртимова Л.А. Палинология серержкоцветных. М.: Наука, 1965. 215 с.
- Куртимова Г.Г. Стратиграфия и фации средне- и верхнеэоценовых отложений в Восточном Приаралье и Северных Кызылкумах по фауне фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 4. С.38–46.
- Лавров В.В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 116 с.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лавров В.В., Панова Л.А. Геологические события у рубежа эоцена и олигоцена в Арало-Тургайском и сопредельных регионах Казахстана // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 41–46.
- Лашев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 307 с.
- Лаухин С.А. История развития неотектонических структур и роль их в строении рельефа бокситоносных районов юго-запада Сибирской платформы // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Недра, 1975. С. 19–33.
- Лаухин С.А. Первые следы климатов кайнозойского оледенения на Северо-Востоке Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1445–1449.
- Лаухин С.А. О некоторых особенностях развития палеоклиматов "доледникового" кайнозоя в Средней Сибири // Палеогеография Средней Сибири. Красноярск. 1987. С. 27–40.
- Лаухин С.А. Палеотемпературная кривая кайнозоя Северо-Востока Азии // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 3. С. 356–359.
- Лаухин С.А., Ахметьев М.А., Фрадкина А.Ф., Зырянов Е.В. Палинологическая характеристика кунгинского палеогена севера Якутии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 2. С. 686–689.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А. Палеогеография времени бокситонакопления на восточном склоне Енисейского кряжа // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 4. С. 176–179.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А. К проблеме границы эоцена и олигоцена в центральных районах Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 74–81.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А. Палинологическая характеристика олигоценовых отложений центральных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 34–51. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 396).

- Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. О распространении трансгрессий на севере Якутии // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1985. Т. 280, № 5. С. 1197-1201.
- Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. Кайнозой шельфа Чукотки. Палеоген и неоген // Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. I: Текст. Лландидно, Англия: Робертсон Групп, 1991. С. 2-1-2-18.
- Лаухин С.А., Фрадкина А.Ф. Стратиграфия палеогена низовой Колымы по палинологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 94-102.
- Левина А.П., Лейтциг А.В. Корреляция опорных континентальных бокситоносных разрезов палеоцена и эоцена Средней Сибири и Северного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1984. С. 111-116. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Лейтциг А.В., Левина А.П., Ясаманов Н.А. Стратиграфия и закономерности формирования мезо-кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. М.: Недра, 1976. 128 с.
- Леонов Г.П. Палеогеновые отложения Волгоградского Поволжья их соотношение с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра // Бюл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1936. Т. 14 (44), вып. 4. С. 237-321.
- Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961. 552 с.
- Леонов Г.П. Палеогеновая система // Геология СССР. Т. 11: Поволжье и Прикамье. Ч. I: Геологическое описание. М.: Недра, 1967. С. 579-603.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 134 с.
- Ливеровская Е.В. Третичные отложения Мангышлака. Л.: Гостехиздат, 1960. 140 с.
- Ливинц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 159 с. (Тр. НИИГА; Т.174).
- Липман Р.Х. Зональное расчленение морского палеогена Западно-Сибирской низменности // Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Сибири 1956 г. Л. 1957. С. 201-208.
- Липман Р.Х. Микрофаунистическая характеристика разреза саксаульской свиты на горе Манаулье // Докл. АН СССР. 1960. Т. 333, № 6. С. 1388-1390.
- Липман Р.Х. Комплексы радиоларий в палеогеновых отложениях Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Биостратиграфический сборник. Л.: Недра, 1965. Т.115. Вып. I С. 78-89.
- Липман Р.Х., Хохлова И.А. Распределение микрофауны в некоторых разрезах чеганской свиты Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 204-215.
- Литвищев Г.Г., Тараканова Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Л.: Недра, 1967. С. 156-157.
- Литвищев Г.Г., Тараканова Г.И. Палеогеновые отложения Иркутского амфитеатра // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 129-135.
- Логачев Н.А. Кайнозойская группа // Геология СССР. Т.35: Бурятская АССР. Ч. I: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 258-281.
- Логачев Н.А., Адаменко О.М., Аксенов М.П. и др. Путеводитель экскурсий А-13 и С-13: Прибайкалье. XI Конгресс ИНКВА, 1982. М.: ВИНТИ, 1981. 43 с.
- Логачев Н.А., Величенко В.Г., Мац В.Д. и др. Юг Восточной Сибири // 27-й МГК. Сводный путеводитель экскурсий 037, 038, 039, 040. М.: Наука, 1984. 168 с.
- Льюлева С.А., Плаксина Г.Л., Горбунов В.С. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений эоцена и олигоцена Волгоградского Поволжья и их сопоставление с Бахчисарайским разрезом палеогена Крыма // Тектоника и стратиграфия. 1989. Вып. 30. С. 74-79.
- Лукашев В.К., Кузнецов В.А., Матрунчик Л.Н. Литологические фации кайнозоя запада Русской платформы. Минск: Наука и техника, 1974. 264 с.
- Майелл А.Д. Осадконакопление и тектоника размытой границы плит с косым скольжением: Канадский арктический архипелаг от 80 млн лет тому назад до настоящего времени // 27-й МГК: Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 94-104.
- Макаров В.Н., Симурзин В.Н., Туманов В.Р. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р.Колымы. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1984. 90 с.
- Макарова Р.К. Моллоски верхнего эоцена Ферганской впадины // Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана. Л.: Недра, 1970. Сб. № 9. С. 288-329.
- Макарова Р.К. Стратиграфия и моллоски олигоценых и нижнемiocеновых отложений Западного Узбекистана // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л. 1973.
- Макарова Р.К. Возраст и корреляция отложений сумсарского горизонта Ферганской депрессии // Новые данные по геологии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985. С. 144-151. (Тр. САИГиМС, Мин. геологии УзССР).
- Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 177 с.
- Макулбеков Н.М. Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука, 1977. 232 с.
- Макулбеков Н.М. Развитие и смена флористических комплексов палеогена Казахстана, Средней Азии и Монголии // Палеонтол. журн. 1927. № 3. С. 76-83.
- Малиновский В.Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита // Кайнозой центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 179-342.
- Мамедов Т.А. Нуммулитиды и орбитоиды эоценовых отложений Азербайджана и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Баку. 1967.
- Мамонтова И.Б. Палинологические критерии расчленения и корреляции палеогеновых и неогеновых отложений Амурсо-Зейской депрессии // Расчленение и корреляция осадочных толщ. М.: Наука, 1957. С. 20-59.
- Манькин С.С. Палеоген Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 203 с.
- Марулис Л.С., Савицкий В.О. О маркирующих горизонтах аракайской свиты района Большой Холмской антиклиналь // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 65-73.
- Маслун Н.В., Сельских В.К., Семенов В.Н. Верхнеэоценовые отложения Украинских Карпат и условия их формирования // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Украины. Киев, 1984. С. 115-122.
- Махарадзе А.И., Киласония З.Н. К литологии майкопской серии Мегрелии // Сообщ. АН ГССР. 1972. Т.68, № 3. С. 645-648.
- Межжик А.А. Третичные отложения Северного Хараулаха // Тр. НИИГА. 1958. Т. 80. С. 61-78.
- Мерклин Р.Л., Морозова В.Г., Столяров А.С. О биостратиграфии ископаемых отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133, № 3. С. 653-656.
- Мерклин Р.Л., Столяров А.С., Шаранов А.И. Стратиграфия олигоценых отложений Восточного Мангышлака // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 1. С. 15-23.
- Меркулова К.А. О границе палеогена и неогена в Западной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 51-60. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 135).
- Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л.: Гостехиздат, 1940. 276 с.
- Минакова Н.Е. Палеогеновые отложения (Кызылкумы и Бухаро-Каршинская область) // Стратиграфия Узбекской ССР. Ташкент: ФАН, 1966. С. 139-155.
- Миоцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора) / Ю.П. Баранова, И.А. Ильинская, В.П. Никитин и др. М.: Наука, 1976. 284 с.
- Михелис А.А., Зосимович В.Ю., Соколов И.П. Возраст и корреляция "наглинка" Киевского Приднепровья по палинологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 130-135.
- Мишаков Г.С. О скорости накопления осадков в Северо-Саха-

- линском седиментационном бассейне // Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 16–21.
- Морозова В.Г.* Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер // Тр. Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959. С. 277–293.
- Морозова В.Г., Столяров А.С., Тихомирова Е.С.* Биостратиграфия и литолого-фациальное строение нижнемайкопских марганцевосных отложений Южного Мангышлака // Сов. геология. 1968. № 7. С. 18–30.
- Мреватшвили Н.И.* Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978. 240 с.
- Мстиславский М.М.* Существуют ли в природе "классические осадочные" месторождения марганца чнатурского типа? // Геология рудных месторождений. 1985. Т. 27, № 6. С. 3–16.
- Музылев Н.Г.* Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону. М.: Наука, 1980. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 348).
- Муратов М.Н., Немков Г.И.* Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–23.
- Мчедташвили П.А., Шлезингер А.Е.* Новое местонахождение верхнеэоценовой флоры в Западном Казахстане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, № 3. С. 133–136.
- Неймшиев М.В.* Ритмостратиграфия и литология палеогеновых отложений Нарынской моноклинали (Северная Фергана) // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 38–51.
- Несвит Д.С.* Геология и нефтеносность Ильпинского полуострова восточного побережья Камчатки // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л. 1967. С. 115–144. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 254).
- Несмеянов С.А., Решетов В.Ю., Шмидт Т.А.* О фауне и возрасте нового местонахождения палеогеновых млекопитающих Киргизии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 2. С. 83–86.
- Никитина Ю.П.* О майкопских отложениях Южно-Эмбенского нефтеносного района // Науч. докл. высш. шк. Сер. геол.-геогр. наук. 1958. № 3. С. 90–91.
- Никитина Ю.П.* Стратиграфия и фации палеогеновых отложений северной части Азово-Кубанской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962, Т. 37, вып. 2. С. 48–61.
- Никитина Ю.П.* Корреляция региональных стратиграфических схем палеогеновых отложений бассейна Нижнего Дона. М.: Госгеолгиздат, 1963. С. 148–163. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 38).
- Никитина Ю.П.* Микрофауна майкопских отложений бассейна Нижнего Дона // Майкопские отложения, их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 52–65.
- Никитина Ю.П.* Биостратиграфия палеогеновых отложений юго-востока Русской платформы и Скифской плиты // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новочеркасск. 1972. 46 с.
- Никитина Ю.П.* Бассейн Нижнего Дона, Сало-Маньчское междуречье, Южные Ергени // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 175–183.
- Никитина Ю.П., Волчегурский Л.Ф., Магретова М.Д., Маркова Т.П.* Стратиграфия и фации палеогеновых отложений междуречья Эмба-Уил (восточная часть Прикаспийской впадины) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, № 4. С. 71–82.
- Никифоров Б.М., Борисенко Н.Н.* Стратиграфия эоценовых отложений северных и восточных районов Западного Предкавказья. М.: Недра, 1969. (Тр. Краснодар. фил. ВНИИ-нефть; Вып. 19).
- Николаева С.К., Прусова И.А.* Палеоген северо-западного Уступта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 3. С. 35–46.
- Носовский М.Ф.* Палеогеновые отложения Северного Причерноморья (Южная Украина) // Геология и рудоносность Юга Украины. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1970. Вып. 3. С. 3–41.
- Носовский М.Ф.* Северное крыло Причерноморской впадины и южный склон Украинского щита // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 125–139.
- Носовский М.Ф., Коненкова И.Д., Богданович Е.М.* О границе эоцена и олигоцена на юге Украины // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1984. С. 82–90.
- Носовский М.Ф., Ярцева М.В.* Палеогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 173–186.
- Объяснительная записка к геологической карте Киргизии. Масштаб 1: 500 000. 1982.
- Овечкин Н.К.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 77. 269 с.
- Ольштынская А.П.* Позднеэоценовые диатомовые водоросли и силикофлагеллаты северо-востока Украины // Геол. журн. 1977. Т. 37, вып. 3. С. 46–52.
- Ощипенко Б.А., Сократов Б.Г.* К стратиграфии верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений и палеогеографии Предкавказья в позднем эоцене и в раннем олигоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 10. С. 131–143.
- Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. 263 с.
- Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др.* Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.
- Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.
- Палеонтологический сборник. Львов: Вища школа, 1987. № 24. 104 с.
- Палыбин И.В.* Материалы к третичной флоре Армении // Президенту АН В.Л. Комарову. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1939.
- Пальшин Г.В.* Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья оз. Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 201 с.
- Панова Л.А.* Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной части Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л. 1967. 18 с.
- Панова Л.А.* Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной части Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 2. Тюмень. 1970. С. 121–132.
- Панова Л.А.* Палинофлоры позднего эоцена и раннего олигоцена Юга Европейской части СССР // Ежегодн. Всес. палеонтол. о-ва. 1987. Т. 30. С. 226–235.
- Панова Л.А., Малигонова Е.Ю., Табачникова И.П.* Миоспоры и наннопланктон эоцен-олигоценовых отложений северного борта Ахалских депрессии // Л.: Недра, 1984. С. 74–94 (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер; Т. 327).
- Пантелеев Ф.П.* Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1947. 122 с.
- Паффенгольц К.Н.* Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. Л.: Недра, 1979. 255 с.
- Пельтек Е.И., Чупахин А.А., Кондратьев Г.К.* Континентальные палеогеновые отложения юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского края // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 96–103.
- Петрушевская М.Г.* Палеобиогеография Норвежско-Гренландского бассейна // История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. С. 158–168.
- Петрушевский Б.А.* О подразделении третичной континентальной толщи Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1950. Т. 75, № 2. С. 271–274.
- Печенкина А.П.* Микропалеонтологическая характеристика нижней части олигоцена Крыма, Причерноморской впадины, Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей

- Юга Советского Союза. М.: Недра 1971 а. С. 104–115. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 31/39–32/40).
- Печенкина А.П.* Распределение верхнеэоценовых фораминифер в Бахчисарайском разрезе // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971б. С. 81–82. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 31/39–32/40).
- Печенкина А.П., Холодильникова Т.С.* Некоторые данные о стратиграфии палеогеновых отложений между речьями Волги и Урала по фауне фораминифер // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей Юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 25–36. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 31/39–32/40).
- Пинхасов Б.И.* Неоген-четвертичные отложения и новейшая тектоника Южного Приаралья и Западных Кызылкумов. Ташкент: ФАН, 1984.
- Плотникова М.И., Кардопольцева О.И., Салтыков О.Г. и др.* Стратиграфия и литология "водораздельных галечников" Марха-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна среднего течения р. Мархи. // Тр. ЯФ АН СССР. Сер. геол.; сб. 9. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 123–141.
- Полов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др.* История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10–39.
- Попов С.В., Титова П.В.* Двустворчатые моллюски аналогов соленовского горизонта Грузии // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 36–44.
- Попова М.С.* Палеогеновые и неогеновые пресноводные моллюски юга Советского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1963. № 7. С. 50–64.
- Потапова З.П.* Конгломератная и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена // 21-й МКГК: Граница меловых и третичных отложений. Проблема 5. Докл. сов. геол. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 202–209.
- Практическая палинстратиграфия / Под ред. Л.А.Пановой, М.В.Ошурковой, Г.М.Романовской. Л.: Недра, 1990. 348 с.
- Пронина И.Г.* Характерные фаунистические комплексы моллюсков из третичных отложений Ильпинского полуострова Камчатки // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л. 1967. С. 145–156. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 254).
- Пронина И.Г.* Биостратиграфия палеогена Ильпинского полуострова по моллюскам (Восточная Камчатка) // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 35–45.
- Прусова И.А.* К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Устьуртского прогиба // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев.: Наукова думка, 1964. С. 216–222.
- Путеводитель экскурсий. Часть I: Крым. XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум. М.: Гос. библиотека СССР. им. В.И.Ленина, 1971. 149 с. (ротапринт).
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.П.* Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
- Радищев А.А., Гуридов С.А.* Тектоническая активность территории Украинской ССР на рубеже эоцена-олигоцена // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. № 5. С. 26–28.
- Радзьявичюс А.С.* Зернистый глауконит меловых-палеогеновых отложений Юго-Восточной Прибалтики // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Минск. 1986. 22 с.
- Радищев Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е. и др.* Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–102.
- Размылова С.С.* Прикаспийская впадина // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 204–220.
- Ратман Е.Я.* Горы Средней Азии // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975. С. 93–206.
- Ратновский И.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1965. 326 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).
- Раюшкина Г.С.* Олигоценовая флора Мугуджар и Южного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1979. 123 с.
- Региональная стратиграфическая схема палеогена Азербайджана. Баку: Элм, 1989. 306 с.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВТГУ, 1978. 193 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974 г. Петропавловск-Камчатский: ПГО "Камчатгеология", 1982. 134 с.
- Решение Коллоквиума по микропалеонтологическому обоснованию границы эоцена и олигоцена на территории Юга СССР. М.: ВНИГНИ, 1970. 30 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 22 с.
- Решения Постоянной Стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145–154.
- Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: МСК СССР, 1981. 89 с.
- Решетов В.Ю.* Краткий обзор носорогообразных (Perissodactyla, Rhinocerotidae) палеогена Азии // Палеотерминология. М.: Наука, 1994. С. 149–182.
- Романовский Г.Д.* Материалы для геологии Туркестанского края. СПб. 1878–1890. Т. 1–3.
- Романовский Г.Д.* Краткий отчет (извлечения) из результатов ученых экспедиций, занимавшихся исследованием Туркестанского края в 1878 г. // Изв. Император. РГО. 1879. Т. 15, вып. 4.
- Рудкевич М.Я., Бочкарев В.С., Максимов Е.М.* Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. Тюмень. 1970. 141 с.
- Рулева Н.П.* Комплексы третичных радиолярий п-ова Камчатка // Систематика и стратиграфическое положение радиолярий. Л.: Недра, 1975. С. 87–92. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 226).
- Савицкий В.О., Сычева О.А., Грохотова Н.М.* О возрасте нижнеудейской свиты Углегорского района на Сахалине // Геологическое строение острова Сахалина. Тр. СахКНИИ. 1969. Вып. 21. С. 59–68.
- Садовская Н.А.* Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Ферганы на основании палинологических исследований // Узб. геол. журн. 1978. № 1. С. 28–41.
- Садоян А.А., Гаспарян И.Г.* О расчленении разреза палеогеновых отложений // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1975. Т. 28, № 2. С. 19–27.
- Салибаев Г.Х.* Моллюски верхней части ханабадских и сумсарских слоев Таджикской и Ферганской депрессий. Душанбе: Дониш, 1972. 124 с.
- Салибаев Г.Х.* Стратиграфия и моллюски нижней части массагетской серии Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 140 с.
- Салибаев Г.Х.* Стратиграфия и палеогеография позднего эоцена восточной части Средней Азии на основании изучения двустворчатых моллюсков // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1987. 15 с.
- Салибаев Г.Х., Ашуров А.А., Махматов А.Б. и др.* Биостратиграфическая характеристика опорных разрезов палеогена Таджикского региона. Душанбе: Дониш, 1995. 163 с.
- Самойлова Р.Б.* О некоторых новых и характерных видах фораминифер из верхнего палеогена Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, № 4. С. 77–101.
- Саркисян О.А.* Палеоген Севано-Ширакского синклиниория. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1966.
- Седых А.К., Пдолян В.И., Климова Р.С.* К стратиграфии угленосных отложений кайнозоя Приморья // Стратиграфия

- кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток. 1977.
- Селин Ю.И.* Стратиграфия и моллоски олигоцена Большетокмакского марганцеворудного района. М.: Недра, 1964. 210 с.
- Семенов В.П.* Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1965. 279 с.
- Семенов Г.И., Столяров А.С.* О корреляции разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 2. С. 84–95.
- Семенов Г.И., Столяров А.С.* Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 2. С. 70–83.
- Серова М.Я.* Миллиолиты палеогеновых отложений Арало-Тургайской низменности // Вопросы микропалеонтологии. 1960. № 3. С. 83–131.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеогеновых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 94 с.
- Серова М.Я.* Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 101–114.
- Серова М.Я.* Граница эоцена и олигоцена в разрезе палеогеновых отложений севера Тихоокеанской провинции // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1976. С. 118–128.
- Серова М.Я.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 323).
- Серова М.Я.* Зональная шкала палеогена Северной Пацифики по планктонным и бентосным фораминиферам // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В–III. Подсекция кайнозой. М.: Наука, 1979. С. 104–108.
- Серова М.Я.* Поздний палеоген Сахалина и Камчатки (фораминиферы, корреляция, возраст) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 58–72.
- Серова М.Я.* Палеоген северо-западной части Тихоокеанской провинции и проблема границы эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 24–34.
- Серова М.Я.* Морской олигоцен в разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 86–89.
- Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н.* Палеоген южной части о.Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Серова М.Я., Волобуева В.И., Устинов Н.В.* Палеоген Корякского нагорья (ионайская свита) // Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток. 1977. С. 86–96.
- Сидоренко А.В.* (ред.). Атлас палеогеоморфологических карт. М.: Наука, 1983. 60 с.
- Ситилов Б.Б.* К характеристике начальной фазы эпиплатформенных тектонических движений в Центральных Кызылкумах // Докл. АН УзССР. 1967. № 11. С. 42–44.
- Смирнова М.Н.* О некоторых особенностях распределения малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 1. С. 104–110.
- Соколов Н.А.* Нижнетретичные отложения Южной России // Тр. Геол. Ком. СПб. 1893. Т. 9, № 2. 328 с.
- Сомов В.Д.* Горизонты олигоцена Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1965 а. Т. 161, № 6. С. 1393–1396.
- Сомов В.Д.* Пшехский и полбинский горизонты в Центральном и Восточном Предкавказье. М.; Недра, 1965б. (Тр. Сев.-Кав.НИИ; Вып. 18).
- Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.* Новосибирск: Наука, 1984. 209 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Степанов Н.С., Алексеев В.Я., Сабиров Т.К., Сычкин Г.И.* Новые данные о распространении на Урале морских эоценовых отложений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 3. С. 142–144.
- Степанов Н.С., Сычкин Г.И.* Карст как коллектор информации о геологической истории горной страны (на примере западного склона Урала) // Изв. Всес. геогр. о-ва. 1981. Т. 113, вып. 1. С. 52–55.
- Столяров А.С.* Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака // Бюл. научн.-техн. информ. МГИОН. 1958. № 3. С. 8–10.
- Столяров А.С.* Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 5. С. 55–78.
- Столяров А.С.* К проблеме палеотектонического анализа "древних некомпенсированных" прогибов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 137–141.
- Столяров А.С.* Палеогеография Предкавказья Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 4. С. 64–80.
- Столяров А.С., Иалева Е.И.* О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 52–66.
- Столяров А.С., Иалева Е.И.* Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 6. С. 70–83.
- Столяров А.С., Коченов А.В.* Металлоносность майкопских отложений Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 2. С. 161–172.
- Стотланд А.В.* Микрофитопланктон верхнекиевской подсвиты Киевского Приднепровья // Ископаемая фауна и флора Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 135–143.
- Стотланд А.В.* К вопросу о палинологической характеристике межгорской свиты в Киевском Приднепровье // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1984. С. 144–149.
- Стотланд А.В.* Корреляция олигоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины по динофлагеллатам // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наукова думка, 1986. С. 60–64.
- Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.
- Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 523 с.
- Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 370 с.
- Стрелетова З.В., Лаухин С.А., Рыжов Б.В., Дубинчик А.И.* Опорный разрез кайнозоя на Яно-Омолоевском междуречье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 7. С. 48–63.
- Субботина Н.Н.* Распределение микрофауны в майкопских и хадумских отложениях Северного Кавказа. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1938. (Тр. НГРИ. Сер. А; Вып. 104).
- Субботина Н.Н.* Верхнеэоценовые лягениды и булимиды юга СССР // Микрофауна СССР. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953 а. Сб. 4. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 69).
- Субботина Н.Н.* Глобигериниды, ханткенииды, глобороталиды // Ископаемые фораминиферы СССР. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953 б. 294 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 76).
- Субботина Н.Н.* Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений Юга СССР // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Табачникова И.П.* Зональное расчленение эоценовых отложений Южного Приаралья по наннопланктону // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Вып. 305. С. 118–124.
- Тальвани М., Удищев Г.Б.* Тектоника дна океана // Геология дна Мирового океана: Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155–181.
- Тарасов А.С.* Ископаемые позвоночные мела, палеогена и неогена Северо-Восточной Киргизии и их стратиграфическое значение // Изв. АН КиргССР. 1968. № 2. С. 62–64.
- Татишвили К.Г.* Моллоски позднего эоцена и раннего олигоцена Ахалцихской депрессии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 206 с.
- Тер-Григорьянц Л.С.* Стратиграфическое расчленение майкопских отложений Северного Ставрополя // Геология и неф

- тегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 263–273. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 30).
- Тер-Григорьянц Л.С.* Фораминиферы майкопских отложений Ставрополя и их стратиграфическое значение // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 36–51.
- Тер-Григорьянц Л.С.* Белоглинский и хадумский горизонты Ставрополя (верхний эоцен – нижний олигоцен). Грозный. 1965. С. 261–285. (Тр. ГрозНИИ; Вып. 18).
- Тер-Григорьянц Л.С.* О возрасте газозоносных хадумских слоев Ставрополя. Грозный, 1977. (Тр. Сев.-Кав. НИПИнефть; Вып. 12).
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С.* Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–39.
- Турбин Л.И., Александрова Н.В., Конохов А.Т.* Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С. 256–268.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника Черноморской впадины // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3–20.
- Турдукулов А.Т.* Геология палеогена и неогена Северной Киргизии // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1983. 36 с.
- Тяжеева А.П.* К изучению третичных отложений планшетов 121, 131, 141 и 151 пятыверстной карты Урала. Уфа: Башгосиздат, 1937. 32 с. (Тр. Геолтреста; Вып. 5).
- Удинцев Г.Б.* Норвежско-Гренландский бассейн: Рифтогенез и океанизация // 27-й МК. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 51–57.
- Узнадзе-Дзебуадзе М.Д.* Эоценовая флора Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. 1948. Т. 4 (9).
- Унифицированная схема стратиграфии палеоэоценовых и эоценовых отложений юга Европейской части СССР // Тр. Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы мезозоя, палеогена и неогена Казахстана. Алма-Ата. 1971.
- Федорова В.А.* Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 46–54.
- Федотов В.В.* Новые данные по райчихинской флоре Зее-Буреинской равнины // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 1. С. 177–179.
- Федотов В.В.* Палеофлористические комплексы и стратиграфия райчихинского бурогольного месторождения // Вопросы биоистратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток. 1974.
- Фишко В.И., Заклинская Е.Д.* К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Зейско-Буреинской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 2. С. 25–43.
- Флеров К.К., Беляева Е.И., Яновская Н.М. и др.* Зоогеография палеогена Азии. М.: Наука, 1974. 299 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 146).
- Фортуна А.Б.* Палинологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений северо-восточной Ферганы // Новейшая тектоника восточной части горного обрамления Ферганской впадины. Фрунзе: Илим, 1981. С. 23–32.
- Фортуна А.Б.* Спорово-пыльцевые комплексы и стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северного Тянь-Шаня // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Фрунзе, 1983. 18 с.
- Фотьянова Л.И.* Кайнозойские флоры и климат Северной Пацифики // Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ, 1977. С. 66–85.
- Фотьянова Л.И.* Позднеэоценовая предтургайская флора древней Берингии // Ботан. журн. 1984. Т. 69, № 4. С. 425–436.
- Фотьянова Л.И., Серова М.Я.* Биостратиграфия палеогена Северо-Западной Камчатки (бухта Подкагерная) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 65–72.
- Фрадкина А.Ф.* Палинология палеогена и неогена на Северо-Востоке СССР // Палинология в СССР. М.: Наука, 1980. С. 84–85.
- Фрадкина А.Ф.* Палеоген и неоген низовьев р. Колымы по палинологическим данным // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–65.
- Фрадкина А.Ф., Камалетдинов В.А., Грищенко О.В.* Материалы к уточнению региональной стратиграфической схемы палеогена и неогена Нижнеангарской впадины // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 132–139. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Фрадкина А.Ф., Труфанов Г.В., Вакуленко А.С.* Эоцен Новосибирских островов // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 22–30.
- Халилов Д.М.* О пелагической фауне фораминифер палеогеновых отложений Азербайджана // Тр. Ин-та геологии АН АзССР. 1956. Т. 17.
- Халилов Д.М.* Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. I. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 326 с.
- Халилов Д.М.* Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. II. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 287 с.
- Халилов Д.М., Мамедова Л.Д.* Зональное подразделение палеогеновых отложений Азербайджана (филогения видового ряда важнейших родов фораминифер). Баку: Элм, 1984. 254 с.
- Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях проявления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Цветков В.П.* Палеоген и неоген Верхнеангарской и Ангаро-Кичерской впадин // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 124–128. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 593).
- Цирельсон Б.С.* Меловые и палеогеновые отложения Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 85–89.
- Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С., Казарина Г.Х. и др.* Состав и возраст кремнистых пород хр. Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б.* О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. С. 26–52.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976. 164 с.
- Челебаева А.И., Братцева Г.М.* К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. II. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 157–209 (ротапринт).
- Черняховский А.Г.* Континентальные третичные отложения южного окончания Южного Урала и продукты их выветривания // Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 103–138.
- Чирва С.А., Галеркина С.Г.* Палеоген севера Западной Сибири // Сов. геология. 1985. № 5. С. 80–87.
- Чирва С.А., Любомирова К.А.* Корреляция морского и континентального палеогена севера Западной Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск. 1973. С. 69–77.
- Шафиро А.Ш.* Новые данные по тектонике Северных Ергеней // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 10. С. 46–55.
- Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.

- Шеремета В.Г.* Остракоды палеогена Украины. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. 274 с.
- Шихлинский С.А.* Зональное расчленение нижнепалеогеновых отложений Араксинской зоны Малого Кавказа (Нахичеванская АССР) по планктонным фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Баку, 1985.
- Шmidt О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 77-67.
- Шmidt О.И.* Распространение морских ежей в кайнозойских отложениях Камчатки, Сахалина и Корякского нагорья // Кайнозой дальневосточных регионов СССР. Л. 1978. С. 162-166.
- Штемель Б.М.* Палеоботаническая характеристика палеогеновых отложений // История палеогенового угленакпления на территории Сахалина. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 68-100. (Тр. ЛАГУ АН СССР; Вып. 17).
- Штеренберг Л.Е.* Осадочные или гидротермально-осадочные марганцевые месторождения чиртурского типа? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 137-140.
- Шульц С.С.* (с дополнениями В.Н.Щербини). Третичные отложения Северной Киргизии // Геология СССР. Т.25: Киргизская ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1954. Ч. 1: Геологическое описание. С. 451-490.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия нижнего палеогена Крыма // Тр. ВСЕГЕИ. 1958. Вып. 10. С. 107-113.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М.: Госгеолтехиздат, 1960 а. 104 с.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и Крыма // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960б. С. 207-229.
- Шуцкая Е.К.* Пограничные слои эоцена и олигоцена Бахчисарайского района и описание характерных аномалиид. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 174-205. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 38).
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 70).
- Шуцкая Е.К., Носовский М.Ф.* Южное крыло Причерноморской впадины (Крым) // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 139-146.
- Щербак В.В.* Зона повышенных перспектив нефтегазоносности в майкопских отложениях Азовского моря // Газовая промышленность. Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. Реферативный сб. М.: ВНИИЭ-газпром, 1980. С. 1-7.
- Эвентов Я.С.* Западная часть Прикаспийской впадины // Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1956. Вып. 96.
- Эвентов Я.С.* Палеоген левобережья низового Поволжья, Волго-Сарпинского водораздела и Черных Земель // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1960.
- Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 182 с. (Тр. ГИН; Вып. 467).
- Язовский В.М.* Схема стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Северной Киргизии // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979. С. 3-16.
- Яновская Н.М.* Бронхотерии Монголии. М.: Наука, 1980. 219 с. (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. экспед.; Вып. 12).
- Янин А.Л.* Геологическая история Орского Урала в третичном периоде // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 4. С. 115-146.
- Янин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: МОИП, 1953. 734 с.
- Янин А.Л., Яхимович В.Л.* Палеогеновая и неогеновая системы Южного Урала и Предуралья // Геология СССР. Т. 13: Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 391-418.
- Яркин В.И.* К стратиграфии палеогеновых отложений Волго-Уральской области // Информационный сб. ВСЕГЕИ. 1959. № 11. С. 45-52.
- Ясаманов Н.А.* Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. М.: Недра, 1976. 142 с.
- Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Яхимович В.Л.* Стратиграфия третичных отложений Башкирского Предуралья и закономерности их размещения в связи с молодыми движениями земной коры // Кайнозой Башкирского Предуралья. Уфа. 1958. Т. I, ч. 2. 176 с.
- Яхимович В.Л.* Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозое. М.: Наука, 1970. 128 с.
- Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И. и др.* Магнито-стратиграфическая шкала кайнозоя Зайсанской котловины и ее биостратиграфическое обоснование. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 67 с.
- Akhmetiev M.A., Borisov B.A., Erofeev V.S., Tsekhovskiy Yu.G.* The Kiin-Kerish section (USSR, South-Eastern Kazakhstan, the Lake Zaisan basin) // Terminal Eocene events. Development in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 141-145.
- Anderson R.V.* Gretaaceous-Tertiary palynology of the Eastern side of the San Joan Basin, New Mexico // Bull. State Bur. Mines and Mineral. Res. 1960. Mem. № 6. P. 1-58.
- Asano K.* Some Paleogene smaller foraminifera from Japan // Tohoku Univ. Sci. Rep. 1958. 2nd ser. (Geol.). Vol. 29. P. 43-75.
- Asano K.* The Palaeogene. Geology of Japan. Tokyo: The Univ. of Tokyo Press. 1963. P. 129-140.
- Baldauf J. G., Barron J.A.* Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // NATO ASI Ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol.308. P. 575-607.
- Bleil U., Thiede J.* (Eds.) Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic // NATO ASI Ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol. 308. 823 p.
- Clark D.L.* Arctic Ocean ice cover: geological history and climatic significance // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 53-62.
- Coles R.L., Taylor P.T.* Magnetic anomalies // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 119-132.
- Cox A.* Geomagnetic reversals // Science. 1969. Vol. 163, № 3864. P. 237-245.
- Dawes P.R.* The North Greenland continental margin // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 211-226.
- Eldholm E., Myhre A.M., Sundvor El. et al.* Cenozoic evolution of the margins of Norway and Svalbard // Petroleum geology of the North European margin. London: Graham and Trotman. 1984. P. 3-18.
- Feyling-Hanssen R.W., Ulleberg K.* A Tertiary-Quaternary section at Sarsbukta, Spitsbergen, Svalbard and its foraminifera // Polar Res. 1984, N. s. Vol. 2. P. 77-106.
- Geology of Greenland / Ed. A. Escher, W.St. Watt // The geology survey of Greenland. Copenhagen. 1976. 603 p.
- Grantz A., Johnson L., Sweeney J. F. (Eds.)* The Arctic Ocean region. The geology of North America. 1990. Vol. 50. Geol. Soc. Amer., Boulder. 644 p.
- Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 257-288.
- Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A.* Canada Basin // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 379-402.
- Harbest W., Frei L., Jarrard R. et al.* Paleomagnetic and plate-tectonic constraints on the evolution of the Alaskan - eastern Siberian Arctic // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 567-592.
- Harland W.B., Armstrong R., Cox A. et al.* A Geologic Time Scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press. 1990. 263 p.
- Head. M.* A palynological investigation of Tertiary strata at Renardodden, W. Spitsbergen. Abstr. 6th. Intern. Palyn.Conf. Calgary. 1984. 61 p.
- Hornaday G.R.* Foraminifera from the Sacatee formation south of Refugio Pass, Santa Barbara County, California. // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1961, Vol. 37.
- Initial. Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. Vol. 38. 995 p.

- Jackson H.R., Forsyth D.A., Hall J.K. et al. Seismic reflection and refraction // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 153-170.
- Johnson G.L. Morphology and plate tectonics: the modern Polar Oceans // NATO ASI ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol. 308. P. 11-28.
- Kaiho K. Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 2. Correlation of the Paleogene system in Hokkaido and systematic paleontology // Sci. Repts Tohoku Univ. 1984. Vol. 55, № 1. P. 1-74.
- Kapellos C. Biostratigraphie des Gurnigelflysches mit besonderer Berücksichtigung der Nummuliten und des Nannoplanktons unter Einbeziehung des paläogenen Nannoplanktons der Krim (U.d.S.S.R.) // Mem. suisses Paleont. 1973. Editions Birkhäuser, Basel. Vol. 96. 128 p.
- Kitchell J.A., Clark D.L. Late Cretaceous-Paleogene paleogeography and paleocirculation: evidence of north polar upwelling // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1982. Vol. 40. P. 135-165.
- Kleinpell R.M., Weaver D.W. Foraminiferal fauna from the Gaviota and Alegria formation // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1963. Vol. 43. P. 1-45.
- Kristoffersen Y. Eurasia Basin // The geology of North America. 1990a. Vol. 50. P. 365-378.
- Kristoffersen Y. On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway // NATO ASI ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990b. Vol. 308. P. 63-76.
- Lagoe M.B. Interregional correlation of benthic foraminiferal faunas along the northeast Pacific Margin - climatic controls // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1984. Vol. 47. P. 77-89.
- Larsen H.Ch. The East Greenland shelf // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 185-210.
- Lawver L.A., Miller R.D., Srivastava S.P. et al. The opening of the Arctic Ocean // NATO ASI ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol. 308. P. 29-62.
- Lawver L.A., Scotese C.R. A review of tectonic models for the evolution of the Canadian Basin // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 593-618.
- Lipps J. Planktonic foraminifera intercontinental correlation and age of California Mid-Cenozoic microfossil stages // J. Paleontol. 1967. Vol. 41, № 4. P. 994-999.
- Livshic Yu.Ya. Tectonic history of Tertiary sedimentation of Svalbard // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. Vol. 72. P. 121-127.
- Mallory V.S. Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coast Ranges // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma. 1959. 416 p.
- Mallory V.S. Lower Tertiary foraminifera from the Media Agua Creek Drainage area Kern county, California // Univ. Washington. Seattle, Washington. 1970. 181 p.
- Manum S.B., Thronsdon T. Age of Tertiary formations on Spitsbergen // Polar. Res. N. s. 1986. Vol. 4. P. 103-131.
- Marincovich L., Brouwers E.M., Carter L.D. Early Tertiary marine fossils from northern Alaska: Implication for the Arctic Ocean paleogeography and faunal evolution // Geology. 1985. Vol. 13, № 11. P. 770-773.
- Marincovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.M. et al. Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 403-426.
- McDougall K. Paleoclimatological evaluation of Late Eocene biostratigraphic zonations of the Pacific coast of North America // Soc. Econ. Paleontol., Mineral. Monogr. 1980. № 2. 46 p.
- McDougall K. Upper Eocene to Lower Miocene benthic foraminifera from the Santa Cruz Mountains area California. Studies in Tertiary stratigraphy coast ranges // Geol. Sur. Prof. Pap. 1983. № 123. P. 61-82.
- McNeil F., Wolf I., Miller D. et al. Correlations of Tertiary formation of Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1961. Vol. 45, № 11. P. 123-178.
- Nordic Seas (Ed. Burton I.). Hurdle. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo. 1986. 777 p.
- Nottvedt A. Asledden delta sequence (Paleocene) on Spitsbergen - sedimentation controls on delta formation // Polar. Res. 1985. Vol. 3, № 1. P. 21-48.
- Pomerol Ch., Premoli Silva I. (Eds.). Terminal Eocene events. Development in Palaeont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier. 1986. 414 p.
- Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A. (Eds.). The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. 268 p.
- Radionova E.P. Diatoms in the Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Perapedhi section (Southern Cyprus) // Geological structure of the Northeastern Mediterranean. Historical Production - Hall Ltd. Jerusalem. 1994. P. 251-263.
- Rau W.W., Plafker G., Winkler G.R. Preliminary foraminiferal biostratigraphy and correlation of selected stratigraphic sections and wells in the Gulf of Alaska Tertiary Province // U.S. depart. of the interior, California. 1977. P. 1-54.
- Rouse G., Mathews W. Radioactive dating of Tertiary plant bearing deposits // Science. 1961. Vol. 133, № 3458. P. 18-25.
- Rouse G., Srivastava S. Detailed morphology, taxonomy and distribution of Pistillipollenites mcgregorii // Canad. Journ. of Botany. 1970. Vol. 48, № 2. P. 287-292.
- Serova M.Ya. The zonal scale of the Paleogene deposits of northwestern Pacific province and their correlation to the Tethys deposits // Tertiary correlation and climatic change in the Pacific. XI Pacific Sci. Congr., Tokyo. 1966. P. 21-27.
- Serova M.Ya. The Caucasina eocenica kamchatica of Northwestern Pacific // Progress micropaleontology / V.Takayanagi, T.Saito (Eds.). New York: Micropaleontol. Press, Spec. Publ., Amer. Mus. Nat. Hist. 1976. P. 314-328.
- Serova M.Ya. Karaginsky section (USSR, Karaginsky Island, East Kamchatka) // Terminal Eocene events / Ch. Pomerol, I.Premoli Silva (Eds.). Amsterdam: Elsevier. 1986. P. 147-151.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1975. Vol. 29. P. 743-755.
- Sobczak L.W., Hearty D.B., Forsberg R. et al. Gravity from 64° N to the North Pole // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 101-118.
- Sundvor E., Austegard A. The evolution of the Svalbard margins: synthesis and new results // NATO ASI ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol. 308. P. 77-94.
- Sweeney J.F., Sobczak L.W., Forsyth D.A. The continental margin northwest of the Queen Elizabeth Islands // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 227-238.
- Terminal Eocene events. Development in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier. 1986. 414 p.
- The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. 268 p.
- Thiede J., Clark D.L., Herman Y. Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the northern polar oceans // The geology of North America. 1990. Vol. 50. P. 427-458.
- Thiede J., Myhre A. and ODP Leg 151 shipboard scientific party. Recent advances in Arctic Deep-Sea drilling (ODP Leg 151) // Abstracts of the L.P.Zonenshain Memorial Conference on Plate Tectonics (Moscow, 17-20 November, 1993). 1993.
- Tozer E.T. Mesozoic and Tertiary stratigraphy, Western Ellesmere Island and Axel Heiberg Island, District of Franklin // Geol. Surv. Can. Paper 63-30. 1963. P. 135-168.
- Ujii N., Watanabe H. The Poronai foraminifera of the Northern Ishikari Coal-field, Hokkaido. Tokyo Kyoiku Daigaku (Tokyo Univ. of Education). 1960. Vol. 7, № 63. P. 117-136.
- Vorren T.O., Richardsen G., Knutsen S.M. et al. The Western Barents Sea during the Cenozoic // NATO ASI ser. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1990. Vol. 308. P. 95-118.
- Warren A.D., Newell J.H. Nannoplankton biostratigraphy of the upper Sacate and Gaviota Formation Aroyo el Bulito, Santa Barbara county, California. 51 Annual Meeting, Program Pacific Section, San Francisco, California. 1976.
- Wilson E.J. Foraminifera from the Gaviota formation east of Gaviota Greek, California // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1954. Vol. 30, № 2. P. 103-170.

Содержание

| | | | |
|---|-----|---|-----|
| Предисловие (<i>В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев</i>) | 5 | Регион XV. Таджикистан (Гаджикская депрессия и Памир) (<i>Р.М. Давидзон, А.М. Бронникова, В.И. Дронов, А.Б. Маххамов, Э.С. Олейник, М.З. Пулатова, Г.Х. Салибаев</i>) | 158 |
| Регион I. Украинские Карпаты и Предкарпатье (<i>О.С. Вялов, А.С. Андреева-Григоревич, Л.С. Башкиров, М.П. Габинет, С.П. Гавура, А.Д. Грузман, Н.В. Дабагян, В.В. Даньши, М.М. Иваник, С.С. Круглов, Я.О. Кульчицкий, П.Ю. Лозыняк, А.В. Максимов, Н.В. Маслун, А.С. Пилипчук, А.В. Поливцев, Л.Д. Пономарева, Л.М. Рейфман, С.Е. Смирнов, Я.В. Совчик</i>) | 10 | Регион XVI. Прикаспийская впадина (<i>В.Н. Беньямовский</i>) | 172 |
| Регион II. Запад Русской (Восточно-Европейской) платформы (Литва, Беларусь и Калининградская область России) (<i>А.А. Григалис, А.Ф. Бурлак</i>) | 21 | Регион XVII. Мангышлак (<i>А.С. Столяров</i>) | 178 |
| Регион III. Центр Русской платформы (Воронежская антеклиз и прилегающие районы) (<i>Ю.И. Иосифова, Е.А. Шулешикина</i>) | 31 | Регион XVIII. Северо-восточная часть Туранской плиты (Устюрт, Северное Приаралье, Тургай) (<i>Б.С. Цирельсон, А.В. Лосева, С.М. Бляхова, Л.Л. Кузнецова, М.С. Кунаев, Н.Ю. Чернобай</i>) | 183 |
| Регион IV. Молдова (<i>Г.М. Билинкис, П.Д. Букатчук</i>) | 44 | Регион XIX. Древняя Казахстанская суша (<i>В.С. Ерофеев, Ю.Г. Цеховский, М.А. Ахметьев, Л.А. Панова, Р.Б. Байбулатов, Г.Ф. Львев, Л.К. Диденко-Кислицына</i>) | 197 |
| Регион V. Юг Русской платформы (Днепро-Донецкая впадина и Припятский прогиб) (<i>В.Ю. Зосимович, А.Ф. Бурлак, В.С. Горбунов, В.А. Зелинская, Б.Ф. Зернецкий, М.М. Иваник, Е.Я. Краева, Н.В. Маслун, А.Б. Стотланд</i>) | 48 | Регион XX. Зайсанская впадина (Восточный Казахстан) (<i>В.А. Борисов, М.А. Ахметьев, В.С. Ерофеев, Л.А. Панова, Ю.Г. Цеховский</i>) | 207 |
| Регион VI. Северное Причерноморье и Крым (<i>А.А. Веселов, А.И. Гилькман, И.Д. Коненкова, В.А. Крашенинников</i>) | 53 | Регионы XVIII, XIX, XX. Общий обзор стратиграфии пограничных эоцен-олигоценых отложений Казахстана и геологических событий на этом рубеже (<i>В.С. Ерофеев, Ю.Г. Цеховский, Б.С. Цирельсон</i>) | 218 |
| Регион VII. Предкавказье и низовье Дона (<i>А.С. Столяров, Б.М. Никифоров, Ю.И. Алексеенко</i>) | 61 | Регион XXI. Предуралье (<i>В.Л. Яхимович</i>) | 222 |
| Регион VIII. Нижнее Поволжье и Северо-Западный Прикаспий (<i>Г.Л. Плаксина, Т.Б. Орлова, В.О. Жбанов, В.А. Мусатов, В.И. Курлаев, Е.Ф. Ахлестина, С.И. Застрожинов</i>) | 80 | Регион XXII. Западная Сибирь (<i>С.Б. Шацкий, В.А. Даргевич, П.П. Генералов, И.А. Кулькова, В.А. Мартынов, В.Н. Никитин, В.М. Подобина</i>) | 225 |
| Регион IX. Грузия (<i>Н.Ш. Салуквадзе, Е.А. Цагарели, Т.Т. Гавтадзе, М.В. Качарава, М.Ф. Хучуа, Ф.Д. Майсадзе</i>) | 87 | Регион XXIII. Сибирская платформа и ее северное и южное обрамления (<i>С.А. Лаухин, А.Я. Чупахин, И.А. Кулькова</i>) | 236 |
| Регион X. Армения (<i>А.А. Габриелян, С.М. Григорян, О.А. Саркисян, А.Е. Птухян, А.А. Садоян, Ю.А. Мартиросян, Р.Т. Джербашян, Л.Е. Маркосян, П.М. Асланян</i>) | 98 | Регион XXIV. Северо-Восток России (Якутия, Чукотка) (<i>А.Ф. Фрадкина, Г.С. Гусев, О.В. Гриненко, Л.П. Жарикова, Г.Г. Карташова, И.А. Кулькова, С.А. Лаухин, М.Д. Болотникова, А.Г. Аблаев, В.Г. Беспальий, Т.Д. Давидович</i>) | 249 |
| Регион XI. Азербайджан (<i>А.А. Али-заде, К.А. Али-заде, Х.А. Алиолла</i>) | 112 | Регион XXV. Приморье (хребет Сихотэ-Алинь), Приамурье (<i>В.Г. Варнавский</i>) | 257 |
| Регион XII. Туркменистан (<i>Л.Е. Невмирич, В.П. Калугин, А.П. Шевелева</i>) | 131 | Регион XXVI. Сахалин, Камчатка, Корьякское нагорье, Курильские и Командорские острова, внутренние моря Дальнего Востока (<i>Б.А. Сальников, М.Я. Серова, Н.Я. Брутман, В.И. Волобуева, Л.С. Жидкова, В.Н. Кузнецова, С.Х. Малконян, Л.А. Попова, И.Г. Пронина, В.И. Ремизовский, Л.В. Спирина</i>) | 268 |
| Регион XIII. Узбекистан (<i>Б.И. Пинхасов, Р.К. Макарова, Н.В. Авербург, Ш.Г. Саидходжаев, Б.Б. Ситдилов, Э.Ф. Цацир, В.Н. Юровских, И.Г. Беленькая, Н.И. Сакина, У.М. Расулов, С.Д. Морозов, Н.Д. Арапова</i>) | 139 | Регион XXVII. Арктический бассейн (<i>В.С. Зархидзе, Ю.А. Лившиц</i>) | 284 |
| Регион XIV. Кыргызстан (<i>А.Т. Турдукулов, А.Б. Фортуна</i>) | 151 | Summary | 297 |
| | | Литература | 299 |

Contents

| | | | |
|--|-----|---|-----|
| Introduction (<i>V.A. Krasheninnikov, M.A. Akhmetiev</i>) . . . | 5 | Pamir (<i>R.M. Davidzon, A.M. Bronnikova, V.I. Dronov, A.B. Makhkamov, E.S. Oleinik, M.E. Pulatova, and G.Kh. Salibaev</i>) | 158 |
| Region I. Ukrainian Carpathians and Fore-Carpathians (<i>O.S. Vyalov, A.S. Andreeva-Grigorovich, L.S. Bashkirov, M.P. Gabinet, S.P. Gavura, A.D. Gruzman, N.V. Dabagyan, V.V. Danish, M.M. Ivanik, S.S. Kruglov, Ya.S. Kul'chitskii, P. Yu. Lozynyak, A.V. Polivtsev, L.D. Ponomareva, L.M. Reifman, S.E. Smirnov, and Ya.V. Sovchik</i>) . . . | 10 | Region XVI. The northern Caspian Sea depression (<i>V.N. Ben'yamovskii</i>) | 172 |
| Region II. The western Russian (East European) platform (Lithuania, Byelorussia, and Kaliningrad region of Russia) (<i>A.A. Grigyalis, and A.F. Burlak</i>) | 21 | Region XVII. The Mangyshlak Peninsula (<i>A.S. Stolyarov</i>) | 178 |
| Region III. The central Russian platform (the Voronezh antecline and adjacent regions) (<i>Yu.I. Iosifova, and E.A. Shuleshkina</i>) | 31 | Region XVIII. The northeastern Turan platform (Ustyurt, the northern Aral Sea region, Turgay) (<i>B.S. Tsirel'son, A.B. Loseva, S.M. Blyakhova, L.L. Kuznetsova, M.S. Kunaev, and N. Yu. Chernobai</i>) | 183 |
| Region IV. Moldavia (<i>G.M. Bilinkis, and P. Ya. Bukatchuk</i>) | 44 | Region XIX. The Ancient Kazakhstan dry land (<i>V.S. Erofeev, Yu.G. Tsekhovskii, M.A. Akhmetiev, L.A. Panova, R.B. Baibulatova, G.F. Lychev, L.K. Didenko-Kislitsina</i>) | 197 |
| Region V. The southern Russian platform (Dnieper-Donets depression, Pripyat' trough) (<i>V. Yu. Zosimovich, A.F. Burlak, V.S. Gorbunov, V.A. Zelinskaya, B.F. Zernetskii, M.M. Ivanik, E. Ya. Kraeva, N.V. Maslun, and A.B. Stotland</i>) | 48 | Region XX. The Zaisan depression (Eastern Kazakhstan) (<i>V.A. Borisov, M.A. Akhmetiev, V.S. Erofeev, L.A. Panova, and Yu.G. Tsekhovskii</i>) | 207 |
| Region VI. The northern Black Sea region and the Crimea (<i>A.A. Veselov, A.I. Gil'kman, I.D. Konenkova, and V.A. Krasheninnikov</i>) | 53 | Region XVIII, XIX, XX. General review of stratigraphy of the Eocene-Oligocene transitional deposits of Kazakhstan and geological events at this boundary (<i>V.S. Erofeev, Yu.G. Tsekhovskii, B.S. Tsirel'son</i>) | 218 |
| Region VII. The Ciscaucasia and Don River lowerstream (<i>A.S. Stolyarov, B.M. Nikiforov and Yu.I. Alekseenko</i>) | 61 | Region XXI. Fore-Urals (<i>V.L. Yakhimovich</i>) | 222 |
| Region VIII. The Volga River lowerstream and northwestern Caspian Sea region (<i>G.L. Plaksina, T.V. Orlova, V.O. Zhbanov, V.A. Musatov, V.I. Kurlaev, E.F. Akhlestina, and S.I. Zastrozhnov</i>) | 80 | Region XXII. The Western Siberia (<i>S.B. Shatskii, V.A. Dargevich, P.P. Generalov, I.A. Kul'kova, V.A. Martynov, V.N. Nikitin, and V.M. Podobina</i>) | 225 |
| Region IX. Georgia (<i>N.Sh. Salukvadze, E.A. Tsagareli, T.T. Gavtadze, M.V. Kacharava, M.F. Khuchua, and F.D. Maysadze</i>) | 87 | Region XXIII. The Siberian platform and its northern and southern framings (<i>S.A. Laukhin, A. Ya. Chupakhin, and I.A. Kul'kova</i>) | 236 |
| Region X. Armenia (<i>A.A. Gabrielyan, S.M. Grigoryan, O.A. Sarkisyan, A.E. Ptukhyan, A.A. Sadoyan, Yu.A. Martirosyan, R.T. Dzhrbashyan, L.E. Markosyan, and P.M. Aslanyan</i>) | 98 | Region XXIV. The Russia North-East (Yakutia and the Chukchi Peninsula) (<i>A.F. Fradkina, G.S. Gusev, O.V. Grinenko, L.P. Zharikova, G.G. Kartashova, I.A. Kul'kova, S.A. Laukhin, M.D. Bolotnikova, A.G. Ablaev, V.G. Bepalyi, and T.D. Davidovich</i>) | 249 |
| Region XI. Azerbaijan (<i>A.A. Ali-Zade, K.A. Ali-Zade, and Kh.A. Aliyulla</i>) | 112 | Region XXV. The Russian Maritime (Sikhote-Alin' Range) and Amur River Regions (<i>V.G. Varnavskii</i>) | 257 |
| Region XII. Turkmenistan (<i>L.E. Nvmirich, V.P. Kalugin, and A.P. Sheveleva</i>) | 131 | Region XXVI. Sakhalin, Kamchatka, the Koryak Highland, Kuril and Komandor Islands, Far East marginal seas (<i>V.A. Sal'nikov, M. Ya. Serova, N. Ya. Brutman, V.I. Volobueva, L.S. Zhidkova, V.N. Kuznetsova, S.Kh. Malkonyan, L.A. Popova, I.G. Pronina, V.I. Remizovskii, and L.V. Spirina</i>) | 268 |
| Region XIII. Uzbekistan (<i>B.I. Pinkhasov, R.K. Makarova, N.V. Averborg, Sh.G. Saidkhodzhaev, B.B. Sitdikov, E.F. Tsatsir, V.N. Yurovskikh, I.G. Belen'kaya, N.I. Sakina, S.D. Morozov, and N.D. Arapova</i>) | 139 | Region XXVII. The Arctic basin (<i>V.S. Zarkhidze and Yu. Ya. Livshits</i>) | 284 |
| Region XIV. Kyrgyzstan (<i>A.T. Turdukulov, and A.B. Fortuna</i>) | 151 | Summary | 297 |
| Region XV. Tajikistan (the Tadzhik depression and | | References | 299 |

Научное издание

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И БИОТИЧЕСКИЕ
СОБЫТИЯ
ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА -
РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА
НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР**

**Часть I
Региональная геология
верхнего эоцена и нижнего олигоцена**

Труды, вып. 489
Основаны в 1932 г.

Ответственные редакторы:
Валерий Аркадьевич Крашенинников,
Михаил Алексеевич Ахметьев

Редактор И.М. Ерофеева
Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 15.10.96
Формат 60х90 1/8. Бумага гознак 90 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 47,2
Тираж 300 экз.
Тип. зак. №657, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43

