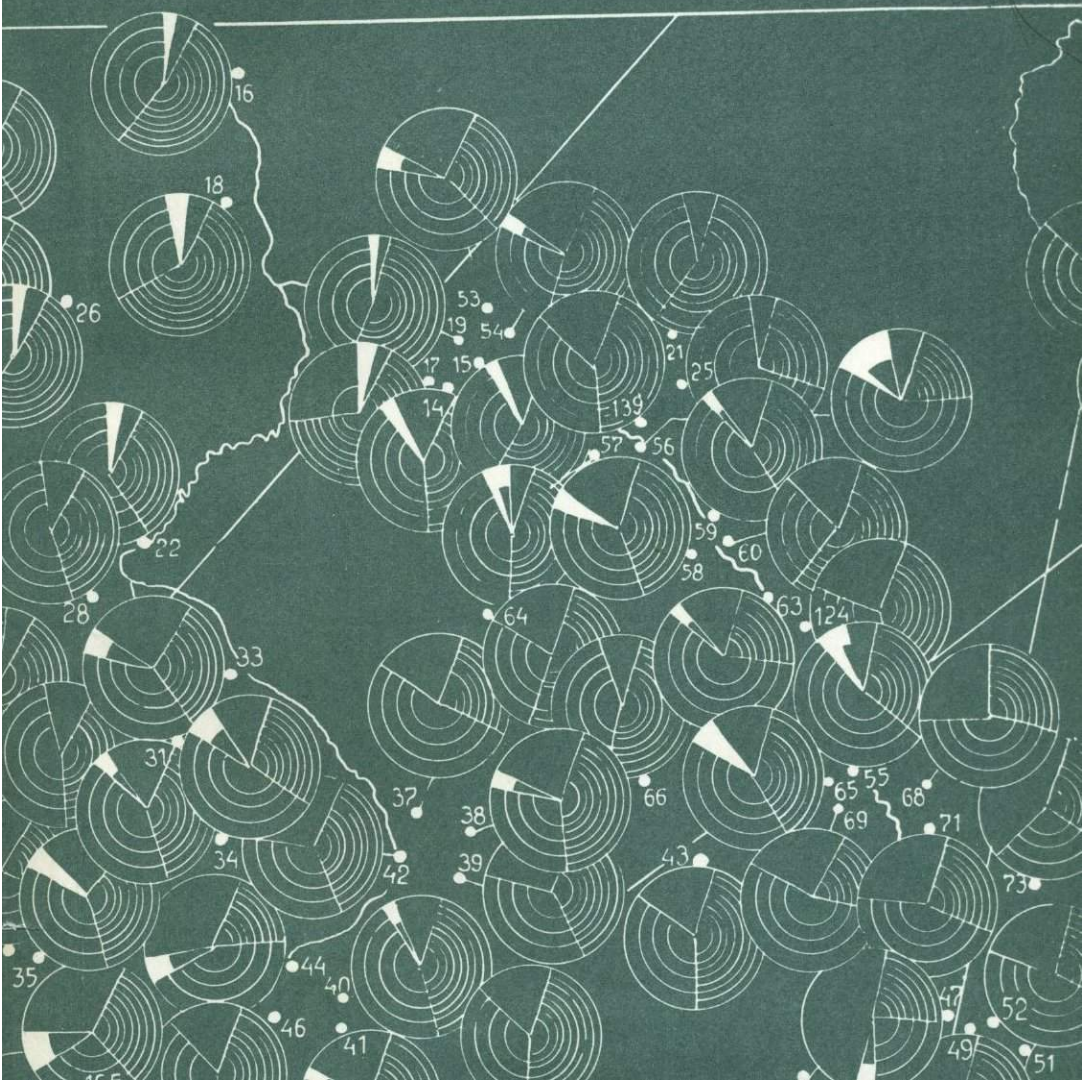


А.В. ГОЛЬБЕРТ

ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ



А.В.ГОЛЬБЕРТ

ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ



МОСКВА "НЕДРА" 1987



4893

Гольберт А. В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987 — 222 с., ил.

Впервые разработаны теоретические основы, задачи и методы региональной палеоклиматологии — нового направления палеогеографических исследований. Приведены результаты последовательной реализации методов региональных палеоклиматических реконструкций в воссоздании климатов юры, мела и палеогена крупнейших геологических регионов Сибири. Реконструированы интразональные (местные) климатические проявления для апта—эоцена Сибири. Рассмотрены основные черты эволюции палеоклиматов Сибири в мезозое и кайнозое, причины климатических изменений, а также значение региональной палеоклиматологии для прогноза нефти и газа, углей и бокситов в мезозое и кайнозое Сибири.

Для научных работников — геологов, географов, использующих методы палеогеографии.

Табл. 14, ил. 22, список лит.— 44 назв.

Рецензент: А. А. Величко д-р географ. наук (Институт географии АН СССР).

ВВЕДЕНИЕ

Развитие геологических знаний в последние десятилетия возродило интерес к некоторым научным дисциплинам, которые ранее казались отвлеченными или имели чисто историческое значение. К их числу принадлежит палеоклиматология. Вместе с тем благодаря исследованию климатов геологического прошлого крупных территорий, континентов и Земли в целом устанавливаются не только общие закономерности становления и развития климата планеты, столь необходимые для глубокого понимания и прогноза климатических изменений в ближайшем и отдаленном будущем (ибо нельзя исследовать будущее, не зная прошлого), но и ищутся доказательства глобальных тектонических гипотез (например, тектоники плит), эволюции геологических процессов и биосферы. Есть еще и очень серьезные основания полагать, что будущая глобальная и единая стратиграфия докембрия и фанерозоя будет в значительной мере климатостратиграфией. Не случайно поэтому в международных геологических программах все больше внимания уделяется палеоклиматическим исследованиям. Пример тому проекты № 58 («Среднемеловые события») и № 191 («Меловые палеоклиматы») МПГК (Международной программы геологических корреляций).

Наконец, палеоклиматы контролировали образование месторождений многих гипергенных полезных ископаемых, особенно таких, как бокситы, угли, соли, железные и марганцевые руды. Велика роль климата и в размещении крупных зон нефтегазообразования. Именно в этом — исключительно важное практическое значение палеоклиматических данных, причем ценность их качественно возрастает, если они добываются на конкретном региональном материале. Одновременно следует подчеркнуть, что локальный прогноз может основываться только на данных региональных палеоклиматических реконструкций, ставящих своей задачей определение параметров зональных палеоклиматов относительно небольших территорий с картированием местных (локальных) климатических проявлений.

Общая палеоклиматология и региональная палеоклиматология — суть разделы этой научной дисциплины. Первая имеет главной целью воссоздание климатов геологического прошлого очень больших территорий или планеты в целом. Эти исследования, какими бы блестящими по исполнению они не были, всегда мелко-масштабны и в силу этого базируются преимущественно на обобщенных геологических материалах — размещении некоторых формационных типов отложений (эвапоритовых, угленосных, ледниковых комплексов, так называемых литогенетических формаций и др.), схемах зоо- и фитогеографического районирования. Из частных (не обобщенных, «точечных») индикаторов палеоклимата выби-

раются наиболее яркие, «климатогенные», такие, как бокситы, соли, гипсы, угли, остатки стенотермных растений и животных и т. п. Изотопная палеотермометрия и палеоклиматическое моделирование приобрели в последние годы ведущую роль в построениях глобального масштаба. Определение схемы климатической зональности, т. е. размещение в тот или иной отрезок геологического времени крупных климатохорий — поясов и общая характеристика палеоклимата — главная задача общей палеоклиматологии. Примером такого рода исследований являются работы М. Неймайра, В. Кеплена, Л. С. Берга, К. Брукса, А. Н. Криштофовича, Л. Б. Рухина, М. Шварцбаха, Н. М. Страхова, В. А. Вахрамеева, А. А. Борисова, М. И. Будыко, В. М. Синицына, Н. А. Ясаманова, А. Б. Ронова, А. Н. Балуховского и многих других ученых.

Палеоклиматические реконструкции для четвертичного периода отличаются большей детальностью, использованием ряда весьма информативных индикаторов (ископаемые почвы, криолитогенез, археологические и исторические памятники и др.), возможностью статистически достоверных зоо- и фитоиндикаций, а также построениями на базе актуалистической модели климатов земного шара (К. Брукс, А. А. Величко, М. И. Будыко, В. Селерс, Н. Лэм).

Региональная палеоклиматология исследует палеоклиматы сравнительно небольших территорий типа геологический регион, палеобиогеографическая провинция и т. п. с определением и картированием не только крупных и мелких климатохорий — поясов, зон, подзон, но и интразональных (местных) палеоклиматов. Это всегда крупномасштабные исследования, и опираются они исключительно на конкретный региональный (местный) фактический материал. Исследования такого рода обязательно комплексные с изучением по возможности всего множества разнородных факторов главных геологических дисциплин, объединенных целостной системой операций анализа и синтеза. Использование актуалистической климатической модели в дочетвертичной региональной палеоклиматологии резко сужается. Перечисленными особенностями задачи и методика региональных палеоклиматических реконструкций качественно отличаются от задач и методов общей палеоклиматологии.

В практике палеоклиматических исследований нередко имеет место смешение задач и методов общей и региональной палеоклиматологии. Так, палеоклиматы небольших территорий, в том числе геологических регионов, иногда оцениваются на основе обобщенных геологических материалов — различных палеобиогеографических схем или данных одной-двух геологических дисциплин (литологии, палеоботаники и др.) или палеотермометрии. Такие построения всегда некондиционны независимо от того, насколько они удачны. Напротив, в построениях глобального масштаба некоторые методические приемы региональной палеоклиматологии применяются в палеоклиматическом изучении четвертичных отложений, слагающих сравнительно небольшую часть земной коры.

Охватить толщи дочетвертичных образований столь детальными и многоплановыми исследованиями — задача просто непосильная.

Взаимопроникновение задач и методов региональной и общей палеоклиматологии — лучшее свидетельство тому, что это не самостоятельные научные дисциплины, а лишь разделы палеоклиматологии. Их объединяют известная общность предмета и объекта исследования, а также принципиальное сходство главных методических установок — климатическая интерпретация индикаторов и памятников. Вместе с тем каждому из этих разделов палеоклиматологии свойственны свои особые задачи и методы исследования.

Основные положения предложенной автором в 1963—1965 гг. методики региональных палеоклиматических реконструкций базируются на климатической интерпретации, картировании (на палеогеографической основе региона) и синтезе данных трех групп геологических материалов: геологических формаций, частных индикаторов палеоклимата (породно-минералогических, геохимических, палеонтологических, палеотермометрии и др.) и данных палинологии с соответствующими приемами, облегчающими анализ и интеграцию массовых и разнородных факторов. Совместно с И. Д. Поляковой тогда были разработаны и главные методические приемы исследования и при участии В. Н. Сакса, Л. Г. Марковой и Ю. В. Тесленко использованы в воссоздании палеоландшафтов юры, мела и палеогена Сибири [23]. Впоследствии эта методика получила дальнейшее развитие. Автором, в частности, формулируется и реализуется на детальных палеоклиматических картах апта — эоцена Сибири методика воссоздания местных палеоклиматов; совместно с палеоботаниками А. В. Марковой, Ю. В. Тесленко, К. Н. Григорьевой, Л. Л. Ильенко и А. В. Скуратенко совершенствуется, детализируется и обосновывается легенда эколого-климатической специализации компонентов палинокомплексов, строятся весьма информативные палеофлористические карты [22].

Целью проведенных ранее и, главным образом, настоящего исследований являются дальнейшая разработка и обоснование методов дочетвертичной региональной палеоклиматологии на материалах по юре, мелу и палеогену двух крупнейших геологических регионов Сибири — Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Разработка проблем осуществлялась решением следующих задач:

1) оценить информативность и достоверность индикаторов и методов современной палеоклиматологии: данные литологии и геохимии, палеозоологии и палеоботаники, палеомагнитных построений и палеотермометрии применительно к задачам регионального масштаба; обосновать эффективность и неизбежность комплексного решения проблемы на основе климатической интерпретации, картирования и синтеза трех групп геологических материалов: геологических формаций, частных геологических индикаторов палеоклимата и палеоботанических;

2) обосновать принципиальную возможность и высокую эффективность использования в региональной палеоклиматологии для до-

статочно отдаленного геологического прошлого (мезозой, палеоген) материалов палеопалинологии, разработать операционные приемы климатического анализа и интеграции массовых палинологических данных, статистически достоверного определения положения границ климатохорий и основных параметров зональных климатов;

3) обосновать и разработать методику воссоздания и картирования интразональных (местных) климатических проявлений на основе анализа взаимодействия атмосферы с конкретной палеогеографической обстановкой исследуемой территории в тот или иной отрезок геологического времени.

В книге делается также попытка объяснить причины климатических изменений на мезо-кайнозойском этапе, высказывается климатический прогноз на ближайшие десятилетия. Заключительный раздел иллюстрирует значение региональной палеоклиматологии для прогноза нефти и газа, углей и бокситов в мезозое и кайнозое Сибири. В ней, однако, не рассматриваются богатый, но в значительной мере специфический опыт четвертичной палеоклиматологии и методы палеоклиматического моделирования, поскольку главная ее цель — сориентировать начинающего исследователя и геолога-практика на характер необходимого фактического материала и методы дочетвертичной эмпирической региональной палеоклиматологии; вооружить интересующегося читателя общедоступной технологией палеоклиматических исследований сравнительно небольших территорий.

Исследования проводились в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья Министерства геологии СССР (СНИИГГиМС, г. Новосибирск). Коллективу этого крупнейшего в стране института автор и посвящает свой труд.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ, ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Реальность познания климатов геологического прошлого, основные методологические предпосылки палеоклиматологии

Климат как многолетний режим погоды является одним из важнейших факторов географической среды, глубоко воздействующим на все экзогенные процессы в царствах живой и неживой природы. Именно он — первопричина природной зональности Земли, главных особенностей ее ландшафтов на континентах и в океанах. В равной мере это относится и к климатам геологического прошлого, что отражено в работах А. Гумбольдта, А. И. Воейкова, Н. Неймайра, В. В. Докучаева, Л. С. Берга, Б. Б. Полюнова, В. Кеппена, А. Н. Криштофовича, С. В. Калесника, В. Н. Сакса, Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, В. А. Вахрамеева, А. А. Борисова, В. М. Синицына, М. И. Будыко, Г. У. Менарда, А. А. Величко, А. П. Лисицына, Ф. Шепарда и многих других ученых. Классификации, количественные характеристики и зональность современных климатов рассмотрены в ряде работ Б. П. Алисова, Б. В. Полтарауса, А. А. Борисова, М. И. Будыко, С. П. Хромова, А. С. Монина, И. Ю. Шишкова, И. Блютгена и др.

В отличие от климата наших дней палеоклимат как процесс уже завершившийся не может быть определен путем непосредственного наблюдения и измерения. Его можно, однако, реконструировать, используя для этого различные косвенные признаки в составе, текстуре и облике осадочных и элювиальных образований, формировавшихся в геологическом прошлом вблизи дневной поверхности той или иной местности (и на морском дне) при воздействии определенного климата, а также по остаткам древних организмов, обитавших и развивавшихся под его непосредственным влиянием. В общем все экзогенные образования как органические, так и минеральные, развивавшиеся на поверхности Земли, несут на себе печать климата времени и места своего образования [28].

Однако признание самого факта «печати климата» — отражения его в составе экзогенных образований, строго говоря, не является необходимой и достаточной предпосылкой корректных палеоклиматических реконструкций. Нужно еще соблюдение по крайней мере двух условий: первое — влияние климата и его изменения должны отражаться в составе горных пород и ископаемых организмов единообразно и адекватно, второе — возможность если не отождествления, то хотя бы сравнения древних и современных типов выветривания и осадконакопления, а также таксонов или при

возможности целых сообществ (ценозов) древних фаун и флор с их современными гомологами — эквивалентными или родственными родами, видами и ценозами, экологические (в том числе климатические) характеристики которых известны. Эти два условия являются главной предпосылкой реконструкций климатов геологического прошлого. При этом второе условие является и единственной основой количественных оценок параметров палеоклиматов с любой степенью приближения и достоверности.

Соблюдение первого условия как будто очевидно из онтологического принципа причинности, т. е. каузальной природы зависимости между минеральными и органическими экзогенными образованиями и климатом; тем более, что главные его компоненты: величина солнечной радиации, термическая дифференциация (зональность), вытекающие только из солярной природы климата и формы Земли и независимые от других параметров движения ее вокруг своей оси и на орбите, сохраняются практически неизменными с самых ранних этапов ее истории, а если изменяются, то вполне закономерно и предсказуемо по своим последствиям. Климат Земли, указывает Б. С. Соколов, всегда был зональным; фигура планеты и ее движение с неизбежностью определяли его характер [30]. Второе условие требует дополнительного рассмотрения, хотя, начиная с самых ранних публикаций Р. Гука, В. М. Татищева, М. В. Ломоносова, Ч. Ляйеля, М. Неймайра, палеоклиматические оценки всегда базировались именно на данном положении.

В общем виде проблема сводится к установлению причин — процессов и явлений геологического прошлого по их следствиям — горным породам с заключенными в них окаменелостями. Решение подобных ретроспективных задач возможно только на основе гносеологического принципа актуализма Хаттона: настоящее есть ключ к познанию прошлого. Допустимость актуалистического подхода как метода познания процессов геологического прошлого и его составной части — сравнительно-исторического метода [19, 31] вытекает в первую очередь из непрерывного и унаследованного развития палеоклиматов. Как всякий природный феномен, климат развивается длительно и относительно устойчиво, поэтому основные закономерности, устанавливаемые для современного климата, могут быть распространены на климаты минувших эпох и использованы при их реконструкции. В подтверждение такого развития палеоклиматов в масштабе геологического времени В. М. Сеницын указывал на непрерывность жизни и наличие среди животных и растений таксонов, существовавших десятки и сотни миллионов лет и даже реликтовых ценозов [28]. В качестве примера биологической непрерывности можно сослаться на то, что с кембрия фауна морских беспозвоночных не претерпела принципиально важных изменений и находилась примерно на том же этапе эволюционного развития, что и современная. Во всяком случае все типы и большинство классов морских животных уже существовали [13]. Дж. Симпсон определяет средний геологический возраст родов двустворчатых моллюсков 80 млн. лет.

Еще большая стабильность присуща литологическим и фациальным типам отложений, которые, по крайней мере с позднего палеозоя, существенно не изменились [28]. Устойчивость биосферы как открытой системы и литолого-геохимических процессов на поверхности Земли отражает весьма постепенную, временами относительно быструю эволюцию физико-географической среды и не в последнюю очередь климата. Действительно, как и в современной географической оболочке Земли, в условиях теплого и влажного климата геологического прошлого процессы химического разложения горных пород происходили очень интенсивно и приводили к глубоким преобразованиям минеральных масс. Возникали так называемые высоkozрелые элювиальные и осадочные образования нередко с мономинеральными кварцевыми песками, каолиновыми и галлуазитовыми глинами, а в условиях жаркого влажного и переменновлажного климата формировались бескарбонатные красноцветные формации с бокситами. Для более прохладного постоянно влажного климата характерно угленакпление, только в таких условиях достигающее гигантских масштабов. В морских фациях при влажном жарком климате широкое развитие приобретают карбонаты, очень активно аутигенное минералообразование с накоплением местами рудных концентраций железа, марганца, фосфоритов, а при жарком сухом климате в лагунных фациях и на суше — карбонатных красноцветов, солей, ангидрита, гипса.

В условиях холодного и сухого климата, напротив, процессы химического разложения горных пород сильно ослаблены. Коры выветривания и осадочные образования в этих условиях оказывались низkozрелыми полимиктовыми, а глины в основном маловыщелоченными поликомпонентными с монтмориллонитом, смешаннослойными и псевдослойными алюмосиликатами — палыгорскитом и сепиолитом; каолинит отсутствует полностью. Карбонатность морских фаций холодноводных отложений весьма низкая, аутигенное минералообразование здесь прекращается почти полностью. Наиболее важными свидетелями ледового климата являются морены (и их древние аналоги — тиллиты), камы, озы и другие атрибуты ледниковых образований. Геологам хорошо известны геоморфологические свидетельства климатов прошлого (особенности строения рельефа, в том числе террас, берегов, следы колебания уровня замкнутых водоемов и др.). Климатический фактор в формировании осадочных пород на протяжении всей геологической истории Земли Н. М. Страховым, как известно, положен в основу общей теории литогенеза [33, 34].

Влияние климата сказывалось и на расселении и структуре сообществ растительного и животного мира. Давно замечено, что каждому типу климата свойственна характерная для него растительность: сообщество тропических растений имеет мало общего с растительностью умеренного климата, а последняя, в свою очередь, отлична от субтропической и арктической. Растительность влажного теплого климата густая, многоярусная, обладающая огромной биологической продуктивностью; в условиях сухого климата

растительный покров разрежен, приземист, низкой биопродуктивности. Общеизвестно, что климат является наиболее важным фактором, определяющим ареалы того или иного типа растительности, хотя имеются и другие регулирующие факторы, как-то эдафические, биотические и другие. Все элементы климата: тепло, осадки, свет — воздействуют на растительность одновременно, но в разных сочетаниях, создавая тем самым большое разнообразие условий ее существования. Тем не менее зональные типы растительности настолько тесно связаны с климатом и им обусловлены, что некоторые климатические классификации на них основываются по существу (В. Кеппен, Н. Н. Иванов, Г. Вальтер), а иногда и в номенклатуре (Л. С. Берг).

Расселение и систематический состав животных суши также во многом контролировались климатом. В условиях теплого климата они образуют и образовывали в прошлом сообщества, богатые в таксономическом отношении, в холодном — обедненные. В первом случае в большинстве классов особи видов крупные и яркоокрашенные, во втором — мелкорослые монотонной окраски. По морским организмам климатическая зональность выражается не так контрастно, поскольку обитатели моря испытывают воздействие климата через толщу воды, температура которой определяется не столько климатом, сколько ее гидрологическим режимом. Это, однако, не нарушает общую картину биогеографической зональности, обусловленной в первую очередь климатом и в частности — распределением тепла и влаги на поверхности планеты. В глобальном масштабе климатическая зональность по морским организмам проявляется особенно четко, что известно с первых зоогеографических построений М. Неймайра. В высоких широтах сообщества морских организмов беднее в систематическом составе, особенно в низких таксонах зоологической систематики, размеры особей небольшие, раковины беспозвоночных тоньше, бедно скульптурированные и бледноокрашенные.

Необходимо еще указать на ряд морфологических особенностей в строении организмов животных и растений, являющихся результатом адаптации их к определенным климатическим условиям (кожа рептилий и густой шерстный покров у теплокровных, кожистые листья ксерофитов, капельные острия листьев и гладкая кутикула у гигрофитов, годичные кольца у растений, произрастающих в районах с выраженными сезонными изменениями климата, и т. д.). Использование функционально-морфологического метода позволяет оценить эти адаптации на ископаемом материале и соответствующим образом интерпретировать его в климатическом аспекте. Некоторые исследователи (А. Н. Криштофович, С. В. Мейен, Р. Крейгель, В. А. Красилов, В. А. Вахрамеев и др.) считают такой подход к палеоклиматической интерпретации, например допалеогеновых флор (особенно палеозойских), если не единственно возможным, то по меньшей мере ведущим.

Таковы в самых общих чертах взаимозависимость между климатом и органическим миром в наши дни; так было сравнительно

недавно (например, в голоцене и плейстоцене, что установлено совершенно однозначно) и в достаточно отдаленном геологическом прошлом — в неогене, палеогене, на протяжении всей мезозойской эры и, по-видимому, в палеозое. Это определено следует из данных и мирового опыта исторической геологии, палеонтологии и палеогеографии. Более того, главной причиной изменения органического мира Земли многие исследователи считают именно климат.

В дополнение к сказанному отметим еще, что актуалистический подход допустим не только к климатической интерпретации геологических процессов прошлого и адаптивных признаков древних организмов. В известной мере он применим и к определению экологической толерантности древних таксонов органического мира на основе их систематического родства с современными видами. Ю. Одум указывает, что об экологии ископаемых организмов можно судить на основании того, что известно об эквивалентных им или родственных современных видах [20]. Организмы, имеющие сходный тип организации, должны быть сходны по характеру поведения и по экологическим признакам. Это основа современной палеоэкологии. В этом, в частности, проявляются единство и неизменность законов природы. Следует также согласиться с М. Шварцбахом в том, что степень надежности ископаемых животных и растений в качестве показателей климата возрастают, если в нашем распоряжении имеется большое число видов, целая флора или фауна. В таких случаях материал можно подвергнуть статистической обработке и сравнить с современной флорой и фауной [40]. Это уже может быть и базой количественных оценок параметров палеоклиматов. Уместно напомнить, что использование этого положения в палеоклиматологии имеет уже достаточно длительную и, безусловно, полезную историю, особенно начиная с классических исследований О. Геера по листовой флоре и Л. Поста в палинологии.

Поздний кайнозой является идеальным объектом для использования палеонтологических данных в целях реконструкции палеоклиматов, поскольку главные группы и многие роды кайнозойской фауны и флоры могут быть непосредственно связаны или даже отождествлены с современными таксонами. Здесь возможны прямые аналоги с хорошо известными нам биоценозами, в том числе растительными формациями. Но чем дальше мы уходим в глубь времен, тем меньшими становятся возможности для реконструкции палеоклиматов. Древние отложения в силу различных причин утрачивают многие первичные генетические признаки, в том числе те из них, которые используются как индикаторы климатических условий (в катагенезе все минералы глин, например, преобразуются в гидрослюда и хлорит). Органические остатки становятся все более непохожими на современные, нередко мы сталкиваемся с таксонами неустановленной систематической принадлежности. Поэтому во многих случаях делать определенные выводы об условиях образования осадков только по фауне или флоре очень рискованно, и лишь при наличии определенных физиологических или ана-

томических признаков организмов возможны более или менее уверенные заключения. Приходится все более и более считаться с эволюцией живой и неживой природы. Это отнюдь не дискредитирует и не сужает рамки применения актуализма как гносеологического принципа. Хорошо сказано у М. Руттена, что эволюция Земли, ее развитие до современного состояния обусловлены причинами, которые действуют и сегодня, и нет необходимости для их объяснения предполагать существование каких-то иных, ныне исчезнувших движущих сил; актуализм подразумевает лишь единство причин, а не постоянство условий или неизменность результатов. Время — союзник актуализма [26].

С развитием палеогеографии и укреплением ее фактуальной базы все большее значение в климатической интерпретации остатков ископаемых растений и животных приобретают ее собственные сведения об экологических требованиях вымерших таксонов, в том числе формальных. Полученная независимыми методами на самых разнообразных геологических объектах, эта информация становится все более значимой компонентой палеоклиматического анализа. Ярким тому примером может послужить история изучения пыльцы формального рода *Classopollis*. В палинокомплексах юры и мела эта пыльца, обладающая очень характерной морфологией, в большом количестве отмечается палинологами, особенно в тропической Индо-Европейской палеофлористической области. Долгое время растения, продуцировавшие эту пыльцу, оставались неизвестными. Но многие исследователи, в том числе автор этих строк, основываясь на данных палеогеографии, предполагали, что это были теплолюбивые ксерофиты [3, 23]. Высказывались, правда, и другие мнения, даже противоположные — что это мангровые растения (Г. К. Кондратьев). Сейчас установлено, что пыльца *Classopollis* принадлежит хвойным семействам хейролепидиевых. Это были несомненно теплолюбивые растения, доминировавшие в условиях семиаридного и аридного климата, где они образовали, скорее всего, низкорослые разреженные леса [4].

После фундаментальных исследований в середине века Г. С. Юри (Чикаго, США) в геологии широкое распространение получил изотопный метод определения температур среды обитания древних организмов по соотношению изотопов кислорода O^{18}/O^{16} в органогенном кальците (Г. Юри, Р. Боуэн, Г. Лоуэнстам, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин, С. Емилиани, Г. Стевенс, Б. Бухардт и др.). В СССР, помимо изотопной палеотермометрии, применяется также метод оценки палеотемператур по соотношению в раковинах организмов Са и Mg, разработанный К. Чейвом и усовершенствованный Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым.

Несомненно, величины палеотемператур среды обитания древних организмов (чаще всего это температуры воды в период роста раковин, по которым приблизительно оцениваются среднегодовые) для палеоклиматологии трудно переоценить. Тем не менее подобные методы могут рассматриваться только как вспомогательные, поскольку ими определяется лишь одна из многих характеристик

палеоклимата. К тому же за точность определений поручиться можно далеко не всегда, так как оба эти отношения зависят не только от температуры воды, но и от ее солености, степени вторичных преобразований органогенного кальцита и других факторов. Два неизвестных определяют уязвимость изотопной палеотермометрии: 1) карбонат кальция должен отлагаться в изотопном равновесии с внешней средой и 2) требуется знание изотопного состава кислорода воды древних морей. Первое из них более или менее успешно устраняется подбором соответствующей группы фауны (именно так образовывали свои раковины фораминиферы, серпулиды, брахиоподы и почти все моллюски). Второе требует введения поправок на «вводный фон» и «ледниковый эффект» (отклонение изотопного состава воды, в которой образовался CaCO_3 , от $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ в стандартной среднеокеанической воде — SMOW), определяемых посредством некоторых допущений (Р. Боуэн, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин, А. Хечт). Наконец, важно знать и особенности биологии исследуемых организмов (глубины обитания, миграции, режим построения скелетов и т. д.).

Исключительно важное значение при изучении климатов геологического прошлого в последние годы приобрели палеомагнитные исследования для определения положения магнитных полюсов и палеоширот. Они сводятся к определению остаточной намагниченности (склонения и наклонения) минералов в образцах горных пород, сохранивших ориентировку древнего магнитного поля Земли. Результаты таких анализов не подвержены влиянию ошибок, возникающих при использовании множества возможных, нередко противоречивых, геологических климатических индикаторов, и от них независимы, поскольку этот вид анализа основан на данных совершенно иной природы. Метод, правда, подразумевает определенные допущения относительно магнитного поля Земли в геологическом прошлом и природы намагниченности горных пород, особенно в связи с движением литосферных плит. Поэтому он не является абсолютно надежным, не дает окончательного решения всей сложности задачи определения палеоширот, но служит полезным аналитическим инструментом, который следует использовать вместе с обычными геологическими методами (Р. Н. Кропоткин, А. Кокс, Р. Долл, А. Н. Храмов, Л. Е. Шолпо и др.).

К реконструкции климатов геологического прошлого можно подойти и методом физической дедукции. Поскольку климат определяется радиационными, циркуляционными и влагооборотными процессами в их взаимодействии с рядом астрономических, физических и географических факторов (колебания солнечной радиации, движение Земли на орбите, распределение на ее поверхности суши и морей, движение материков, характер циркуляции вод, состав и состояние атмосферы), а их можно инструментально измерить, могут быть предложены математические формулы и достаточно сложные численные модели для расчетов (в том числе на ЭВМ) состояния и параметров палеоклиматов при заданных условиях, исходя из общей теории климата, объясняющей закономерности его фор-

мирования (М. И. Будыко, М. Е. Швец, Ю. Смагоринский и др.). Сами по себе и особенно в совокупности с геологическими (эмпирическими) свидетельствами палеоклиматов такие исследования оказываются весьма эффективными, особенно для недавнего прошлого. Классическими исследованиями такого рода по праву считаются труд В. Кёппена и А. Вегенера «Климаты геологического прошлого», работы К. Брукса, Ф. Кернер-Мерилауна. Из более поздних, базирующихся в основном на численных моделях климата, следует отметить работы Х. Шепли, А. Митчела, В. Селлерса, М. И. Будыко, А. А. Величко, А. С. Мони́на и Ю. А. Шишкова и др. В последние годы к расчетам математических моделей прибегают для прогноза грядущих климатов Земли (М. И. Будыко, А. А. Борисов, Г. Лэм и др.). Естествоиспытателям, особенно геологам, кому хорошо известна условность самых обстоятельных и детальных палеогеографических построений, должно быть понятно, сколь ненадежны и самые «точные» математические решения климатов отдаленного геологического прошлого. Поэтому подобные методы в палеоклиматологии также могут претендовать только на роль вспомогательных.

Итак, климаты геологического прошлого, в том числе весьма отдаленного, принципиально познаваемы, а проблема палеоклиматических реконструкций вполне реальна. Достоверность реконструкций при этом может достигать уровня самых обстоятельных и глубоко проработанных палеогеографических построений. Все минералогические, геохимические и фациальные признаки осадочных и элювиальных горных пород, а также морфологические, экологические и биоценотические особенности ископаемых организмов, их ориктоценозов и целых фаун и флор являются хорошими показателями климатов давно минувших эпох. Геологические документы, следовательно, образуют фактуальную базу палеоклиматологии.

Из приведенного обзора основных методов палеоклиматологии следует также, что каждый из них наряду с определенными преимуществами обладает и известными недостатками по своей информативности и надежности. Интеграция данных нескольких независимых методов улучшает качество и достоверность реконструкций не только за счет простого увеличения суммы информации, но также за счет расширения спектра фактов и возможности получения области перекрытия данных независимых методов («доверительный интервал»), в которой располагаются наиболее достоверные определения и оценки в условиях практически полного исключения систематической статистической ошибки и взаимоконтроля независимых данных. Лишь комплексный анализ различных показателей с обязательным учетом климатических факторов может обеспечить достоверность палеоклиматических реконструкций [5]. Синтез данных многих дисциплин создает, правда, большие трудности, но иного пути нет. Построение палеоклиматических карт, как указывал Н. М. Страхов [33], — задача первостепенной важности как в теоретическом, так и в практическом отношении. Приходится соглашаться с Ф. Дарлингтоном, который по поводу аналогичных

трудностей в зоогеографии, писал: «Кто может написать зоогеографию? Никто, если требуется непосредственное знакомство с предметом в полном его объеме. Ни один человек не может знать всех животных, всех частей света и всех дисциплин, связанных с зоогеографией. Но зоогеография должна быть написана, даже если нет столь разносторонне подготовленного человека» [11, с. 10]. А ведь палеоклиматология требует не менее разносторонних знаний! Выход — в выборе наиболее важной информации, в создании простых и эффективных методов ее анализа и синтеза. При этом исследование геологических свидетельств климатов прошлого, очевидно, может выполняться специалистами различных геологических дисциплин как задача самостоятельная.

Наконец, следует подчеркнуть необходимость для палеоклиматологии, как и любой другой геологической дисциплины, достаточно детальной геохронологии событий и объектов, ибо нельзя исследовать палеоклимат, не определив прежде всего, к какому времени он относится.

Основные задачи палеоклиматологии и особенности методики региональных палеоклиматических реконструкций

Современная палеоклиматология не позволяет судить о метеорологических условиях тех или иных эпох геологической истории, не исключая поздний кайнозой, но она дает возможность составить общее представление о палеоклиматах, в том числе о главных их параметрах и изменениях в пространстве и времени на основании тех данных, которыми располагает геология континентов и океанов. Сегодня перед палеоклиматологией могут быть поставлены следующие конкретные задачи первостепенной важности:

1) реконструкция климатической зональности геологического прошлого Земли: определение географического размещения различных климатических поясов и, по возможности точно, положение их границ, а также более мелких климатохорий — зон и их рубежей, 2) определение типа климатов поясов и зон, т. е. главных особенностей в режиме температуры и атмосферных осадков.

Разрешающая способность методов современной палеоклиматологии позволяет вполне уверенно различать следующие типы палеоклиматов: по термическому режиму — жаркий, теплый (иногда с подразделением на умеренно теплый и умеренно холодный), холодный и ледовый, по балансу осадков и испарения — аридный и гумидный, в том числе равномерно- и переменновлажный. С меньшей достоверностью иногда выделяют климаты семиаридный и семигумидный.

Анализ разнообразных геологических материалов позволяет приближенно определить и другие характеристики зонального палеоклимата: 1) среднегодовую температуру, 2) годовую сумму атмосферных осадков и 3) сезонные изменения температуры (оцениваются по термическому градиенту полярных и экваториальных па-

леоширот) и влажности. При изучении климатов мезозоя и кайнозоя нередко еще удается подыскать в современных климатах земного шара наиболее близкие аналоги.

Как видим, круг задач, решаемых палеоклиматологией, достаточно широк, а если к этому добавить возможность оценок (качественно и количественно) изменений указанных характеристик палеоклиматов во времени и пространстве и их объяснение, значение этих данных трудно переоценить. Они дадут ценнейшую информацию к истории становления и закономерностям формирования современного климата Земли, к разработке общей теории климата как базы прогнозирования его изменений в ближайшем и отдаленном будущем. Климатические флуктуации могут быть положены и в основу всеобщей геохронологической шкалы докембрия и фанерозоя, использованы в глобальных корреляциях. Наконец, палеоклиматические реконструкции качественно улучшают научную базу прогноза гипергенных полезных ископаемых.

Указанные положения, совершенно очевидно, распространяются как на глобальные, так и на палеоклиматические построения для отдельных крупных территорий, например континентов, субконтинентов и даже геологических регионов. Естественно, с уменьшением исследуемой территории требования к комплексности и детальности работ усиливаются, поскольку исследователь сталкивается с более однородными природными условиями, чем при глобальных и субглобальных построениях. Особенно возрастают эти требования при исследовании палеоклиматов геологических регионов, которые в силу известной ограниченности территории могут целиком располагаться в одном климатическом поясе с достаточно близкими ландшафтами. Определение климатической зональности в этом случае непременно должно быть доведено до уровня зон (и подзон) с точным фиксированием их границ, а перечисленные выше характеристики палеоклиматов убедительно аргументированы. Это определяет необходимость использования комплексирования по возможности всех методов современной палеоклиматологии. Отсюда и качественно новое требование к исходному фактическому материалу: в анализ вовлекается все множество конкретных фактов, в том числе и маловыразительные в смысле индикации палеоклимата, а точки наблюдений должны образовывать достаточно густую сеть. Климатическая трактовка индикаторов в исследованиях регионального масштаба обязательно сопровождается анализом и элиминацией возможных искажающих влияний аклиматических факторов и процессов — тектоники, расчлененности рельефа, петрофонда, фациальных обстановок и других. Неизмеримо возрастет и требование к точности стратиграфических сопоставлений. Работа же с массовым и разнородным материалом требует простого и динамичного операционного метода его анализа и синтеза.

Наконец, видимо, только при региональных палеоклиматических реконструкциях может быть реализована задача воссоздания и картирования интразональных (местных) климатических проявлений на основе определения главных направлений перемещения воздуш-

ных масс (господствующих ветров) и взаимодействия атмосферы с другими факторами палеогеографической обстановки (распределение суши и моря, морские течения, палеорельеф и др.).

С позиции задач и методов общей палеоклиматологии обстоятельный и комплексный подход к проблеме палеоклиматов крупных территорий разработан и применен для воссоздания климатов мезозоя и кайнозоя Евразии В. М. Сеницыным [27]. Суть этого метода состоит в картировании на мелкомасштабных картах-схемах зональных литогенетических формаций, типов растительности палеозоохорий по наземным и морским животным. Палеоклиматические карты и характеристики зональных палеоклиматов являются синтезом этих вспомогательных схем и из них выведены. Исследования В. М. Сеницына — выдающееся явление современной общей палеоклиматологии, а его метод, несомненно, должен быть признан наиболее эффективным для построений в масштабах континентов, а также глобальных и субглобальных. Однако он не может рассматриваться как метод региональных палеоклиматических реконструкций и применяться в исследованиях регионального масштаба, поскольку опирается в основном не на местные геологические факты, а на данные высокого уровня обобщения. Таковы литогенетические формации — не конкретные (индивидуальные) геологические формации, а выделенные по климатическому критерию формационные типы отложений (здесь, кстати, просматривается методологическая погрешность: возникает ситуация логического круга — формации выделяются и картируются по климатическим признакам, а затем климат выводится из формаций), а также зональные типы растительности (исходные данные — тафофлоры, палинокомплексы и их анализ заимствованы из обобщений палеоботаников). То же относится и к анализу палеозоохорий. Отсюда некоторая схематичность границ и характеристик «природных зон» В. М. Сеницына. Подобные построения недостаточны при исследовании палеоклиматов меньших территорий, в том числе и относительно крупных геологических регионов.

По результатам и в методическом отношении определенный интерес представляют палеоклиматические построения для мезозоя и кайнозоя части территории Сибири и юга СССР Н. А. Ясаманова [43, 44]. Исследования этого автора базировались (с несущественными отличиями) на методе В. М. Сеницына, но отличаются использованием оригинальных данных палеотермометрии по кальций-магниевому отношению в раковинном кальците нескольких групп ископаемых. Кроме того, при воссоздании растительности геологического прошлого им широко применялись данные палинологии, в том числе климатическая интерпретация палинофлор посредством вычисления коэффициентов термофильности и ксерофильности, идея которых заимствована из работ А. В. Гольберта с соавторами [8, 22, 23].

Разрешающая способность метода Сеницына — Ясаманова вполне достаточна для глубоко аргументированных палеоклиматических реконструкций крупных территорий, особенно глобальных и суб-

глобальных. Однако при исследовании палеоклиматов сравнительно небольших территорий типа геологический регион он оказывается малоэффективным и совсем непригодным для воссоздания местных палеоклиматов. Подобные проблемы призвана решать региональная палеоклиматология, которая отличается от общей палеоклиматологии своими особыми задачами, методами исследования и используемым фактическим материалом. Перечислим эти различия. По задачам: 1) региональная палеоклиматология осуществляет палеоклиматические реконструкции для сравнительно небольших территорий типа геологический регион, палеобиогеографическая провинция и т. п., 2) определение климатической зональности при этом обязательно доводится до уровня мелких климатохорий — зон, подзон с точным фиксированием их границ, 3) только региональная палеоклиматология может ставить и решать проблему воссоздания интразональных (местных) палеоклиматов; по методам: 1) в анализ вовлекается все множество конкретных местных фактов, в том числе маловыразительных в смысле индикации палеоклимата — все они картируются на палеогеографической основе региона, 2) климатическая трактовка индикаторов обязательно сопровождается анализом и элиминацией возможных искажающих влияний аклиматических факторов и процессов, 3) существенно возрастает требование к точности стратиграфических сопоставлений; по фактическому материалу: 1) в региональной палеоклиматологии используются только конкретные местные геологические факты, которые должны образовывать достаточно густую сеть точек наблюдений, 2) использование геологических данных высокого уровня обобщения допустимо лишь в качестве сравнительного или контрольного материала на завершающем этапе исследования.

Основные положения предлагаемой в данной работе методики региональных палеоклиматических реконструкций, принятые и в более ранних публикациях [22, 23], состоят в картировании, климатической интерпретации и совокупном анализе на палеогеографической основе региона и сопредельных территорий трех групп геологических данных: индивидуальных геологических формаций, частных индикаторов палеоклимата (породно-минералогических, геохимических, палеозоологических, палеотермометрии и др.) и палеоботанических (главным образом палинологических, но непременно с учетом данных и выводов по листовым флорам). Построению собственно палеоклиматических карт предшествует, следовательно, составление серий вспомогательных карт или мелкомасштабных схем по каждой из этих групп геологических материалов.

На первый взгляд методы Синицына — Ясаманова и региональной палеоклиматологии почти аналогичны, но при ближайшем рассмотрении между ними обнаруживается качественное различие. Можно сказать: между этими методами имеется подобие, но никак не равенство. Главными особенностями принятой методики региональных палеоклиматических реконструкций являются анализ и картирование не обобщенных, но вполне конкретных геологических

объектов: индивидуальных геологических (осадочных) формаций в понимании Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, а не формационных типов отложений, как в методе Сеницына — Ясаманова. Не зональных типов растительности (в региональной палеоклиматологии это один из заключительных этапов исследования), а конкретных палинокомплексов и (или) тафофлор. Посредством построения карт частных геологических индикаторов палеоклимата на документальную и объективную количественную основу положен и климатический анализ (и синтез!) многочисленных фашиально-литологических и палеозоологических данных, месторождения и проявления некоторых «климатогенных» полезных ископаемых, минералогия глин, палеотемпературные определения по O^{18}/O^{16} и Ca/Mg и другие конкретные геологические факты. Построение этих карт на палеогеографической основе помогает избежать ошибок в климатической трактовке тех или иных индикаторов палеоклимата вследствие контроля общей палеогеографической ситуацией, объяснить некоторые кажущиеся аномалии. В качестве меры теплолюбивости и влаголюбивости древних фитоценозов и соответствующих характеристик палеоклиматов рассчитываются специальные математические показатели (коэффициенты термофильности и гигрофильности K_t и K_g [8, 22, 23]), благодаря которым достоверно устанавливаются границы фитоценозов, а следовательно, климатоценозов — поясов, зон, подзон. По средним значениям этих коэффициентов оцениваются мера различия палеоклимата каждой из выделенных климатоценозов, шаг изменения термичности и влажности палеоклимата при переходе из данной зоны в смежную; сравниваются адекватные зоны различных геохронологических уровней; рассчитываются соответствующие параметры зональных палеоклиматов на основе сравнения с уже установленными. В методическом отношении оригинальным является и воссоздание интразональных климатических проявлений, т. е. отличий палеоклиматов отдельных площадей региона в связи с особенностями палеогеографии.

Представляется, что предлагаемая методика региональных палеоклиматических реконструкций более совершенна и в операционном плане. Кроме того, на всех этапах исследования она доступна для проверки авторских построений и объективна в выводах.

КАРТИРОВАНИЕ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Общие положения

Понятие о геологических формациях как ассоциациях горных пород и их сочетаний относится к крупнейшим эмпирическим обобщениям наук о Земле. Советскими геологами оно успешно применяется в исследованиях различных геологических явлений (И. В. Круть, В. М. Сеницын).

Существует несколько определений понятия «геологическая формация». Соответственно неодинаковы принципы их выделения и классификации. Различают две главные концепции формационного анализа: «парагенетическую», или «эмпирическую» (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков; А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский и др.), и «генетическую» или «фациально-генетическую» (Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, Н. Б. Вассоевич, М. П. Тимофеев и др.) с дериватами последней — «тектонической» (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин) и «динамической» (В. И. Попов и его школа).

Периодически возникает острая полемика сторонников этих концепций, или последние, напротив, порой расцениваются как равноправные подходы к изучению одной и той же теоретической проблемы, и нередко делаются попытки их различных комбинаций с целью наиболее объективного решения вопроса [42]. обстоятельный анализ проблемы опубликован А. Л. Яншиным, В. И. Драгуновым, И. А. Вылцаном, В. М. Цейслером и О. А. Вотахом.

Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и их последователи под формацией понимают естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды). От смежных формаций данную формацию часто отделяет некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования [37].

Это определение раскрывает способ выделения формаций. Н. С. Шатский подчеркивал, что формации — прежде всего понятие тектоническое и общегеологическое, так как формации прежде всего связаны с определенными тектоническими формами. Характер формации определяется несколькими факторами: главным из них являются тектоника, тектонические процессы и движения, выражающиеся в рельефе и вулканизме и, следовательно, в мощности слоистых образований, в их составе, структуре и текстуре и др.; вторым фактором надо считать климат, косвенным образом связанный с тектоникой и являющийся одним из главных условий образования различных типов формаций; наконец, свойства формаций определяются также возрастом, временем их образования, что связано с общим развитием земной коры, особенно, вероятно, с общей термической ее эволюцией; далее изменения пород, входящих в формации, связаны с изменениями живого вещества, эволюцией организмов и т. д. [39]. Возрастной диапазон формаций примерно соответствует интервалу от подъяруса до отдела общей стратиграфической шкалы. Обычно они слагаются двумя-тремя и более региональными стратиграфическими подразделениями — свитами; мощность от первых десятков до тысяч метров. Номенклатура формаций, как отмечал К. В. Боголепов, исходит от наименования главных породных компонентов и особенностей строения. Одновозрастные формации, сопряженные в пространстве, образуют латеральные ряды, а в стратиграфической последовательности —

вертикальные ряды формаций. Латеральные и вертикальные ряды формаций являются ассоциациями более высокого уровня организации материи — парагенезисами формаций. Таковы, например, тектоно-седиментационные комплексы [6].

Полемизируя с последователями генетического направления, Н. С. Шатский указывал, что не генетическая близость и неопределенное нечто общее в происхождении объединяют породы одной формации, а их тесные парагенетические связи, которые в частном случае могут быть и генетической близостью [37]. Горная порода является парагенезисом минералов, а формация — парагенезисом пород. Подобно тому как горные породы характеризуются и систематизируются исходя из их минерального состава и строения (структуры, текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему составу и строению формации. Выяснение генезиса формаций является конечной важной задачей их изучения, но выделяются формации не по генезису, а по парагенезису [37].

Парагенезис возникает в результате проявления совокупности процессов, регулирующих осадконакопление в пределах данной структуры. Смена одной формации другой в большинстве случаев указывает на существенные изменения тектонического режима данной структуры, т. е. вертикальный формационный ряд следует рассматривать как литологическое выражение последовательности этапов развития структуры.

Развивая учение о формациях, Н. П. Херасков дает определение конкретной и абстрактной формаций (формационный тип). Последние являются некоторым обобщенным представлением, объединяющим родственные или тождественные конкретные формации самого различного возраста и распространенные в равнозначных тектонических структурах различных районов Земли. Н. П. Херасковым предложена тектоническая классификация формаций: платформенные, геосинклинальные и орогенные. Важными категориями формационного анализа являются понятия о патрических и аллофильных членах формаций.

Для целей настоящего исследования очень важно, что образование формаций происходит при условии длительно (до нескольких миллионов лет) сохранявшейся палеогеографической обстановки. Ввиду разнообразия факторов, влияющих на образование парагенезисов пород, а еще более в связи с разнообразием задач конкретные формации можно систематизировать различным способом. Для многих осадочных формаций, вероятно, возможно разделение их по климатам. Очевидно, соответствующие исследования смогут сдвинуть с «мертвой точки» вопрос о климатах геологического прошлого [37].

В. М. Цейслер в 1977 г. предложил понятие «фоновая ассоциация формаций» (формационный пояс Н. С. Шатского) — пространственно сопряженные формации, обладающие общими признаками, которые выражаются в сходстве литологического состава или в наличии у них общих признаков (фоновых), свидетельствующих

об образовании этих формаций в сходной физико-географической обстановке. Эта категория близка к пониманию термина «литологическая формация» А. Б. Роновым и В. Е. Хайным, а также к «литогенетическим формациям» В. М. Синицына. В. М. Цейслер считает, что образование фоновых парагенезов формаций обусловлено единством климатической обстановки в пределах структурного элемента ранга океан — континент. Ареалами фоновых ассоциаций формаций контролируется размещение многих важных групп осадочных полезных ископаемых (уголь, соли, фосфаты, бокситы, осадочные железные руды, осадочные руды марганца, строительные материалы и др.) [38]. Такие полезные ископаемые В. М. Синицын удачно назвал «климатогенными».

Принципиально иначе к формационному анализу подходят последователи «генетической» концепции. Н. М. Страхов, например, определяет формацию как парагенетический комплекс осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса [32]. Он характеризует формацию как полифациальную толщу осадочных пород, отражающую в своем составе длительно существующую физико-географическую обстановку и ее тектонический режим, т. е. как «ландшафтно-тектоническое сообщество пород» [33]. Н. М. Страхов указывал, что всякого рода эмпирически выделяемые в разрезе толщи, свиты, как бы ни бросались они в глаза, до проведения их фациального анализа и раскрытия условий их отложения еще не могут называться формациями, формационный анализ должен являться продолжением и углублением обычного фациального анализа, его, так сказать, высшей ступенью, соответственно более трудной задаче, перед ним поставленной, — выявлению естественных сообществ пород [32]. В самое последнее время развитие подобных идей сопровождается элементами системного анализа (М. С. Дюфур). При этом выразителем системы (формации) иногда принимаются даже аутигенные образования (В. С. Ерофеев и Ю. Г. Цеховский).

Изложение принципиальных позиций формационного анализа «парагенетической» и «генетической» концепций в виде авторских определений сделано совершенно сознательно, дабы сохранить их точность и одновременно с этим показать различия в понимании формаций и методике их выделения. Соблюдение духа и буквы определений той или иной концепции, очевидно, не может привести к однозначному расчленению одного и того же седиментационного бассейна на конкретные формации.

Применительно к целям исследований ретроспективного плана важно отметить, что для последователей школы Шатского — Хераскова формационный анализ есть один из начальных этапов геологического изучения седиментационных бассейнов, изучение формаций не входит в его задачу. Для последователей фациально-генетического направления формационный анализ есть заключительный этап исследования, он следует за фациальным и генети-

ческим изучением отложений. Отсюда вытекает, что «парагенетическая формация», выделяемая эмпирически по определенному набору признаков, объективна и являет собой овеществленный результат некоторой совокупности геологических процессов, т. е. может быть использована, скажем, в палеогеографических реконструкциях как реальный геологический факт. Использование же «генетических формаций» в решении подобных задач (например, литогенетических — климатических для воссоздания палеоклимата) методически не оправдано — алогично и субъективно. Видимо, это понимал Н. М. Страхов, который в своих планетарных палеоклиматических построениях не прибегал к анализу географического размещения осадочных формаций или их рядов, а делал это исключительно по частным породно-минералогическим индикаторам. А ведь первый путь несомненно предпочтительнее!

Критика в адрес «генетической» концепции в формационном анализе отнюдь не отрицает значительности вклада ее последователей и сторонников в изучение конкретных формационных типов. Полезным вкладом является, например, классификация формаций по составу терригенных пород на полимиктовые, мезомиктовые и олигомиктовые, выделение формациеобразующих и акцессорных компонентов в формации [33] и многое другое. Но главное достоинство методологии этой концепции состоит в том, что она не просто констатирует парагенезис (как этим нередко заканчивается исследование у сторонников парагенетического направления), а его объясняет, пытается определить процессы и обстановку тех или иных членов ассоциации (пусть даже произвольно выбранных комплексов!) и всей их совокупности. Последователи «генетического» направления поэтому несомненно преуспели в изучении геологических формаций и осадочных образований вообще.

Автор настоящей работы считает себя последователем школы Шатского — Хераскова в части главных аспектов учения о геологических формациях: определения понятия, методики выделения (именно эмпирически по смене парагенезов!) и в оценке формации как геологического явления. В «генетической» концепции ему импонируют: оценка формации как продукта определенной длительно существовавшей ландшафтно-тектонической области с господствовавшими в ней процессами [6, 22, 23]. Является ли это комбинацией с целью наиболее объективного решения вопроса — о том пусть судит читатель. Но именно в таком качестве геологические формации могут эффективно использоваться в палеогеографии как объективные факты.

В качестве показателей климатов геологического прошлого конкретные осадочные формации обладают рядом преимуществ перед всеми другими видами индикаторов:

1) тип геологической формации в силу своих имманентных свойств сравнительно просто и совершенно однозначно определяет тип палеоклимата: гумидный — аридный, теплый — холодный; красноцветная карбонатная или эвапоритовая формации, например, являются образованиями аридного климата, ничем иным они быть

не могут; олигомиктовая или мезомиктовая угленосная — только гумидного теплого, в аридном или семиаридном и холодном климатах такие формации образовываться не могут и т. п.;

2) формация — не единичный точечный индикатор, а множественный, комплексный, причем это множество закономерное, хотя образуют его признаки различной природы (фациальные, минералогические, геохимические, палеонтологические и др.); противоречивых признаков в одной формации быть не может (они могут появиться лишь на флангах формаций в составе аллофильных их членов);

3) поскольку формация — крупное геологическое тело, поддающееся картированию, а является она продуктом определенного ландшафта, смена одной формации другой в латеральном или вертикальном ряду может быть следствием изменения палеоклимата (хотя и не обязательно, так как климат не единственный определяющий элемент ландшафта); отсюда следует, что по ареалам формаций можно устанавливать и контролировать размещение палеоклиматических зон.

Нужно признать, что климатическая интерпретация конкретных формаций — дело более трудное, чем формационных типов, т. е. литогенетических или литологических формаций в понимании В. М. Сеницына, А. Б. Ронина и В. Е. Хаина при планетарных и субглобальных построениях, когда дифференциация природных условий максимальна, а латеральный ряд формаций полный — от аридных тропических до ледовых. В этом случае некоторые формации, климатический тип которых проявляется недостаточно ярко, могут быть определены по их месту в латеральном ряду. При региональных палеоклиматических реконструкциях этот путь если не исключается полностью, то, во всяком случае, резко сужается. В пределах геологических регионов, особенно при их расположении в высоких широтах, исследователь имеет дело с ограниченным числом формаций, притом нередко с формациями «безликими» терригенными сероцветными, образовавшимися в одном климатическом поясе. Климатическая интерпретация подобных формаций требует достаточно тонкого вдумчивого анализа.

Анализ осложняется тем, что многие признаки осадочных формаций, как справедливо указывал В. М. Сеницын, полигенны, т. е. являются результатом влияния как климата, так и тектонического режима или, наконец, их совокупным воздействием. Так, например, терригенно-полимиктовая формация может быть продуктом как холодного климата при низком выровненном рельефе, так и активного тектогенеза при теплом гумидном климате. Возможны другие примеры. В большинстве случаев правильно определить причину по следствию, т. е. оценить роль климатического или тектонического фактора по составу и строению конкретной формации можно посредством элиминации влияния тектоники: анализом фаций и мощностей осадков, гранулометрического состава, строения всего сообщества отложений и его патрических членов и других особенностей. Важное диагностическое значение при этом приобретают

особенности геохимии осадков, данные о минералогии глин и глинистых цементов, ассоциации аутигенных минералов, органические остатки, а также состав акцессорных компонентов формации, в том числе проявления различных гипергенных полезных ископаемых. Следует при этом иметь в виду, что климатический фактор отчетливо проявляется в литогенезе областей вялой тектоники, особенно на платформах, а тектонический — в подвижных участках земной коры.

Сказанное лучше всего иллюстрируется на примере климатической интерпретации осадочных формаций мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты, а также меловых и палеогеновых образований мезозойских прогибов Сибирской платформы. С различных методических позиций формационный анализ рассматриваемых отложений выполнялся В. П. Казариновым (мезозой и палеоген Западно-Сибирской плиты), К. В. Боголеповым (мезозой Сибири), а также А. В. Гольбертом (мезозой и кайнозой Западно-Сибирской плиты и мел — палеоген Сибирской платформы) [6, 22, 23]. В последнем случае анализ последовательно проводился в духе учения о геологических формациях Шатского — Хераскова.

В настоящей работе, равно как и в предыдущих публикациях, включающих формационный анализ как один из элементов палеоландшафтных и палеоклиматических реконструкций [22, 23], мы будем базироваться исключительно на авторских построениях. Это неизбежно еще и потому, что они оказались принципиально отличными от выводов как В. П. Казаринова, так и К. В. Боголепова.

Стратиграфические сопоставления делались на основе региональных стратиграфических схем, утвержденных МСК СССР.

Мезозойские и кайнозойские платформенные формации Западно-Сибирской плиты и их климатический анализ

Размещение и типы геологических формаций юры и неокома Западно-Сибирской плиты, а также мел-палеогеновых формаций плиты и Сибирской платформы показаны на рис. 1. Описание формаций Западно-Сибирской плиты сгруппировано по тектоно-седиментационным комплексам, которые отражают главные этапы тектонического развития структуры в мезозое и кайнозое [6]. Так, например, раннемеловому — сеноманскому этапу сравнительно интенсивных колебательных движений плиты, ознаменовавшемся высокой скоростью осадконакопления и геократическим режимом, в платформенном чехле отвечает наиболее мощный нижнемеловой — сеноманский тектоно-седиментационный комплекс. Длительному позднемеловому — палеогеновому этапу относительного тектонического покоя с малыми скоростями погружения плиты и седиментации и развитием обширной морской трансгрессии отвечает сравнительно маломощный верхнемеловой — палеогеновый тектоно-седиментационный комплекс и т. д. Осадочные формации в известной мере специфичны в каждом тектоно-седиментационном комплексе и занимают определенные структурно-фациальные (ланд-

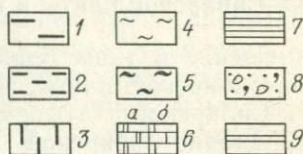
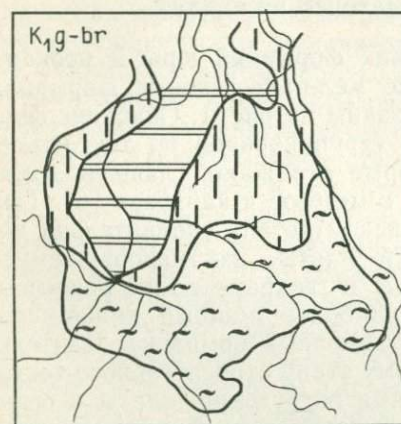
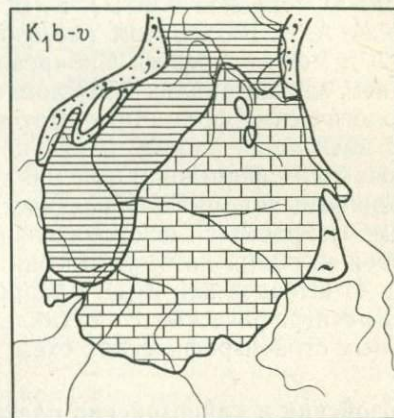
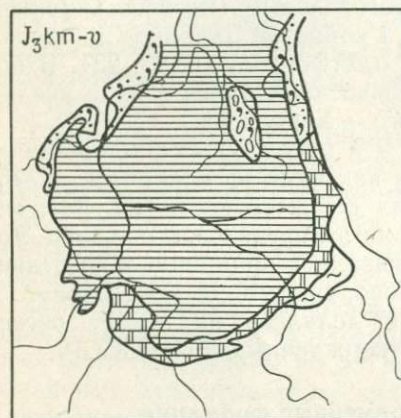
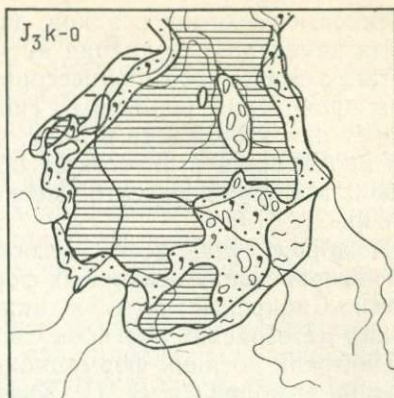
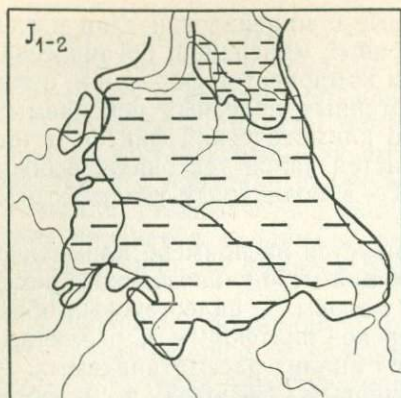


Рис. 1. Юрские и неокомские геологические формации Западно-Сибирской плиты. По А. В. Гольберту и др. (1968 г.)

Формации влажного умеренно теплого климата: 1—терригенно-полимиктовая угленосная, 2—терригенно-полимиктовая глинистая, 3—терригенно-мезомиктовая угленосная; формации жарко-засушливого климата: 4—терригенно-полимиктовая пестроцветная, 5—терригенно-мезомиктовая пестроцветная; формации морские теплых вод засушливого климата: 6—терригенно-известковая [субформации—терригенно-известково-мезомиктовая (а) и терригенно-известково-олигомиктовая (б)], 7—черных битуминозных аргиллитов; формации преимущественно морские теплого влажного климата: 8—терригенно-глауконитовая, 9—терригенно-мезомиктовая

шафтно-тектонические) зоны. Представлены они парагенетически связанными друг с другом образованиями определенного строения и вещественного состава как в части основных формациеобразующих компонентов — горных пород, так и связанных с ними полезных ископаемых. От смежных формаций данную формацию часто отделяют четкие, улавливаемые визуальными границами, свидетельствующие об изменении условий осадкообразования.

Тектоно-седиментационные комплексы мезо-кайнозоя Западно-Сибирской плиты и слагающие их формации описаны [6, 23]. В данной работе поэтому будут приведены лишь общие характеристики этих объектов и те особенности их состава, которые более или менее четко отражают климатические условия образования отложений, сделаны соответствующие выводы.

Нижне-среднеюрский тектоно-седиментационный комплекс. В основании платформенного чехла на большей части территории Западно-Сибирской плиты залегает толща континентальных угленосных отложений нижней и средней юры (тюменская, итатская, макаровская, лангурская, глушинская, яны-маньинская, тольинская, моурыньинская свиты). В Полярном и Приполярном Зауралье, а также на юго-востоке плиты угленосные отложения формировались и в начале поздней юры (келловей, ранний оксфорд — обская серия Зауралья, наунакская свита на юго-востоке плиты). На северо-востоке низменности (в Усть-Енисейской впадине) нижне- и среднеюрские отложения формировались в основном в прибрежно-морских условиях. Но и здесь среди аргиллитов и глин содержится прослой песчаных пород полимиктового состава, гравелитов и конгломератов, а также местами прослой бурых углей.

Нижне-среднеюрская угленосная толща с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на дислоцированных угленосных отложениях рэт-лейаса или непосредственно на кристаллических породах фундамента. В основании ее часто содержится горизонт базальных конгломератов или гравелитов мощностью до 20—25 м. Общая мощность угленосной толщи на юго-востоке 1100 м, а на севере плиты — 1400 м и более.

Отложения нижней — средней юры объединяет ряд общих признаков. Все это — терригенные, преимущественно угленосные песчано-глинистые породы с прослоями гравелитов и конгломератов. Обломочный материал слабо окатан, плохо отсортирован, полимиктового состава. Среди минералов глин преобладают каолинит и гидрослюда. Отложения образовались в течение ранне-среднеюрского этапа тектонического развития Западно-Сибирской плиты, ознаменовавшегося весьма активными дифференцированными колебательными движениями и довольно высокой скоростью ее погружения. В пределах седиментационной области плиты в это время существовал еще довольно контрастный эрозивно-тектонический рельеф, а Урал и Алтае-Саянская складчатая область представляли собой, по-видимому, горные сооружения с абсолютными отметками до 1000—2000 м. Сибирская платформа и Казахская

складчатая страна, видимо, были высокими холмистыми плоскогорьями.

Нижне-среднеюрские отложения в Западной Сибири образуют, таким образом, крупный комплекс терригенных полимиктовых, преимущественно континентальных угленосных осадков. Они изучены еще слабо, и в пределах этого комплекса автором ранее [6] выделялась только одна формация — терригенно-полимиктовая угленосная, включающая и прибрежно-морские отложения Усть-Енисейской впадины. В то же время К. В. Боголеповым в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты выделены три формации: полимиктовая угленосная, сероцветная полимиктовая (приморских равнин) и полимиктовая (морская); к последней он и относил песчано-глинистую толщу северных и северо-восточных районов плиты.

Результаты буровых и геофизических работ последних лет подтвердили правоту К. В. Боголепова в части выделения морской полимиктовой формации. На севере плиты обнаружены обширные впадины, глубины которых достигают 5—6 км. В Усть-Енисейском районе вскрыты нижне-среднеюрские черные морские аргиллиты и алевролиты полимиктового состава. Породы эти, видимо, являются патрическими членами второй формации рассматриваемого тектоно-седиментационного комплекса. Она скорее всего сложена аргиллитами и глинистыми алевролитами и принадлежит к типу терригенно-глинистых полимиктовых формаций (см. рис. 1). Вместе с тем трудно согласиться с выделением самостоятельной «полимиктовой формации» (приморских равнин). Эти отложения (тюменская свита) могут рассматриваться только в ранге субформации выделяемой нами терригенно-полимиктовой угленосной формации, поскольку парагенезы их совершенно аналогичны.

Повсеместное угленакопление и развитие каолинита свидетельствуют о том, что климат ранней и средней юры Западной Сибири был теплым и влажным. В. Н. Вишнякова отмечает большое сходство позднелейасовой энтомофауны Иркутского бассейна с одновозрастной фауной ГДР, что указывает на сходство условий обитания нижнего яруса растительности и однородный теплый и влажный климат.

Верхнеюрско-валанжинский тектоно-седиментационный комплекс. На нижне-среднеюрских преимущественно континентальных отложениях или непосредственно на породах фундамента по окраинам плиты залегает мощный осадочный комплекс морских отложений верхней юры — валанжина. В строении этого крупного комплекса отложений преобладают черные битуминозные аргиллиты, а по окраинам низменности с крупными моноклинального типа структурами платформенного чехла и наиболее крупными поднятиями связаны толщи песчано-алеврито-глинистых отложений, обогащенных глауконитом. Песчано-алевритовые пачки распространены также в валанжине (тарская свита), фиксируя начало регрессии и нового раннемелового этапа интенсивных колебательных движе-

ний, сменивших эпоху спокойных, преимущественно отрицательных движений поздней юры — валанжина.

В поперечном сечении тектоно-седиментационный комплекс морских отложений верхней юры — валанжина представляет собой огромную выгнутую книзу линзу мощностью до 750 м. В кровле ее залегает толща пестроцветных или сероцветных угленосных, в основном лагунно-континентальных отложений нижнего мела — сеномана. В пределах рассматриваемого комплекса выделяется несколько крупных парагенетических сообществ горных пород — геологических формаций: черных битуминозных аргиллитов, терригенно-глауконитовая, терригенно-известковая и терригенно-полимиктовая пестроцветная.

Формация черных битуминозных аргиллитов (баженовская, марьяновская, абалакская, тутлеймская, алясовская, даниловская, мулымьинская свиты, нижняя часть фроловской и нижняя подсвита куломзинской свит) приурочена к крупным впадинам Западно-Сибирской плиты (Ханты-Мансийской, Усть-Енисейской, Надымской, Ляпинскому прогибу, центральной части Омской синеклизы и др.), где на протяжении поздней юры — валанжина существовал сравнительно глубоководный морской бассейн (см. рис. 1). Строение и состав формации довольно однородны. Это преимущественно черные или темно-серые массивные или плитчатые в той или иной мере битуминозные кремнистые или известковистые аргиллиты с прослоями темно-серых алевролитов и известняков. В верхней части формации битуминозность пород снижается.

Литолого-фациальный состав отложений рассматриваемой формации и заключенные в породах органические остатки (богатый и разнообразный комплекс аммонитов, белемнитов, остатки скелетов и чешуи рыб, водоросли, в том числе теплолюбивые кокколитофориды, радиолярии, иногда двустворки, фораминиферы и др.) свидетельствуют об образовании их в сравнительно глубоководном (до 500 м) и тепловодном морском бассейне. Температура его поверхностных вод достигала $+23^{\circ}\text{C}$, глубинных — не менее $+10$ — 12°C [21]. Слабая доломитизация и повышенная известковость отложений в южной части низменности связаны, видимо, с существованием на юге Западной Сибири жаркого засушливого климата. На это же указывает и тот факт, что к югу и юго-востоку формация черных битуминозных аргиллитов переходит в терригенно-известковую, а затем в комплекс континентальных отложений, типичных для аридного пояса, — терригенно-полимиктовую пестроцветную формацию (см. рис. 1). Несколько иные состав пород и взаимоотношения рассматриваемой формации со смежными формациями в северных районах низменности. Здесь общая известковистость отложений ниже, породы содержат много пирита, местами углефицированных растительных остатков, иногда на флангах прослойки бурых углей, а в прибрежных фациях формация черных битуминозных аргиллитов переходит в формацию гумидного теплого климата: терригенно-глауконитовую и угленосную (Приполяр-

ное Зауралье). Следовательно, на севере Западной Сибири климат был влажным и теплым на протяжении всей поздней юры, берриаса и валанжина.

Аридизация климата на юге Западной Сибири началась, по-видимому, в первой половине позднелюрской эпохи (терригенно-полимиктовая пестроцветная формация), но тогда она ощущалась еще сравнительно слабо. В связи с этим в южных и юго-западных районах низменности в келловее и оксфорде формировались отложения терригенно-глауконитовой формации, хотя и с «угнетенным» обликом (содержит сравнительно мало глауконита, сидерита, вовсе отсутствуют железистые хлориты, оолитовые железные руды, прослой углей).

В прибортовых районах низменности на склонах выступов и моноклиналей, в также в присводовых участках крупных поднятий в платформенном чехле (Северо-Сосьвинский свод, Шучинский и Туринский выступы, Таз-Колпашевская и Хантейская антеклизы, Пакулихинская моноклираль, Медведевский вал и др.), расположенных подчас на значительном удалении от складчатого обрамления плиты, довольно широко распространены мелководно-морские осадки терригенно-глауконитовой формации (федоровская, лопсинская, харосоимская, васюганская, георгиевская свиты, вогулинская, барабинская пачки, прибрежно-морские отложения верхней юры, берриаса и валанжина приенисейской части низменности — сиговская, точинская, частично яновстанская свиты) и других пунктах (см. рис. 1). В западных районах низменности терригенно-глауконитовая формация образует только сравнительно маломощный базальный горизонт верхней юры (вогулкинская пачка).

Формация представлена зелеными и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин, песков, алевролитов. Породы содержат большое количество глауконита, вплоть до образования прослоев и линз глауконититов. Песчаники и алевролиты олигомиктовые, реже полимиктовые. Для данной формации характерно также наличие лептохлоритовых пород и глауконит-лептохлорит-гидрогетитовых (иногда с примесью сидерита, фосфатов и кальцита) бобово-оолитовых железных руд (бассейн р. Северной Сосьвы, Туруханский район). Состав глинистых минералов в основном монтмориллонитовый и гидрослюдистый с примесью каолинита и хлорита.

В Среднем Приобье в отложениях васюганской и наунакской свит (келловей — оксфорд) терригенно-глауконитовая формация приобретает своеобразный литологический состав. Песчаники здесь содержат сравнительно мало глауконита, но очень много пирита, который нередко выступает в качестве цементирующего вещества, и много растительного детрита. Породы, обогащенные глауконитом, наблюдаются в виде прослоев (барабинская пачка). Отложения содержат также прослой темно-серых аргиллитоподобных глин и замещаются ими по простиранию (во впадинах). Массовое накопление пирита связано, видимо, с редукцией железа в условиях

избытка органического вещества. По направлению к югу породы постепенно обедняются глауконитом и пиритом (уменьшается содержание и растительных остатков).

Скопление аутигенных минералов железа (глауконита, железистых хлоритов, сидерита, пирита, гидрогётита), местами оолитовых железных руд свидетельствует об образовании рассматриваемой формации в условиях очень теплого влажного климата. На это же указывает и парагенез с угленосными отложениями (северные районы Зауралья, северо-восток плиты). На юге Западной Сибири условия образования формации были менее благоприятными, так как здесь климат уже в начале поздней юры был более засушливым (в направлении на юг терригенно-глауконитовая формация замещается формацией аридного типа).

Континентальные пестроцветные отложения южных и юго-восточных районов плиты образуют терригенно-полимиктовую пестроцветную формацию (татарская, тяжинская свиты). Отложения эти начали формироваться в начале поздней юры, когда они были довольно широко распространены в южных примыкающих к Казахскому нагорью районах плиты (татарская свита). С развитием позднеюрской трансгрессии область формирования пестроцветных континентальных отложений здесь резко сузилась, а в середине поздней юры переместилась в юго-восточную часть низменности (верхняя пестроцветная часть тяжинской свиты Чулымо-Енисейского района) (см. рис. 1). Формация представлена пестроокрашенными (красно-бурыми, лилово-коричневыми, зеленовато-серыми, пятнистыми) глинами (часто известковистыми), переслаивающимися с серыми, зеленовато-серыми или красновато-бурыми песчаниками и алевролитами с известковистым или глинистым цементом. Угли и скопления растительных остатков отсутствуют, а терригенный материал большей частью полимиктовый. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды и монтмориллонит, реже встречается каолинит (татарская свита). Мощность формации в изученных разрезах достигает 150—200 м.

На большей части плиты, кроме ее северо-запада, распространена верхнеюрско-валанжинская терригенно-известковая формация, разделяющаяся на две субформации. На юго-востоке и юге плиты распространена юрская мелководно-морская терригенно-известково-мезомиктовая субформация, являющаяся фаціальным и климатическим аналогом терригенно-глауконитовой формации и располагающаяся в адекватной с ней тектонической позиции (максимоярская свита, прибрежно-морские отложения верхней юры в южных районах низменности — см. рис: 1). Субформация характеризуется иным, отличным от описанных выше формаций парагенезом основных ее компонентов. Это преимущественно серые и светло-серые известковистые песчано-алевритовые породы и глины с редкими прослоями мергелей, известняков (иногда доломитизированных) и доломитов, а также красно-серых глин. Песчаники и алевролиты олигомиктовые или полимиктовые, причем полевые шпаты сравнительно слабо выве-

трелые (значительно слабее, чем в породах терригенно-глауконитовой формации и в нижележащих отложениях угленосной средней юры). Глауконит встречается в единичных зернах, а во многих разрезах отсутствует совершенно. Содержание его постепенно увеличивается к северу, и терригенно-известково-мезомиктовая субформация переходит в терригенно-глауконитовую формацию. В породах рассматриваемой субформации отсутствуют скопления растительных остатков, бурые угли, лептохлоритовые породы и руды, а также сидериты. Минералы глин представлены главным образом гидрослюдами с примесью монтмориллонита.

Особенности вещественного состава пород терригенно-известково-мезомиктовой субформации (отсутствие аутигенных минералов железа, несмотря на то, что последняя, как и терригенно-глауконитовая формация, формировалась в мелководно-морских фациях, повышенная карбонатность осадков, присутствие доломитов и доломитизированных известняков и ряд других признаков) свидетельствуют об образовании ее в прибрежной зоне морского бассейна в обстановке жаркого засушливого климата, господствовавшего на юге Западной Сибири в позднеюрско-валанжинское время.

Большая часть берриаса и валанжина представлена осадками мелкого моря: песчано-алевритовыми породами и глинами. Отложения эти выделяются в качестве терригенно-известково-олигомиктовой субформации (верхняя подсвита куломзинской свиты, ачимовская пачка, тарская, мегионская, ахская свиты и их аналоги в приенисейской части низменности и на Пур-Тазовском междуречье — суходудинская, юрацкая и елогуйская свиты). Субформация слагается серыми известковистыми песчаниками и алевролитами, а также темно-серыми плотными аргиллитоподобными глинами с частыми и тонкими прослойками алевролитов и глинистых известняков. Глины обычно известковистые. По составу песчаники и алевролиты кварцево-полевошпатовые или полевошпато-кварцевые, изредка отмечаются полимиктовые разности (Пудинская площадь). Содержание полевых шпатов в песчано-алевролитовых породах обычно возрастает на юге и юго-востоке плиты. Цемент в породах составляет 10—20 % и представлен чаще всего кальцитом. Глины распространены главным образом в нижней части формации и слагаются в основном гидрослюдами. На северо-востоке в значительных количествах присутствует каолинит. Содержание извести в глинах колеблется от 5 до 20 %. Местами породы настолько обогащены карбонатом кальция, что переходят в глинистые мергели с содержанием извести до 30—40 % (Колпашево, Александрово, Пудино). Прослой известняков распространены в Среднем Приобье, на востоке и юго-востоке плиты. Субформация распространена чрезвычайно широко, занимая на юге и востоке плиты более половины всей ее площади (см. рис. 1). Мощность субформации около 150 м.

Образование терригенно-известковисто-олигомиктовой субформации свидетельствует об обмелении восточной и южной частей позднеюрско-валанжинского морского бассейна, который, однако,

оставался нормально соленым (разнообразная фауна аммонитов, белемнитов, двустворок и др.). Карбонатность отложений связана, видимо, с повышенной температурой вод бассейна, большая часть акватории которого располагалась в зоне жаркого засушливого климата.

Типы формаций верхнеюрско-валанжинского тектоно-седиментационного комплекса свидетельствуют о качественных изменениях условий седиментации в позднеюрско-валанжинское время по сравнению с предшествовавшим ранне-среднеюрским этапом. Комплекс этот складывается преимущественно морскими формациями, образовавшимися при пониженном темпе осадконакопления, в обстановке сравнительно спокойных дифференцированных движений, происшедших на фоне медленного общего погружения плиты. Терригенный материал в породах этих формаций в общем более дисперсный, прослой грубообломочных пород в прибрежно-морских и континентальных фациях встречаются весьма редко. Конгломераты отсутствуют даже в прибрежных районах плиты. По минеральному составу пород формации этого комплекса могут быть отнесены к олигомиктовым (терригенно-глауконитовая, терригенно-известково-олигомиктовая, формация черных битуминозных аргиллитов) или мезомиктовым (терригенно-известково-мезомиктовая). И только пестроцветная формация аридной зоны, видимо, главным образом в силу климатических причин относится к полимиктовым.

Нижнемеловой — сеноманский тектоно-седиментационный комплекс. Над комплексом морских отложений верхней юры — валанжина залегает мощная толща преимущественно лагунно-континентальных безугольных пестроцветных и сероцветных угленосных отложений готерива — сеномана, знаменующих собой новый длительный этап преимущественно континентального развития плиты. Эта эпоха ознаменовалась также развитием в пределах плиты крупных опресненных морских бассейнов.

К концу валанжина в пределах седиментационной области Западно-Сибирской плиты к этому времени уже значительно выровненной осадконакоплением, сложились три основные структурно-фациальные зоны, существование и развитие которых на протяжении раннего мела — сеномана определяли различия в условиях седиментации. В северо-западной части плиты с берриаса существовал широкий меридиональный прогиб, в котором условия морской седиментации господствовали на протяжении всей рассматриваемой эпохи. Восточная часть низменности, по-видимому, представляла собой низменную, полого наклоненную к западу, в сторону прогиба, равнину, временами затоплявшуюся морем. Осадконакопление происходило здесь в основном в континентальных условиях или в обстановке опресненных или мелководно-морских бассейнов. На юге располагалась относительно приподнятая аккумулятивная равнина, где накопление осадков происходило в лагунно-континентальных (в готерив-барреме) и континентальных условиях. С этими крупными структурно-фациальными зонами и было связано формирование соответствующих формаций.

В южной структурно-фациальной зоне чрезвычайно широко распространена терригенно-мезомиктовая пестроцветная формация (княгининская, илекская, карбанская свиты). Это мощная (до 760 м) толща лагунно-континентальных осадков готерив-баррема (см. рис. 1). Формация представлена пестроцветными известковистыми глинами с прослоями алевролитов, песчаников и галечников. По окраинам низменности распространены также конгломераты. В ряде разрезов Прииртышья толща имеет ритмичное строение, причем в основании каждого ритма располагается прослой конгломерата или галечника, выше — пески и алевролиты, а в конце ритма — глины. Песчано-алевролитовый материал олигомиктовый или полимиктовый (содержатся обломки кварцитов, сланцев, песчаников, карбонатных пород и др.). Глины жирные, пластичные, часто комковатой или брекчиевидной текстуры, обычно алевролитовые или песчаные. Сложены они в основном гидрослюдями и монтмориллонитом, в примеси нередки магнезиальные силикаты (палыгорскит) и каолинит. Часто глины содержат мергелистые «журавчики». На юго-востоке плиты в пестроцветной толще, формирование которой здесь началось еще в валанжине, наблюдаются прослой мергелей и доломитов. К северу красноцветность и известковистость пород формации уменьшаются, появляются прослой сероцветных отложений с растительным детритом. На юго-востоке в породах формации местами содержатся остатки пресноводных унионид, а на северо-западном фланге — своеобразный комплекс солоноватоводных и морских фораминифер, остракод и двустворок — цирен.

Вещественный состав и строение терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации свидетельствуют об образовании ее в обстановке довольно быстрого погружения плиты и энергичных колебательных движений, обусловивших разрыв и переотложение красноземных кор выветривания, продуктами которых эти отложения в значительной степени и являются. По интенсивности тектонических движений готерив-барремская эпоха может быть сопоставлена, очевидно, только со среднеюрской и сеноманской. Об этом говорит, в частности, и тот факт, что только в отложениях этих возрастов в мезозое Западно-Сибирской плиты развиты конгломераты. Особенности литологического состава рассматриваемой формации указывают также на образование ее в условиях жаркого засушливого климата (гидрослюдисто-монтмориллонитовый с примесью магнезиальных силикатов состав глин, их известковистость и окраска, наличие прослоев доломитов и другие признаки).

В западной структурно-фациальной зоне сформировалась толща готерив-сеноманских преимущественно субаквальных (морских и солоноватоводных) отложений терригенно-мезомиктовой формации (фроловская, ныдинская, улансынская, кашайская, алымская, ханты-мансийская, викуловская свиты — см. рис. 1). Это толща серых, темно-серых или зеленовато-серых плотных глин и глинистых алевролитов с прослоями известковистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и плотных известняков. Часто породы

тонко переслаиваются. Алевролиты и песчаники слюдястые олигомиктовые или полимиктовые. Минералы глин представлены в основном гидрослюдами с примесью монтмориллонита и каолинита. В породах содержится тонкий пиритизированный или гелефицированный растительный детрит, а в разрезах Приполярного и Полярного Зауралья встречаются аллофильные члены формации — мало-мощные прослои и линзы бурых углей.

К восточной структурно-фациальной зоне приурочены сероцветные отложения терригенно-мезомиктовой угленосной формации (вартовская, покурская, пировская, малохетская, яковлевская, долганская свиты). Отложения этой формации повсеместно распространены в центральных и восточных районах низменности и представляют собой мощную (свыше 1800 м) толщу сероцветных угленосных отложений, возраст которых охватывает готерив, баррем, апт, альб и сеноман (см. рис. 1 и 2). Сложена толща алевролитовыми слюдястыми глинами и преимущественно мелко- и среднезернистыми песками, олигомиктовыми или полимиктовыми. Изредка наблюдаются прослои известковистых песчаников и алевролитов, мергелей и известняков. В прибортовых районах нередко встречаются прослои конгломератов. В центральных районах плиты преобладают глины, но и здесь отмечаются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Среди отложений формации развиты также желваки и линзы сидерита, прослои сидеритизированных глин. Для всех отложений характерны скопления обугленного растительного детрита, маломощные прослои бурого угля, а в верхней части формации встречаются кусочки янтаря. Глины преимущественно гидрослюдисто-каолиновые с примесью монтмориллонита. В бассейне р. Турухан в верхней части угленосной формации (маковская свита, альб — сеноман) среди алевролитов и песчаников содержатся линзы гравелитистых грубозернистых песчаников с галькой сибирских траппов и многочисленными переотложенными бобовинами железистых континентальных бокситов. Рассматриваемая формация бедна рудными полезными ископаемыми. Прослои углей в ней, как правило, малой мощности, угли высокозольные, низкого качества.

Несмотря на определенное сходство основных формациеобразующих компонентов терригенно-мезомиктовой угленосной формации с охарактеризованной выше терригенно-мезомиктовой, наблюдаются и существенные различия в их парагенезах, что позволяет рассматривать эти формации как самостоятельные. Для терригенно-мезомиктовой формации характерны плотные аргиллитоподобные глины, часто тонко переслаивающиеся с алевролитами, отсутствие грубообломочных пород, углей, развитие карбонатных цементов в алевролитах и песчаниках и другие особенности. Обе эти формации являются формациями гумидного типа, образовались они в условиях влажного, теплого климата и этим качественно отличаются от терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации.

Особое место в структуре Западно-Сибирской плиты занимает пестроцветная бокситоносная формация (синарская,

талдыкская, алапаевская, кийская, леньковская свиты). Формация, как правило, залегает в основании мезозойских отложений, непосредственно на породах фундамента в пределах склонов крупных положительных структур по окраинам плиты и обрамляющих ее районов домезозойской складчатости (см. рис. 2). Залегает она в виде сравнительно маломощных линзообразных тел в неглубоких депрессиях или в виде плащеобразных делювиальных наносов на склонах поднятий и в смежных с ними впадинах. Часто бокситоносные осадки выполняют карстовые воронки на поверхности палеозойских известняков или эрозионно-карстовые депрессии. На западной окраине Сибирской платформы отложения бокситоносной формации, видимо, почти полностью размыты. Но о широком ее распространении в прошлом свидетельствуют находки бокситовой гальки в меловых и четвертичных отложениях в ряде пунктов приенисейской зоны низменности, вплоть до Полярного круга.

Отложения бокситоносной формации представлены главным образом пестроцветными жирными каолинит-галлуазитовыми глинами, пачками кварцевых и полевошпато-кварцевых песков, скоплениями дресвы выветрелых палеозойских пород и, наконец, бокситовыми глинами и железистыми бобовыми гиббситовыми бокситами. В основании формации местами содержатся прослойки галечников. Помимо бокситов с бокситоносной формацией связаны месторождения инфильтрационных бурых железняков и сидеритов (алапаевский тип), элювиальных природнолегированных железных руд (латеритная кора выветривания серпентинитов) и озерных бобовых глиноземистых железных руд (Серовское месторождение).

Пестроцветная бокситоносная формация качественно отличается от сходной с ней по внешнему виду терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации (готерив — баррем) парагенезом каолиновых глин с бокситами, элювиальными железными рудами, отсутствием известковистости в глинах, их составом и рядом других признаков. Образование бокситоносной формации свидетельствует об ослаблении тектонических движений и выравнивании рельефа в апт-альбское время, когда интенсивные процессы химического выветривания пород водосборных площадей привели к формированию латеритной коры выветривания и бокситов. Усиление колебательных движений во второй половине альба и особенно в сеномане вызвало интенсивный размыв и переотложение этой коры выветривания и связанных с ней первичных элювиальных и осадочных бокситов.

Рассмотренные выше формации нижнемелового — сеноманского тектоно-седиментационного комплекса относятся к формациям гумидного очень теплого климата. Только одна из них, а именно терригенно-мезомиктовая пестроцветная, свидетельствует о том, что на юге Западной Сибири в готериве и барреме продолжал еще существовать жаркий и засушливый климат предшествовавшей эпохи.

Верхнемеловой — палеогеновый тектоно-седиментационный комплекс. Над отложениями нижнего мела — сеномана залегает комплекс преимущественно морских глинисто-кремнистых, глинистых,

терригенно-глауконитовых и карбонатно-глинистых осадков верхнего мела и палеогена (турон — нижний олигоцен). Общая мощность комплекса около 600 м. В рассматриваемый промежуток времени в пределах Западно-Сибирской плиты сохранялся в основном тот же структурный план, который оформился еще в раннемиоценовую эпоху. На западе продолжал развиваться широкий прогиб, вовлекая в погружение обширные соседние с ним площади, где на протяжении всего позднего мела и в раннем палеогене существовал эпиконтинентальный бассейн, открытый в сторону Арктики. Временами связь Западно-Сибирского бассейна с арктическим резко сокращалась (палеоцен), а в раннем олигоцене в связи с поднятием северной части плиты, видимо, вовсе утратилась. Через Тургайскую впадину бассейн временами сообщался также с тепловодными морями Тетиса (маастрихт, эоцен — ранний олигоцен). Связи с тепловодными и относительно холодноводными бассейнами обусловили вторжение в Западно-Сибирское море холодных и теплых течений, что послужило причиной качественных различий в условиях формирования осадков. Восточная структурно-фациальная зона оставалась более приподнятой и представляла собой широкую область морского мелководья и прибрежной равнины, где накапливались морские и континентальные осадки. В западной и южной частях плиты область распространения прибрежных фаций прослеживается лишь узкой полосой вдоль Урала и Казахского нагорья.

В раннем олигоцене, в связи с началом нового этапа тектонических движений, происходит общее поднятие всей Западно-Сибирской плиты (особенно ее северных и восточных частей), и палеогеновый морской бассейн покидает пределы низменности. С этого времени на плите устанавливается континентальный режим и начинается формироваться новый тектоно-седиментационный комплекс континентальных отложений среднего олигодена — плиодена (неогеновый).

В составе тектоно-седиментационного комплекса морских отложений верхнего мела — палеогена в соответствии с особенностями парагенезов слагающих его горных пород выделяются следующие формации: терригенно-глауконитовая, кремнистая, карбонатно-глинистая и терригенно-олигомиктовая глинистая. В восточных и юго-восточных районах плиты озерно-аллювиальные отложения турона — палеодена слагают терригенно-олигомиктовую каолиновую формацию (симоновская, сымская свиты). Характерной чертой морских формаций данного тектоно-седиментационного комплекса является широкое развитие среди глинистых пород смешаннослойных глинистых минералов. Реже глины представлены гидрослюдами с примесью монтмориллонита и каолинита.

Терригенно-глауконитовая формация (ипатовская, парабельская, костровская, аятская, эгинсайская, мугайская, фадюшинская, камышловская, усть-маньинская, зайковская, дорожковская, мергельтовская, костровская, насоновская, салпадская свиты), как и ее верхнеюрско-валанжинский аналог, формировалась на приподнятых участках ложа морского бассейна, приуро-

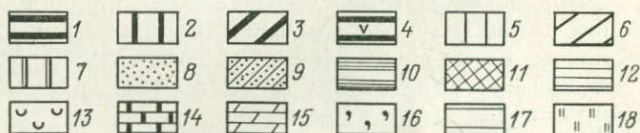
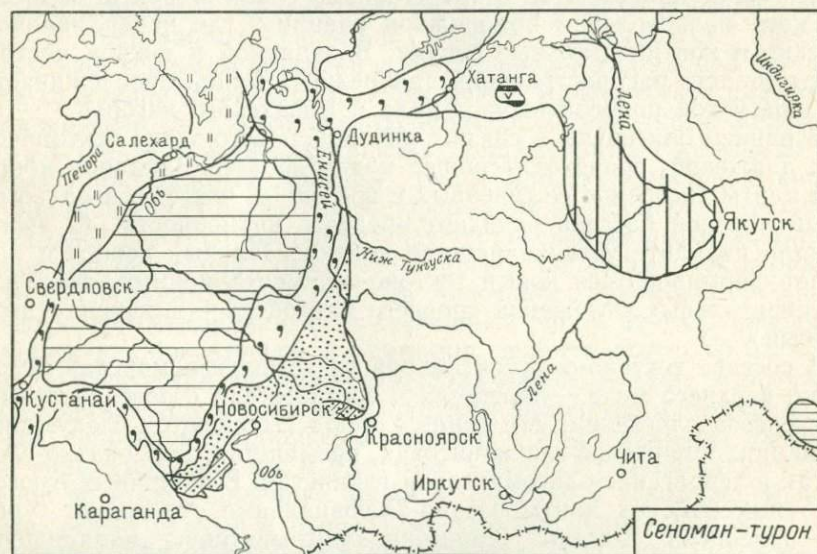
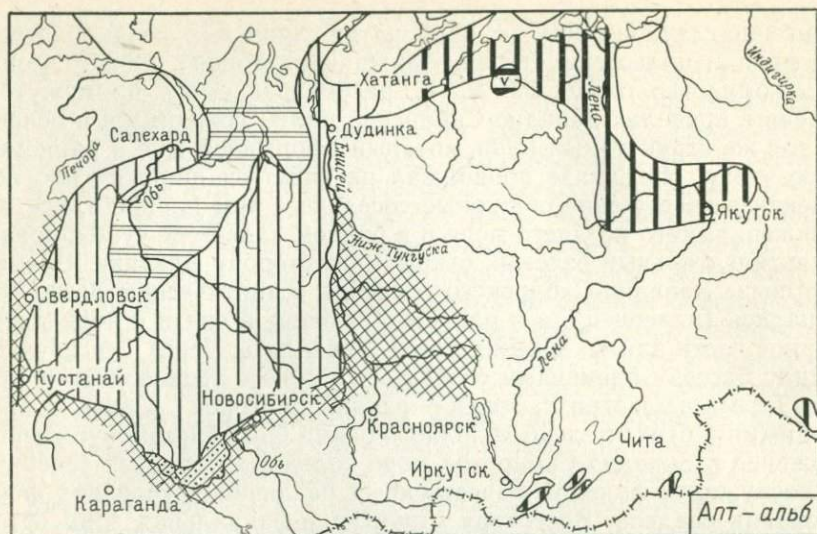


Рис. 2. Апт-альбские и сеноман-туронские геологические формации Сибири. По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)

Условные обозначения к рис. 2—4. Формации влажного умеренно тепло-го климата: 1 — терригенно-полимиктовая угленосная, 2 — терригенно-мезомиктовая угленосная, 3 — терригенно-олигомиктовая угленосная, 4 — вулканогенно-осадочная угленосная; Формации влажного тепло-го климата: 5 — терригенно-мезомиктовая слабоугленосная, 6 — терригенно-олигомиктовая слабоугленосная, 7 — терригенно-мезо-

ченных к склонам крупных выступов и моноклиналям платформенного чехла (Туринский выступ, Кустанайская седловина, Приказханская, Покулихинская моноклинали и др.), а также крупных поднятий (Парабельский, Верхне-Тазовский своды и др.). Особенно развиты отложения формации в восточных районах плиты (рис. 2—4). Здесь они образуют широкую (от 100—150 до 250 км) полосу прибрежно-морских, преимущественно песчано-алевритовых с глауконитом отложений с прослоями оолитовых железных руд — Западно-Сибирский железорудный бассейн. Мощность формации в этой полосе достигает 300 м (р. Турухан).

Формация характеризуется довольно однообразным парагенезом слагающих ее пород. Это главным образом зеленые или зеленовато-серые глауконито-кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами глауконитов, оолитовых гидрогётит-лептохлорит-сидеритовых железных руд и гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовых глин, обогащенных глауконитом. В Северном и Среднем Зауралье распространены кремнисто-глауконитовые породы. Песчаники и алевролиты преимущественно кварцевые или полевошпатово-кварцевые с лептохлоритовым или глинистым цементом. Оолитовые железные руды образуют крупные пластовые тела мощностью до 20—23 м и прослеживаются порой на десятки километров. Особенно крупные горизонты железных руд установлены в восточной полосе распространения формации, в Зауралье и Тургайской впадине. Здесь железные руды образуют месторождения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях (Колпашевское, Бакчарское, Аятское, Мугайское, Турханское и др.).

В северо-западной части Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна, куда в первую очередь проникали наиболее мощные струи сравнительно холодного северного течения, непрерывно, начиная с турона вплоть до олигоцена, формировалась толща осадков кремнистой формации (березовская, леплинская, марьятская, люлинворская, серовская, ирбитская свиты, возрастные аналоги ганькинской и ивдельской свит на северо-западе низменности — см. рис. 2—4). Область ее распространения на протяжении рассматриваемой эпохи сильно варьировала по площади, то резко сужаясь, когда связь Западно-Сибирского моря с Арктическим бассейном ослабевала (турон, палеоцен) или когда усиливался приток с юга теплых вод Приаральского бассейна, оттеснявших холодное течение к северу и западу (поздний кампан — маастрихт — даний), то распространяясь почти на всю акваторию эпиконтинентального моря в периоды максимального усиле-

миктовая каолиновая слабоугленосная, 8—9 — терригенно-олигомиктовая каолиновая (9 — с перестроенными бокситами), 10 — терригенно-полимиктовая; формации жаркого переменного влажного климата: 11 — терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная, 12 — терригенно-мезомиктовая пестроцветная (кремнисто-гидрогётитовая и кремнисто-гётит-каолиновая); формации жаркого засушливого климата: 13 — терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная; формации преимущественно морские теплых и умеренных вод: 14 — карбонатная, 15 — карбонатно-глинистая, 16 — терригенно-глауконитовая, 17 — терригенно-олигомиктовая глинистая, 18 — кремнистая

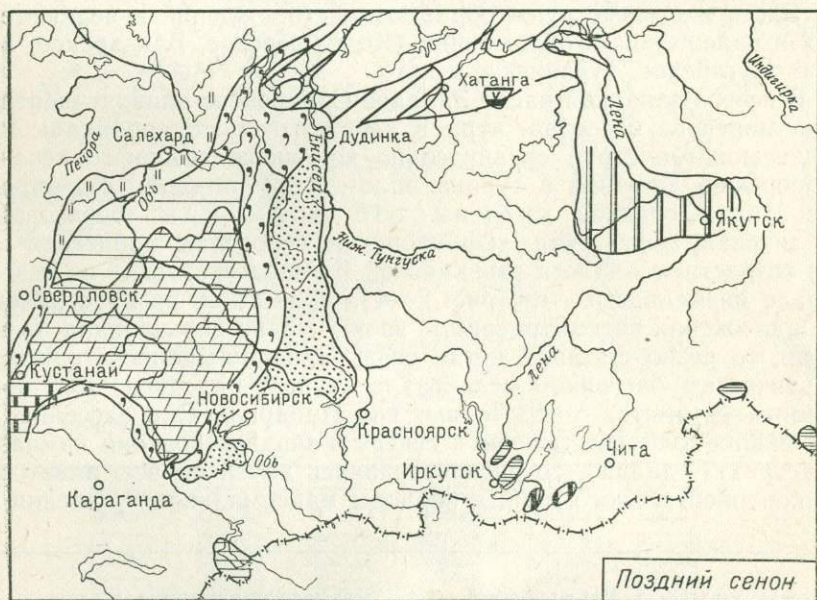
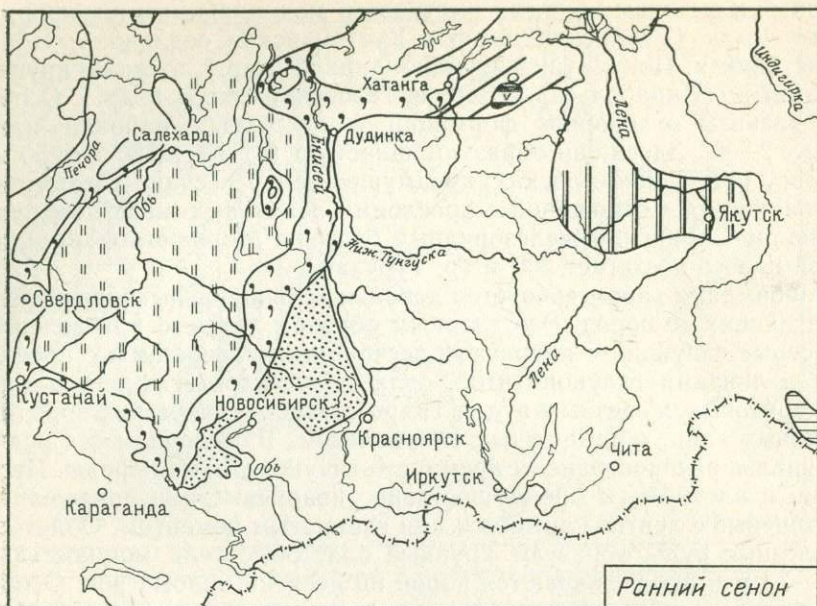


Рис. 3. Сенонские геологические формации Сибири. По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
Условные обозначения см. рис. 2

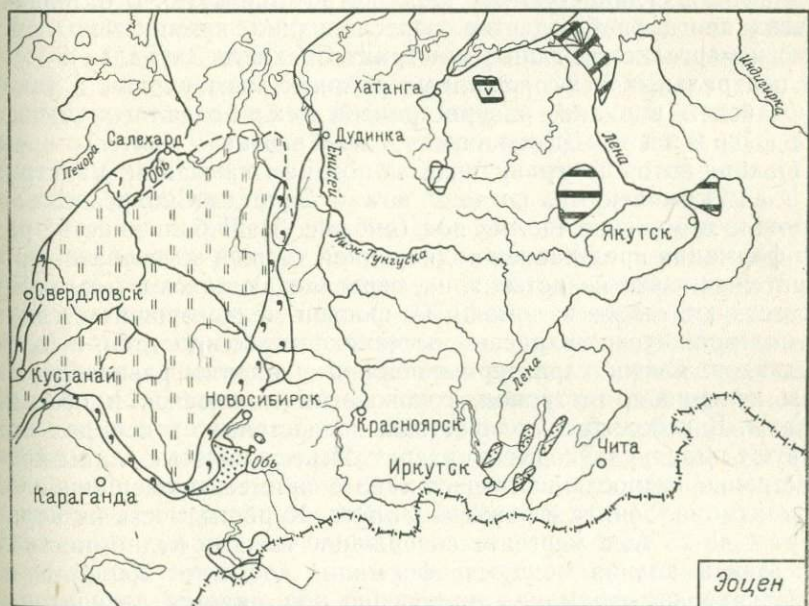
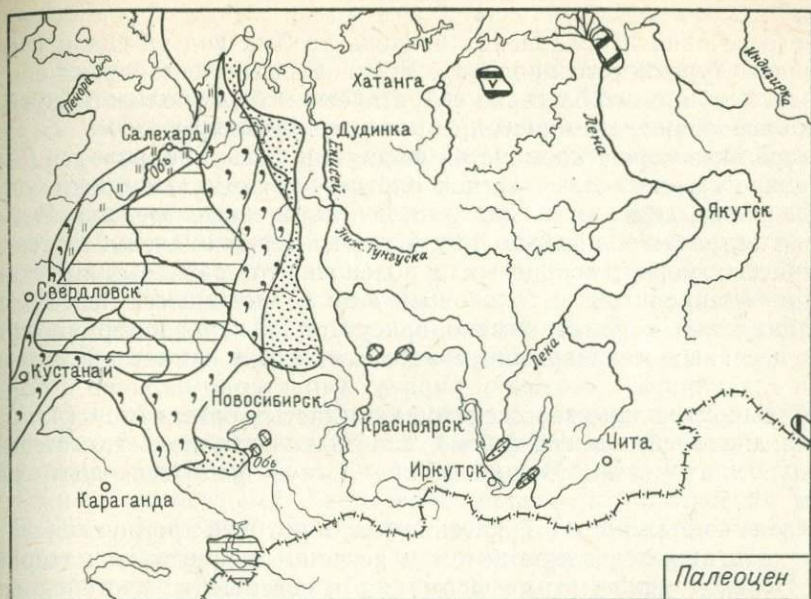


Рис. 4. Палеогеновые геологические формации Сибири. По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
 Условные обозначения см. рис. 2

лодного течения и ослабления притока теплых вод (в связи с обмелением Тургайского пролива). В раннем олигоцене, когда связь Западно-Сибирского бассейна с Арктическим была полностью утрачена, образование кремнистой формации прекратилось.

Парагенез пород кремнистой формации весьма однороден. Это в основном светло-серые легкие плотные или рыхлые опоки, опоквые глины, диатомиты, диатомовые глины, реже трепела. В Зауралье встречаются также прослои темно-серых очень плотных кремнистых пород, кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов с опоквым или халцедоновым цементом. В кремнистых породах обычно присутствует неравномерная примесь песчаных и алевритовых зерен, а также немногочисленные зерна глауконита и стяжения пирита. Характерно наличие в породах большого количества скелетов кремнистых организмов (радиолярий, диатомей, спикул губок), иногда почти нацело слагающих породу (диатомиты). Мощность кремнистой формации достигает 460 м.

В зоне сопряжения с терригенно-глауконитовой кремнистая формация обогащается глауконитом и песчано-алевритовым материалом. Переход между этими формациями совершенно постепенный. Так же постепенно кремнистая формация переходит в терригенно-олигомиктовую глинистую или карбонатно-глинистую. В отдельных разрезах иногда наблюдается переслаивание кремнистых пород (опок) и мергелистых глин (маастрихт Среднего Зауралья).

В центральных и юго-западных районах низменности, а также в Тургайской впадине распространена карбонатно-глинистая формация (ганькинская, журавлевская свиты), время образования которой ограничивается поздним кампаном, маастрихтом и датским веками, когда с юга в Западно-Сибирское море произошло вторжение теплых вод (см. рис. 3). В большинстве разрезов формация представлена однородной толщей зеленовато-серых алевритовых известковистых глин, переслаивающихся с мергелями. Присутствуют также маломощные прослои мелкозернистых глинистых полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, а также известняков. Очень характерны обильные остатки разнообразной фауны пелеципод, гастропод, головоногих моллюсков и обломки игл-ежей. В небольших количествах, но постоянно в породах присутствуют пирит, глауконит и сидерит. Известковистые глины преимущественно гидрослюдистого состава с примесью смешаннослойных, монтмориллонита и реже каолинита. Карбонатность их варьирует от 4 до 25 %, в мергелях содержание извести поднимается до 75 %. Максимальная мощность формации достигает 250 м. В восточных районах формация постепенно обогащается алевритовым материалом, появляются более мощные прослои глинистых алевритов и песчаников, карбонатность глин в отдельных пачках утрачивается. Зато возрастает содержание глауконита, и формация карбонатно-глинистая переходит в терригенно-глауконитовую. На северо-западе карбонатно-глинистая формация постепенно переходит в кремнистую, а в Тургайской впадине — в толщу преимуще-

ственно карбонатных пород (переслаивание известняков и мергелей).

Глинистые отложения в пределах рассматриваемого тектоно-седиментационного комплекса образуют три толщи, нижняя из которых имеет туронский возраст, средняя — маастрихт-палеоценовый, а верхняя — позднеэоценовый — раннеолигоценовый (тавдинский горизонт). Все три толщи глин, по-видимому, разобщены в разрезе низменности горизонтами кремнистых пород, но представляют собой один формационный тип отложений — терригенно-олигомиктовую глинистую формацию (кузнецовская, талицкая, тавдинская, часельская свиты). Эта формация вместе с готерив-сеноманской терригенно-мезомиктовой может рассматриваться в качестве терригенно-глинистой надформации (см. рис. 2—4).

Рассматриваемые отложения формировались внутри Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна и представлены преимущественно глинами серыми и зеленовато-серыми, часто тонкослоистыми и листоватыми. Характерно наличие на плоскостях напластования присыпок мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песка или алеврита, мелких стяжений пирита, иногда сидерита и тонкого пиритизированного растительного детрита.

В условиях озерно-аллювиальной равнины на восточной окраине плиты формировалась верхнемеловая — палеоценовая терригенно-олигомиктовая каолиновая формация (см. рис. 2—4). Это толща светло-серых разнородных каолинизированных полевошпатово-кварцевых или кварц-полевошпатовых песков и алевритов с прослоями беловато-серых каолиновых песчано-алево-ритовых глин. В нижней части толщи породы обычно переполнены растительным детритом, обломками древесины и содержат мало-мощные прослойки бурого угля. Мощность формации 170 м.

Описанные выше формации слагают один из самых интересных с точки зрения рудных полезных ископаемых тектоно-седиментационный комплекс. С ним связаны основные месторождения железных и марганцевых руд Западной Сибири (терригенно-глауконитовая формация), ильменит-цирконовые россыпи прибрежно-морского генезиса, проявления фосфатов и других полезных ископаемых. Формации верхнемелового — палеогенового тектоно-седиментационного комплекса качественно отличны от формаций нижележащего нижнемелового — сеноманского комплекса. Во-первых, это преимущественно морские формации, среди которых широкое развитие приобретают химико-биогенные осадки (кремнистая, карбонатно-глинистая, терригенно-глауконитовая формации), а терригенные формации отличаются высокой дисперсностью обломочного материала, что сближает их с формациями верхнеюрско-валанжинского тектоно-седиментационного комплекса. Характерно также, что все формации рассматриваемого комплекса относятся к олигомиктовым, тогда как формации нижнемелового — сеноманского комплекса являются мезомиктовыми. Конгломераты в данном комплексе отсутствуют совершенно, а гравийно-галечные отложения встреча-

ются чрезвычайно редко в виде прослоев и линз небольшой мощности среди литоральных песков у самых окраин плиты.

Сравнительно небольшая мощность отложений всего тектоно-седиментационного комплекса (600 м) и слагающих его формаций, накопившихся за столь длительный отрезок времени (свыше 50 млн. лет), а также выдержанность мощности отложений на всей территории плиты свидетельствуют о небольшой скорости общего ее погружения в течение позднего мела и большей части палеогена и о существенном снижении активности структуроформирующих движений. Все это связано, по-видимому, с установлением в рассматриваемую эпоху относительного тектонического покоя и значительного выравнивания рельефа как в области седиментации Западно-Сибирской плиты, так и в прилегающих к ней районах складчатого обрамления.

Гумидный тип формаций данного комплекса и повсеместное распространение по окраинам плиты терригенно-глауконитовой формации с многочисленными месторождениями и проявлениями железных руд свидетельствуют о влажном и очень теплом климате, господствовавшем на протяжении позднего мела и раннего палеогена на всей рассматриваемой территории. На северо-западе плиты в связи с влиянием холодного течения, возможно, климат был более прохладным. В период усиления влияния холодного течения и распространения его вод на большую часть акватории Западно-Сибирского эпиконтинентального бассейна (коньяк — кампан, эоцен) климат, возможно, становился более прохладным на всей или большей части Западной Сибири. И, наоборот, существование тепло-го морского течения (поздний кампан — маастрихт) сказывалось на потепление климата в зоне его влияния.

Верхнемеловая — палеогеновая терригенно-глауконитовая формация образовалась, видимо, в более благоприятной климатической обстановке, чем ее верхнеюрско-валанжинский аналог. Она отличается расположением в латеральном ряду исключительно гумидных формаций, а степень ее рудоносности значительно превосходит таковую для ее более древнего аналога. Важным отличием верхнемеловой — палеогеновой терригенно-глауконитовой формации является также то, что в ней широкое развитие приобретают существенно мономинеральные кварцевые обломочные породы и совершенно отсутствуют полимиктовые и аркозовые. Все это указывает, по-видимому, на более интенсивное химическое выветривание и более низкий выровненный рельеф в областях питания в позднемеловую — палеогеновую эпоху по сравнению с позднеюрско-валанжинской, а также на более влажный и теплый климат не только на севере, но и на юге Западной Сибири.

Слабое развитие процессов рудообразования в верхнемеловой — палеогеновой терригенно-глауконитовой формации в приказахстанских районах низменности связано, видимо, исключительно с существованием на крайнем юге Западной Сибири несколько более сухого климата, поскольку допущение о существовании здесь рас-

члененного рельефа не подтверждается гранулометрическим составом и малой мощностью верхнемеловых и палеогеновых осадков.

Меловые и палеогеновые формации Сибирской платформы и их климатический анализ

Палеоклиматические реконструкции Сибирской платформы выполнены для аптского и альбского веков раннего мела, сеномана, турона, раннего и позднего сенона позднемеловой эпохи, а также для палеоцена и эоцена. Сообразно этому автором по результатам собственных исследований на севере Восточной Сибири и литературным данным, относящимся главным образом к мезозойским прогибам Сибирской платформы, выделены геологические формации только в соответствующем стратиграфическом диапазоне [22] — см. рис. 2—4. Объективности ради отметим, что формации мела и палеогена этого региона определены и закартированы более схематично, чем это было сделано для Западно-Сибирской плиты. Не выделены здесь и парагенезы формаций — тектоно-седиментационные комплексы. Причина тому — худшая изученность континентального и морского мезозоя и кайнозоя Сибирской платформы как в стратиграфическом, так и в фациально-литологическом отношении. Вместе с тем климатическая интерпретация геологических формаций Сибирской платформы здесь будет достаточно обстоятельной, так как при этом учитывались не только фациально-литологические их особенности, но и частные индикаторы палеоклимата, картирование которых как самостоятельная операция в этом исследовании не производилось. Обстоятельства климатического анализа этих формаций способствовало также сравнение их с аналогами в Западной Сибири в общем латеральном ряду формаций мезозоя и кайнозоя Сибири.

Поскольку описание формаций опубликовано [22], ограничимся здесь их общей характеристикой, но сделаем все возможные палеоклиматические выводы, вытекающие как из состава и размещения формаций, так и из заключенных в них частных индикаторов.

Раннемеловая эпоха. Аптский и альбский века. В Енисей-Хатангском региональном прогибе (Хатангская впадина), Лено-Анабарском мегапрогибе, Приверхоянском прогибе и Вилюйской гемисинеклизе апт-альбские отложения образуют терригенно-мезомиктовую угленосную формацию, являющуюся высокоугленосным аналогом терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации Западной Сибири (см. рис. 2). Формация представлена свитами: санга-салинской, росохинской, огневской (Хатангская впадина), салгинской, лукумайской, укинской, менгюряхской, чарчкской, бахской, огонер-юряхской (Лено-Анабарский прогиб), джарджанской, менкгеринской, босхинской, эксеняхской и хатыржанской (Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза). Все это — терригенные сероцветные образования с многочисленными пластами углей, нередко большой мощности; песчаники, пески с прослоями

алевролитов и аргиллитов. В Суханской впадине распространены светло- и желто-серые глинистые кварцевые пески с гравием и галькой кремнистых пород кварцевых песчаников, а также изверженных и метаморфических пород; встречаются прослои и линзы лигнитоподобных углей. В Хатангской впадине формация сложена серыми уплотненными песками и пачками глин и алевролитов, а также прослоями углей мощностью до 4,5 м, в Лено-Анабарском прогибе — аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами, известковистыми песчано-алевролитовыми породами с прослоями углей, местами встречаются линзы и прослои конгломератов.

На севере Сибирской платформы с апта до эоцена формировалась вулканогенно-осадочная угленосная формация мощностью 300 м. Формация сложена аллювиальными песками и глинами с пластами бурых углей, чередующихся с пачками агломератовых туфов, туфов и вулканических песков. Формация венчается горизонтом лав и туфов мощностью 60 м.

Анализируя апт-альбские геологические формации Сибири, особенности их состава и размещения, приходим к выводу, что на севере и юге Сибири они представлены различными формационными типами. На севере Восточной Сибири это высокоугленосная сероцветная терригенно-мезомиктовая формация (локально распространена также угленосная вулканогенно-осадочная формация), прослои пестроцветных пород и признаки бокситоносности здесь отсутствуют полностью. В Западной Сибири, южнее современного Полярного круга, распространена сходная с ней по типу парагенеза, но слабоугленосная терригенно-мезомиктовая формация. Несмотря на значительную ее мощность (около 500 м), она не содержит пластов углей рабочей мощности. Угли в ней высокозольные и залегают в виде маломощных (доли метра, чаще всего несколько сантиметров) пропластков, линз. Общая угленасыщенность апт-альбских отложений значительно уступает таковой в одновозрастных отложениях севера Восточной Сибири. Условия для угленакпления в Западной Сибири были, следовательно, неблагоприятными и именно по климатическим предпосылкам. Ряд других особенностей состава терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации Западной Сибири указывает на образование ее в условиях более теплого и, видимо, несколько более сухого климата, чем тот, при котором накапливались высокоугленосные формации северных районов Сибири. Среди них отметим прослои известняков и развитие известковистых цементов в песчаниках и алевролитах, наличие мергелей и известковистых глин, преобладание в глинах каолинита. На более теплый и сухой климат южных окраин Западно-Сибирской плиты и смежных с ней районов обрамления определенно указывает и наличие терригенно-олигомиктовой пестроцветной бокситоносной формации. Особенно широко она распространена на юго-западе Западной Сибири: в Среднем и Южном Зауралье и Тургае, а также в Центральном и Северном Казахстане. Здесь апт-альбские отложения, как правило,

полностью представлены пестроцветными образованиями, нередко с бокситами. В более северных районах роль пестроцветных пород постепенно убывает, что связано, видимо, с изменением климатических условий. Ряд признаков указывает на широкое распространение латеритных кор выветривания и бокситов также на западе Сибирской платформы и на севере Алтае-Саянской складчатой области.

Сам факт образования бокситоносной формации в ряде районов Сибири позволяет достаточно уверенно говорить, что в апт-альбское время здесь существовал очень теплый, а на юге, возможно, даже жаркий гумидный переменнно-влажный климат, близкий по температурному режиму и влажности к современным тропикам. Среднегодовая температура была не ниже 20°C , а количество атмосферных осадков превышало 1000 мм в год. Имел место сухой сезон продолжительностью не менее 1—3 месяцев [27]. Таковы, как полагают геологи, необходимые климатические условия для развития латеритного процесса и бокситообразования. Видимо, такие, близкие к экстремальным для бокситообразования, климатические условия господствовали в апт-альбское время в центральных районах Сибири. На крайнем юго-западе Сибири климатические условия были более благоприятными в связи с более высокими температурами. Действительно, широкое развитие в Западной Сибири терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации полностью исключает возможность существования в апт — альбе тропического климата. Подобный тип формаций, как указывают Н. М. Страхов и В. М. Синицын, был характерен для субтропического пояса в геологическом прошлом.

Таким образом, палеоклимат Западной Сибири (кроме приполярных ее районов) в рассматриваемый отрезок геологического прошлого, как это следует из палеоклиматической интерпретации геологических формаций, был не тропическим, а скорее субтропическим гумидным переменнно-влажным. Среднегодовая температура не ниже 20°C , но и не выше $24\text{—}25^{\circ}\text{C}$. Количество атмосферных осадков не менее 1000 мм в году, имел место сухой сезон продолжительностью не менее 1,5—2, но и не более 4—5 месяцев. В области аккумулятивной равнины Западно-Сибирской плиты, где формировалась терригенно-мезомиктовая формация, климат, видимо, был более влажным и мягким. В северных районах Сибири, в областях развития высокоугленосной терригенно-мезомиктовой и вулканогенно-осадочной формаций, климат был тепло-умеренным и очень влажным. Сухой сезон здесь, видимо, отсутствовал или был очень слабо выражен. О сравнительно высоких среднегодовых температурах этого климатического пояса можно судить по его соседству с палеосубтропиками и областью бокситообразования. На юге этого пояса среднегодовая температура была около 20°C , не более, на севере — несколько ниже. По находкам остатков плезиозавра (о-в Уединения в Карском море) и динозавра (Зырянская впадина на северо-востоке Якутии) устанавливаются минимальные значения зимней температуры не менее $+10\text{—}12^{\circ}\text{C}$.

а среднезимней около 12—14 °С. При сравнительно небольшой годовой амплитуде (+3—5°) среднелетняя температура получается в пределах +15—19 °С. Следовательно, палеоумеренный апт-альбский климат севера Сибири и прилегающей части арктического бассейна характеризовался температурами в пределах 12—20° с небольшими годовыми амплитудами (не более 5°). Количество атмосферных осадков, видимо, значительно превосходило 1000 мм в год. Такие температурные условия при высокой и приблизительно равномерной влажности благоприятствовали угленакоплению.

Данные палеознтомологии также указывают на очень теплый (но не тропический) климат южных районов Сибири и более прохладный тепло-умеренный на севере. Так, по устному сообщению В. В. Жерихина, в неокомских отложениях Забайкалья встречена теплолюбивая фауна насекомых с богомолами, палочниками (здесь же известны остатки динозавров). В апт—альбе же (болейская свита) А. Н. Олейниковым (ВСЕГЕИ) описаны фацции горных подпрудных озер с «зимними комариками» (Trichoceridae) и поденками, характерными для водоемов с низкоположительными температурами вод. Комплекс насекомых с термитами и богомолами из янтарей долганской и бегичевской свит (альб—сеноман) Таймырской низменности совершенно определенно указывает на теплый умеренный климат (В. В. Жерихин, И. Д. Сукачева).

Поздне меловая эпоха. Сеноманский и туронский века. Сеноманские и туронские отложения распространены в Сибири на тех же площадях, что и апт-альбские, причем в сеномане в ряде районов продолжали формироваться те же формации, что и в апт—альбе (см. рис. 2). Так, в Западной Сибири примерно на тех же площадях продолжали формироваться терригенно-мезомиктовая (морская) и терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формации. Последняя в сеномане накапливалась и во впадинах на севере Восточной Сибири. На севере Сибирской платформы формируется вулканогенно-осадочная угленосная формация. В туроне в связи с изменением палеогеографической обстановки и развигнем крупной поздне меловой трансгрессии, охватившей почти всю Западно-Сибирскую плиту, образовались формации несколько иного типа — в Западной Сибири преимущественно морские, а в остальных областях — континентальные. На рис. 2 показано размещение туронских формаций в Западной Сибири и сеноман-туронских — в Восточной.

Мезозойские прогибы Сибирской платформы в сеноман-туронское время стали ареной накопления терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации, сменившей здесь высокоугленосную терригенно-мезомиктовую формацию. Свиты: бегичевская, ледяная (Хатангская впадина), аграфеновская, тимердяхская (Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза). В строении формации преобладают аркозовые слабожелезистые пески и песчаники с многочисленными конкрециями сидерита и с линзами конгломератов и галечников. В породах много растительных остатков, местами встречаются пачки алевролитов с углями и лигнитами, в которых содержится много кусочков янтаря. Окраска пород

серая, зеленовато-серая. В Хатангской впадине распространены сероцветные песчаники, алевролиты и глины с пластами гравелитов, галечников и бурых углей. В Ленском бассейне — толща косо-слоистых песков, песчаников с прослоями глин и галечников, на р. Вилюй — светло-серые разнородные аркозовые песчаники, обохренные или окремненные с конкрециями сидерита (тимердякская свита), в Усть-Вилюйском районе довольно многочисленные прослои матовых бурых углей. В нижней части аграфеновской свиты преобладают песчаные породы, в верхней — глины, переслаивающиеся с мелкозернистыми песками. Мощность формации достигает 800 м. По составу породы данной формации близки к терригенно-мезомиктовой угленосной формации апт — альба, но степень угленосности ее значительно меньше. Еще больше сходства она обнаруживает с ее аналогом в Западной Сибири (состав пород, степень и характер угленосности, присутствие в породах многочисленных кусочков янтаря и др.), почему они и объединены в одну формацию. В сеномане она накапливалась почти на всей площади мезозойских прогибов: на Западно-Сибирской плите, в Хатангской впадине, Приверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе, что указывает на однородность господствовавших там физико-географических условий. В туроне в связи с трансгрессией, охватившей почти всю Западно-Сибирскую плиту, формирование ее прекратилось.

Анализируя в климатическом аспекте геологические данные, отметим прежде всего однородность физико-географических и главным образом климатических условий, сложившихся в сеноманском веке почти на всей территории Сибири. Вывод этот, основанный на повсеместном распространении в областях седиментации терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации и подкрепленный результатами палеоботанических исследований (речь о которых пойдет ниже), представляется совершенно бесспорным. Несомненно также, что это был теплый гумидный климат, качественно отличающийся от тропического. По отсутствию карбонатных формаций, проявлений пестроцветных пород и бокситов, а также учитывая интенсивное угленакопление на локальных участках (вулканогенно-осадочная угленосная формация в котловине на севере Сибирской платформы), вероятным представляется и то, что это был палеоумеренный, а не палеосубтропический климат. На это указывает сравнительно высокая полимиктовость обломочного материала, особенно в сеноманских породах, их угленосность на огромных площадях, хотя степень ее низкая — более типичная для палеосубтропических поясов (например, в апт — альбе Западной Сибири). Следует, однако, отметить, что отсутствие мощных пластов углей является скорее результатом неблагоприятных условий захоронения органического вещества, а не высокой температуры воздуха. Действительно, формирование высокоугленосной вулканогенно-осадочной формации убеждает в том, что климат благоприятствовал угленакоплению при наличии прочих необходимых предпосылок. Частая встречаемость в породах янтаря свидетельствует о широком развитии в растительном покрове хвойных, которые образуют леса

только в умеренном поясе. Наконец, смена галлуазит-каолинитовой ассоциации глинистых минералов (апт — альб) на монтмориллонит-гидрослюдистую с хлоритом и смешаннослойными минералами также указывает на становление в сеномане — туроне климата умеренного типа. По комплексу насекомых из янтарей долганской и бегичевской свит (альб — сеноман, Таймыр) климат конца раннего и начала позднего мела также определяется как тепло-умеренный (В. В. Жерихин, И. Д. Сукачева).

О похолодании климата по сравнению с палеосубтропическим апт-альбским даже на крайнем юго-западе Сибири свидетельствуют и другие данные. Так, на севере Тургайского прогиба апт-альбские пестроцветные каолинит-галлуазитовые глины с бокситами перекрываются сероцветными лигнитовыми глинами шетиргизской свиты. Последние содержат очень много растительных остатков, стяжений и конкреций пирита и сидерита. Среди глинистых минералов исчезает галлуазит. Его место занимают монтмориллонит и хлорит. Скелетные остатки плезиозавров встречаются уже значительно южнее: в апт — альбе они обнаружены даже на Арктических островах, в туроне же самой северной является находка *Plesiosaurus* sp. в Среднем Зауралье. Известные случаи залегания в толще сероцветных сеноман-туронских отложений линзовидных прослоев и пачек пестроцветных глин, иногда с обломками бокситов или рассеянного дисперсного бокситового материала (леньковская и кийская свиты на крайнем юге Западной Сибири, скопления бокситовых бобовин в альб-сеноманских породах восточных ее окраин) этому выводу не противоречат. Будучи в этих толщах аллохтонными, они подчеркивают несоответствие термодинамических обстановок их формирования и залегания. При этом пестроцветные глины нередко восстанавливаются, приобретают зеленую окраску, в породах развиваются хлорит и сидерит.

Вместе с тем тип геологических формаций и особенности их литологического состава свидетельствуют о том, что климат сеноман-туронского времени даже на севере Восточной Сибири был достаточно теплым и очень влажным, что обеспечивало господство подзолистого выветривания с выносом огромных масс минеральных компонентов в растворах и достаточно высокую степень зрелости осадочных продуктов и терригенного материала. С туронского века в Западной Сибири начала формироваться терригенно-глауконитовая формация, которая может служить индикатором гумидного субтропического или умеренно теплого климата. Отложения эти формировались на морском мелководье при температуре вод около 15°C (Н. С. Шатский). Подобные температуры океанических вод и скопления глауконита отмечаются сейчас в Атлантике у берегов Западной Европы, в Северном Средиземноморье, у берегов Новой Зеландии и Южной Австралии, в Японском море, а также в субтропическом и умеренном поясах у берегов Южной Америки и в других местах. В юго-западной части Западно-Сибирского моря температура прибрежных морских вод была, видимо, еще выше. Здесь с терригенно-глауконитовой формацией связаны проявления

оолитовых шамозитовых руд (Аятское, Мугайское месторождения и др.). Эти образования, как указывал Н. М. Страхов, связаны уже с морями субтропического и тропического поясов. В то же время на северо-западе Западно-Сибирской плиты морские воды были довольно прохладными, видимо, не более 9—10°C. Здесь же под влиянием холодного морского течения из Арктического бассейна с туронского века начала формироваться кремнистая формация (В. Н. Векшина, С. Г. Галеркина, Н. И. Стрельникова, Т. Ф. Бабанова и др.). Следует отметить, что морские течения из Арктического бассейна там существовали и в неокоме, но тогда они не были такими холодными [23]. Этот факт уже сам по себе свидетельствует о существенном похолодании в позднем мелу вод Арктики по сравнению с раннемеловой эпохой, что могло быть только следствием общего похолодания атмосферы Земли, наряду с усилением дифференциации климата.

На крайнем юго-западе Сибири, на юго-востоке и в центральной части Тургайского прогиба, как полагают некоторые исследователи, в туронском веке формировались пестроцветные отложения с бокситами (Краснооктябрьский, Убаганский и другие районы). Это служит прямым указанием на существование к югу от 52° с. ш. очень теплого переменного-влажного климата, близкого к современному тропическому (по аналогии с апт-альбом). Напомним, что в конце раннего мела зона бокситообразования в Сибири простиралась примерно до 66—67° с. ш., смещение климатических зон к югу в позднем мелу составило, следовательно, около 15° (весьма существенное похолодание!).

Из сказанного следует, что вся территория Сибири в сеноман-туронское время принадлежала к палеоумеренному климатическому поясу. На крайнем юго-западе он граничил с палеосубтропическим. Граница поясов (как увидим ниже) проходила в Тургае примерно по 52° с. ш., довольно круто (под углом около 40°) спускаясь к югу на востоке. В Северо-Западном и Центральном Казахстане климат был палеосубтропическим гумидным переменного-влажным очень теплым, в Сибири же — теплым и равномерно-влажным.

Ранний сенон (коньяк — сантон). Раннесенонские отложения в Сибири распространены на тех же площадях, что и сеноман-туронские. Почти на всей площади морской седиментации Западно-Сибирской плиты происходило накопление кремнистой формации, а на прибрежных мелководных участках — терригенно-глауконитовой. В прежних пределах оставались и области формирования континентальной терригенно-олигомиктовой каолиновой формации. В котловине на севере Сибирской платформы продолжала накапливаться вулканогенно-осадочная угленосная формация.

В восточной части Хатангской впадины в раннем сеноне начала формироваться терригенно-олигомиктовая слабоугленосная формация (хетская свита), являющаяся угленосным аналогом терригенно-олигомиктовой каолиновой формации Западной Сибири (см. рис. 3). Это сероцветная толща песчаников,

алевролитов и глин с прослоями угля. Пески косослоистые полевошпато-кварцевые, реже кварцево-полевошпатовые; характерно наличие прослоев сидеритов, частая встречаемость в породах янтаря, что сближает их с отложениями терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации, но степень полимиктовости пород в рассматриваемой формации ниже. В ретинитах (ископаемых смолах, янтарях) хетской свиты (местонахождение Янтардах) изучен богатый комплекс насекомых, среди которых попадаются теплолюбивые формы — термиты (*Hodotermitidae*) и богомолы. По заключению В. В. Жерихина и И. Д. Сукачевой, комплекс насекомых характеризует хвойные леса теплого умеренного климата, и он ближе всего к рецентным ценозам горных лесов Новой Зеландии и Патагонии. О температурном его режиме можно судить по тому факту, что ныне на территории СССР термиты не живут севернее Средней Азии, Молдавии и южных районов Украины.

В Вилюйской синеклизе и прилегающей части Приверхоанского прогиба сенонские отложения слагают терригенно-мезомиктовую каолиновую слабоугленосную формацию (чиримыйская, тимердяхская свиты — см. рис. 3). Формация представлена светло-серыми и серыми каолинизированными песками с прослоями и линзами глин и алевролитов с углями и лигнитами. В породах довольно часто встречаются валуны кремнистых и кварцевых пород размером до 15 см. Песчано-алевролитовые породы обычно косослоистые, кварцево-полевошпатовые, иногда аркозовые и даже полимиктовые. В тяжелой фракции, однако, преобладают устойчивые минералы. В восточных разрезах количество прослоев грубообломочных пород и степень полимиктовости терригенного материала возрастают. Мощность формации до 600 м.

Ряд признаков сближает эту формацию с одновозрастной терригенно-олигомиктовой слабоугленосной формацией Хатангской впадины. Отличие состоит в развитии каолинового цемента в породах рассматриваемой формации, что указывает на возросшее подзолистое выветривание, возможно, в условиях более теплого климата. Более высокая степень полимиктовости пород, напротив, может свидетельствовать о менее благоприятных климатических условиях, но скорее это объясняется большей расчлененностью рельефа областей питания. Видимо, климатические условия Хатангской впадины и Вилюйской синеклизы в раннем сеноне были сходны или даже одинаковы. По сравнению с нижележащей формацией увеличение каолинита в цементе наряду с увеличением количества грубообломочных пород может быть объяснено только потеплением климата при сохранении его влажности примерно на том же уровне, что и в сеноман — туроне. О господстве еще более теплого, но менее влажного климата в Западной Сибири свидетельствует формирование там терригенно-олигомиктовой каолиновой формации. Последняя практически лишена признаков угленосности, что указывает на меньшую влажность климата по сравнению с Вилюйской синеклизой и Хатангской впадиной, где аналоги этой формации угленосны.

Особенности строения и состава терригенно-глауконитовой формации Западно-Сибирской плиты свидетельствуют о потеплении климата по сравнению с туронским веком. В нижнесенонской части формации почти повсюду (кроме районов, прилегающих к Северному Казахстану) возрастают содержание глауконита, количество и мощности пластов глауконитов и оолитовых шамозитовых руд. Площадь распространения последних значительно расширяется, образуя крупные месторождения не только на юго-западе Западной Сибири (Синаро-Теченское), но и в восточных ее районах, вплоть до бассейна р. Турухан на севере (Колпашевское, Туруханское и др.). В приказахстанских районах содержание глауконита в породах формации, напротив, заметно сокращается, вовсе исчезают прослои глауконитов и шамозитовых руд. Широкое развитие получают там известковистые цементы в песчано-алевритовых породах. Видимо, в прилегающих с юга областях питания климат стал сухим и жарким.

В центральной части Тургайского прогиба распространены мелководно-морские грубозернистые пески с глауконитом («фация пролива» — эгинсайская свита), в песках часто встречаются остатки морских ящеров. Континентальные фации достоверно раннесенонского возраста в Тургае не известны, но некоторые исследователи полагают, что в это время продолжалось формирование бокситоносных отложений Западно-Тургайского бокситоносного района (Г. Р. Кирпаль, З. К. Пономаренко). По-видимому, как и в туроне, территория Северного Казахстана принадлежала к палеосубтропическому поясу. Но климат здесь в раннем сеноне стал заметно суше. Территория же Сибири, в том числе и южные ее районы, как это следует из палеоклиматического анализа геологических формаций, относилась к палеоумеренному поясу. На севере Сибири, в том числе Восточной, он оставался влажным и достаточно теплым.

Поздний сенон (кампан — маастрихт — даний). В позднем сеноне осадконакопление в Сибири происходило примерно на тех же площадях, что и в раннем сеноне, но в связи с изменениями палеогеографической обстановки произошли и соответствующие изменения в составе отложений.

На Западно-Сибирской плите в области распространения теплых вод начала формироваться карбонатно-глинистая формация, в области холодноводного участка моря — кремнистая. На севере и северо-западе между этими двумя формациями вновь начала накапливаться терригенно-олигомиктовая глинистая формация, а по окраинам Западно-Сибирской плиты на мелководных прибрежных участках — терригенно-глауконитовая. В связи с некоторым сокращением морского бассейна на востоке плиты значительно расширилась арена накопления терригенно-олигомиктовой каолиновой формации, которая охватила теперь всю приенисейскую часть плиты и западную часть Хатангской впадины. На севере Восточной Сибири в позднем сеноне сохранились те же условия, что и в раннем, и это отразилось на составе отложений: в Хатангской впадине продолжала накапливаться терригенно-олигомиктовая слабоугле-

носная формация, в котловине на севере Сибирской платформы — вулканогенно-осадочная угленосная, а в центральной части Приверхоянского прогиба и в Вилюйской синеклизе — терригенно-мезомиктовая каолиновая слабоугленосная.

Все перечисленные формации рассмотрены выше, а размещение их в позднем сеноне показано на рис. 3. Ограничимся поэтому лишь краткими дополнениями, относящимися к формациям Восточной Сибири.

На востоке Хатангской впадины верхнесенонская часть терригенно-олигомиктовой слабоугленосной формации (формирование ее началось еще в раннем сеноне — чиримыйская и линденская свиты), по данным З. З. Ронкиной, представлена чередующимися пачками темно-бурых и светло-серых алевритов, светло-серых мелкозернистых песков и темно-серых глин. Встречаются прослои и линзы бурых углей, конкреции глинистого сидерита и сильно ожелезненных песчаников и алевролитов. По сравнению с нижнесенонскими рассматриваемые породы имеют более светлую окраску, в них отсутствует янтарь, чаще отмечаются проявления бурых железняков и сидеритов, уменьшается роль кварцевых и полевошпатовых кварцевых песков. Все это, по-видимому, является результатом воздействия более прохладного и влажного климата, чем в раннем сеноне. В Вилюйской синеклизе и центральной части Приверхоянского прогиба в верхнесенонских породах терригенно-мезомиктовой слабоугленосной формации (чиримыйская и линденская свиты) вверх по разрезу увеличивается количество каолина в песках и алевритах, но наряду с этим появляются прослои глин гидрослюдистого состава с хлоритом и монтмориллонитом. В тяжелой фракции уменьшается содержание устойчивых минералов. Угли сменяются лигнитами. Полагая, что данная свита образовалась за счет размыва поздне меловой сиазитной коры выветривания, эти изменения в составе пород можно связывать с похолоданием и увлажнением климата в конце сенона.

В грабенах Прибайкалья и Забайкалья в основании угленосной толщи палеогена залегают конгломерато-песчано-глинистые отложения верхов верхнего мела (датские и маастрихт-датские). Они представлены рыхлыми конгломератами, крупнозернистыми песками, темно-серыми углистыми глинами. В Прибайкалье терригенные породы полимиктовые, безугольные (муромцевская свита), в Забайкалье — полимиктовые и олигомиктовые, содержат пласты бурых углей (байгульская свита). Глины в обоих случаях гидрослюдисто-монтмориллонитовые. Безугольные отложения Прибайкалья могут быть выделены в качестве терригенно-полимиктовой формации, а углистые Забайкалья — как терригенно-мезомиктовая слабоугленосная. Обе они указывают на влажный умеренно теплый климат.

Для исследования позднесенонских климатов Сибири интересным является формирование в конце позднего мела в Зайсанской котловине (Восточный Казахстан) отложений семиаридного субтропического переменного-влажного климата — кремнисто-гидрогетит-

товой (В. С. Ерофеев) или пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой (Ю. В. Цеховский) формаций — в северной части впадины и индикатора аридного климата — терригенно-полимиктовой красноцветной гипсоносной формации — на юго-востоке Призайсанья. Первая сложена глинами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями и линзами песков и песчаников, в том числе с кремнисто-глинистым и бурым гидрогётитовым цементом. Снизу вверх по разрезу окремнение и ожелезнение пород убывают. Гидроокислы железа, по данным В. С. Ерофеева, представлены малоформными (темно-бурого, вишневого цвета), встречаются прослойки оолитовых стяжений. Находки скорлупы яиц динозавров и отпечатков их кожного покрова наряду с данными о растительности того времени указывают на жаркий переменновлажный климат и существование безлесных пространств. В юго-восточной части Зайсанской котловины климат был еще более сухим, о чем свидетельствует появление в породах северозайсанской свиты гипса, конкреций и «журавчиков» кальцита. Состав глин становится монтмориллонитовым (каолинит исчезает), широкое развитие приобретают делювиально-пролювиальные фации (Ю. В. Цеховский). Еще резче аридизация климата в Зайсанской котловине проявилась в эоцене, когда накопилась верхняя часть терригенно-полимиктовой красноцветной гипсоносной формации — монотонная пачка глин монтмориллонит-гидрослюдистого состава, часто сильно загипсованных, с прослоями песков. В них встречаются известковистые стяжения и железо-марганцевые бобовины. Окраска глин коричневая, красная, зеленая. Следует отметить, что в Восточном Казахстане в позднем сеноне господствовал семиаридный климат, аридный литогенез в Зайсане имел, видимо, локальный характер и был связан с интразональными климатическими проявлениями. Примечательно также, что в эоцене степень аридизации климата здесь существенно возросла.

Завершая климатический анализ сенонских геологических формаций, уместно остановиться на бокситоносности меловых и палеогеновых отложений Сибири. Несмотря на весьма большое число работ, посвященных этой проблеме, вопросу о времени образования латеритных кор выветривания и бокситов (если не считать чисто теоретических построений) уделялось недостаточное внимание. Особенно мало работ посвящено стратиграфии бокситоносных отложений, а те, что опубликованы, страдают одним недостатком — в них, как правило, не анализируется возможность образований той или иной залежи путем переотложения более древних образований (кор выветривания или первичных месторождений). В результате этот важный вопрос геологии бокситов остается наименее разработанным и спорным. Сейчас можно считать достоверно установленным существование в мезозое Сибири только двух эпох латеритного выветривания и формирования элювиальных бокситов: 1) раннемеловой, точнее, апт-альбской (по мнению В. П. Казаринова — барем-аптской) и 2) палеогеновой (палеоцен-эоценовой, дат-палеоэоценовой, эоценовой — по данным различных авторов). Некоторые ис-

следователи считают, что существовали еще сеноманская, туронская и сенонская эпохи, т. е. включают в число благоприятных для бокситообразования все века позднего мела. Однако убедительных данных в пользу этого предположения нет. Более правильной представляется точка зрения, высказанная К. В. Боголеповым и Е. И. Пельтеком еще в 1958 г., о существовании в Сибири двух эпох бокситообразования: апт-альбской и палеоцен-эоценовой.

В самом общем виде условия залегания бокситоносных отложений на Енисейском кряже и юго-западной части Сибирской платформы следующие. Бокситоносные отложения приурочены к карстовым впадинам (воронкам, полям) и эрозивно-тектоническим депрессиям на различных по составу и возрасту породах: протерозойских известняках и сланцах, кембрийских известняках, терригенных породах ордовика, амфиболитах протерозоя, триасовых долеритах трапповой формации и др. На восточной окраине Западно-Сибирской плиты бокситоносные отложения образуют залежи типа делювиальных шлейфов. Здесь-то по залеганию бокситоносных отложений на породах нижнего мела и по нахождению в их кровле сеноманских, альб-сеноманских или туронских отложений и установлен достаточно точно апт-альбский возраст бокситов. В Приангарском районе мощность бокситоносных отложений колеблется от 30 до 250 м. В основании их залегает мощная «подрудная толща», сложенная пестроцветными глинами с обломками пород фундамента, обломками бокситов, бурых железняков и других пород. В подрудных глинах содержатся также прослои и линзы песков. Мощность подрудной толщи до 200 м. Вышележащий рудный горизонт сложен пестроокрашенными каолинит-галлуазитовыми глинами, бокситовыми глинами, а также рыхлыми и каменистыми бокситами. Его нижняя пачка (герфедская свита), по данным спорово-пыльцевого анализа, соответствует датскому ярусу; верхняя пачка относится к мурожнинской свите палеоцен-эоценового возраста.

Геологами Красноярского геологического управления отмечено цикличное строение бокситоносных толщ; выделены в наиболее полных разрезах три цикла, разделенные перерывами. Каждый цикл состоит из двух горизонтов: подрудного и рудного. Подрудные горизонты представлены гидрослюдистыми и каолиновыми глинами, содержат щебенку коренных пород, обломки бурых железняков и бокситов, скопления марганцевых окислов, маршаллита и талька. Рудные горизонты сложены бокситами, бокситовыми и пестроцветными каолиновыми глинами. В верхней части цикла иногда залегают линзы бурых углей и углистых глин, которые обычно содержат остатки растений. Изучение этих остатков свидетельствует о том, что верхние два цикла общей мощностью около 100 м являются палеоцен-эоценовыми (мурожнинская свита). Отложения нижнего цикла распространены значительно меньше. Бокситы этого цикла кое-где перекрываются углистыми глинами, содержащими спорово-пыльцевые спектры позднесенонского возраста. Возраст подстилающих пород «подрудного горизонта» устанавливается по сопоставлению с участком руч. Сухого, где такой гори-

зонт налегает на углистые отложения сеномана. Эти особенности строения разрезов наблюдаются в Чадобецком районе. На Енисейском кряже бокситоносные отложения мощностью до 200 м выполняют эрозионно-карстовые депрессии в зонах контактов известняков и сланцев верхнего протерозоя. На протерозойских породах сохранилась бокситоносная кора выветривания, перекрытая осадочной бокситоносной пачкой. Возраст бокситоносной осадочной толщи устанавливается только по палинологическим данным для пород кровли: маастрихт — дат, дат — палеоцен и эоцен.

Из приведенных данных очевидно, что формирование бокситоносных отложений Ангаро-Енисейской провинции происходило в несколько этапов, а время завершения каждого из них устанавливается только по возрасту пород кровли, априорно считая, что оно всегда непосредственно предшествовало времени накопления кровли. Однако особенности строения бокситоносных толщ, особенно их «подрудных горизонтов», позволяют предполагать, что все эти залежи образовались в результате, по крайней мере, трехкратного размыва и переотложения более древних кор выветривания и первичных бокситовых месторождений. Такими первоисточниками могли, например, быть латеритные коры выветривания, а также элювиальные и осадочные бокситы апт-альбского возраста. Те и другие установлены в Ангаро-Енисейской провинции. Бокситоносные отложения этого возраста обнаружены также на юге Западной Сибири, широко распространены в Тургае и на восточном склоне Урала. Здесь апт-альбский их возраст был определен по флоре еще в 1948 г. В. А. Вахрамеевым, который указывал также на похолодание климата в позднем альбе и на прекращение процесса бокситообразования. Данные о широком распространении апт-альбских бокситов и кор выветривания и их массовом переотложении (кийская, леньская свиты, бокситовый материал в отложениях альб — сеномана бассейна р. Турухан и др.) уже приводились выше. Продуктами переотложения (частично даже делювиальными свалами) являются в значительной мере и залежи Ангаро-Енисейской провинции. Первоисточником для них послужили, видимо, апт-альбские коры выветривания и бокситы. Этапы массового накопления продуктов переотложения этих образований скорее отвечают этапам их разрушения, а не «эпохам бокситообразования». Первые связаны с тектоническими подвижками (и их следствием — карстообразованием) и индифферентны к климату, вторые — прежде всего с благоприятными климатическими предпосылками.

Итак, есть основание полагать, что многие бокситовые месторождения и проявления в Ангаро-Енисейской провинции образовались в значительной мере за счет разрушения и переотложения в различные этапы позднего мела и, частично, палеогена латеритных кор выветривания и бокситов апт-альбского возраста. Такой генезис вовсе не исключает наложение процессов переработки делювия растворами, в том числе и его «бокситизации». Таковыми, возможно, и являются некоторые «рудные горизонты» «палеогеновых» бокситов. Забегая несколько вперед, отметим, что результаты ре-

гиональных палеоклиматических реконструкций для мезозоя и палеогена Сибири [22, 23] подтвердили возможность образования латеритных кор выветривания и латерит-бокситов только в апт — альбе Сибири (в Тургае — и в сеноман — туроне) и в палеоцене. Ранний и поздний сенон, а также эоценовая эпоха по климатическим условиям признаны неблагоприятными для развития аллитных кор выветривания и образования латерит-бокситов. Возможность бокситообразования в палеоценовую эпоху представляется вполне реальной, ибо в это время в Сибири произошло потепление и увлажнение (по сравнению с поздним сеноном) климата. Некоторыми своими чертами он стал схож с апт-альбским. Эоценовая же эпоха ознаменовалась похолоданием и иссушением климата, на что совершенно определенно указывают палеоботанические данные [22, 23]. Палеоценовый возраст скорее всего имеют и бокситы Прибайкалья (Тулонская и другие впадины), залегающие в угленосных терригенных толщах эоцена и неогена, а также рудопроявления Беллыкского Белогорья. Таким образом, палеоценовые латеритные коры и элювиальные бокситы могли быть вторым первоисточником «бокситового материала» для формирования залежей осадочных бокситов в отложениях палеоцена, эоцена и более молодых.

В соответствии с этими представлениями терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная формация на схемах размещения геологических формаций (см. рис. 2—4) показана только для апт — альба и палеоцена, а продукты ее переотложения еще в сеномане, туроне и эоцене.

Палеоценовая эпоха. В палеоцене осадконакопление продолжалось главным образом в Западной Сибири. В Восточной Сибири оно происходило только во впадинах на северо-западе Якутии, в грабенах Прибайкалья и Забайкалья, а также местами в Приангарье, на севере Алтае-Саянской складчатой области и в Зайсанской котловине (см. рис. 4). В Западной Сибири продолжали формироваться те же формации, что и в позднем сеноне, за исключением карбонатно-глинистой формации, место которой заняла терригенно-олигомиктовая глинистая формация. Характеристика формаций Западной Сибири приведена выше; то же относится к вулканогенно-осадочной угленосной формации котловин.

На севере Восточной Сибири несколько сравнительно небольших впадин на Северном Хараулахе и в дельте р. Лены (Согинская, Кендейская, Быковская и др.) выполнены сероцветными угленосными отложениями, образующими терригенно-олигомиктовую угленосную формацию (даний — эоцен). В Кендейской впадине мощность палеогеновых (палеоцен-эоценовых) отложений более 1 км. Отложения представлены серыми песчаниками и глинами с прослоями бурых углей мощностью до 2 м. Песчано-алевритовые породы кварцевые или полевошпато-кварцевые, глины каолинит-гидрослюдистые. В районе Быковской протоки в дельте р. Лены распространены песчано-алевритовые породы с мощными пластами углей (быковская свита). Здесь породы преимущественно олигомиктовые, а в углях содержится много комоч-

ков янтаря. По берегам бухты Тикси и на р. Сого палеоцен слагают олигомиктовые алевролиты и монтмориллонит-гидроslюдистые глины с пластами бурого гумусового угля мощностью до 19 м. Угленосные палеогеновые отложения известны также на Новосибирских островах.

В Прибайкалье и Забайкалье палеогеновые отложения выполняют ряд грабенoв западнее и восточнее оз. Байкал (впадины: Мондинская, Тункинская, Тулонская, Баргузинская и др.). В наиболее полных разрезах в основании угленосной толщи, залегающей на коре выветривания и отложениях верхнего мела, выделяются: харанурская свита (палеоцен) — светло-серые кварц-полевошпатовые пески с галькой выветрелых эффузивов, прослой темно-серых и коричневых каолинит-гидроslюдистых глин, сажистого материала, каменная свита (эоцен — нижний олигоцен) — глины серые и светло-серые песчаные каолиновые с прослоями кварц-каолиновых мелкозернистых песков. В основании каменной свиты — линзы бокситов и пестроцветных (желтых, красных, сиреневых, пятнистых) каолиновых глин, в верхней ее подsvите (олигоцен) до трех пачек углей общей мощностью 26 м. С. Ф. Павлов считает, что бокситы в грабенах Прибайкалья находятся во вторичном залегании, а время формирования первичных их залежей определяется им как палеоцен, возможно даний — палеоцен. В соответствии с этим харанурская свита и нижняя подsvита каменной свиты могут объединяться в терригенно-олигомиктовую каолиновую формацию с переотложенными бокситами.

В Приангарье и на севере Алтае-Саянской области (Енисейский кряж, Салаир, Присалаирье) в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях встречаются образования терригенно-олигомиктовой пестроцветной бокситоносной формации, возраст которых определяется как палеоцен — эоцен или эоцен (мурожнинская свита на Енисейском кряже и ее аналоги). В Зайсанской котловине с конца позднего мела продолжали накапливаться формации жаркого семиаридного (терригенно-мезомиктовая пестроцветная и кремнисто-гётит-каолиновая пестроцветная), а участками и аридного (терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная формация) климата (см. рис. 4). Характеристика всех этих формаций приведена в предыдущем разделе.

Типы геологических формаций и особенности их размещения определенно указывают на климатическую зональность в палеоцене Сибири: на севере климат несомненно был умеренно теплым постоянно влажным (высокоугленосный тип осадочных формаций), в средних широтах — очень теплым (близким к тропическому) переменнo-влажным (формация пестроцветная бокситоносная), а в Северо-Восточном Казахстане (Зайсанская котловина) — жарким семиаридным и аридным (формации пестроцветные и местами красноцветные гипсоносные). По составу формаций северных районов Сибири можно судить, что климат стал там несколько теплее и не менее влажным, чем в позднем сeноне, о чем свидетельствуют более высокая степень зрелости пород и угленосность формаций в

целом (в раннем сенеоне там формировалась терригенно-мезомиктовья слабоугленосная, а в палеоцене — терригенно-олигомиктовья высокоугленосная формация). На определенное сходство климатических условий позднего сенеона и палеоцена в Западной Сибири (являющихся следствием влияния теплого моря) указывает образование в палеоцене тех же формаций, что и в позднем сенеоне. Однако формирование с конца позднего мела в Зайсанской котловине формаций жаркого семиаридного и аридного поясов может свидетельствовать о потеплении климата в южных районах Сибири.

Таким образом, по составу геологических формаций можно судить об общем потеплении климата Сибири в палеоценовую эпоху по сравнению с концом мелового периода с сохранением высокой влажности в северных ее районах и о становлении очень теплого гумидного переменного-влажного климата в средних и южных широтах Сибири. В Северо-Восточном Казахстане он становится местами жарким аридным.

Эоценовая эпоха. В эоцене осадконакопление в Сибири происходило в тех же седиментационных бассейнах, но в Западной Сибири площадь распространения эоценовых отложений несколько сократилась. Так, они отсутствуют в приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты, где еще в позднем мелу и раннем палеогене формировались континентальные отложения. Тем не менее и в эоцене плита оставалась крупнейшим седиментационным бассейном. В Восточной Сибири эоценовые отложения распространены несколько шире, чем палеоценовые. Они установлены в северной части Приверхоянского прогиба, в Вилюйской синеклизе, на Северном Харулахе. В Юго-Западном Прианабарье они, видимо, выполняют Муркунтинскую котловину, а на юге Восточной Сибири установлены в молодых грабенах Прибайкалья (см. рис. 4). Эоценовый возраст имеют также бокситоносные отложения в небольших впадинах карстового и эрозионного происхождения на юго-востоке Енисейского кряжа и в юго-западных районах Сибирской платформы, а также кое-где в северных структурах Алтае-Саянской области (Восточный Саян, Салаир и др.).

В Западной Сибири в эоцене продолжали накапливаться кремнистая и терригенно-глауконитовая формации (см. рис. 4). Обе формации рассмотрены выше, поэтому укажем лишь некоторые особенности состава их эоценовых горизонтов. Среди пород терригенно-глауконитовой формации резко сокращается развитие оолитовых шамозитовых руд. Они полностью исчезают в северных районах Западной Сибири (здесь хемогенные железистые минералы представлены исключительно глауконитом, шамозит отсутствует даже как аксессуарный минерал). Пласты железных руд распространены только на юго-востоке плиты, в Колпашевском Приобье, где образуют Бакчарское месторождение. На юге, в приказахстанской части Западной Сибири, породы терригенно-глауконитовой формации обеднены и глауконитом, в прибрежных фациях они слагаются сливными кварцитовидными песчаниками (олентинская толща) с морской микрофауной и остатками наземной растительности. Изу-

чение этой флоры позволило Н. М. Макулбекову сделать заключение об аридном климате Северного Казахстана в эоцене.

В. В. Лавров указывает на аридные условия в эоцене и на юге Западной Сибири. Смещение к югу областей формирования оолитовых шамозитовых руд связано, видимо, с похолоданием в эоцене Сибири, а особенности состава пород терригенно-глауконитовой формации в приказахстанских районах Западно-Сибирской плиты — с существованием на севере Казахстана аридного климата. Следует отметить, что в Зайсанской котловине в это время формируется терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная формация (зимунайская свита) — типичный парагенез отложений аридного пояса. В коричневых глинах этой свиты встречаются кости млекопитающих обайлинского комплекса: тапирообразных, примитивных носорогов, архаичных копытных и хищников, грызунов и насекомоядных (Е. И. Беляева, Л. К. Габуня, Ю. А. Орлов) — жителей открытых и, возможно, саванного типа ландшафтов.

Таким образом, геологические данные указывают на существование в эоцене Сибири резкой климатической зональности. В северных, северо-западных и центральных районах Западной Сибири были распространены воды относительно холодного моря. Их температура, как считают В. Н. Векшина и Н. И. Стрельникова, была близка к таковой вод Балтики и других современных бореальных морей. Породы терригенно-глауконитовой формации несут здесь признаки формирования их в тепло-умеренном гумидном климате. На юго-востоке водные массы были уже типичными для современных морей субтропиков, а на крайнем юге ощущалось влияние аридного субтропического климата Северного и Центрального Казахстана. На севере Восточной Сибири в эоцене формируются континентальные высокоугленосные формации умеренно теплого гумидного климата: терригенно-полимиктовая угленосная и терригенно-олигомиктовая угленосная. На севере Сибирской платформы продолжала накапливаться вулканогенно-осадочная угленосная формация.

В Алданской впадине и в центральных районах Вилюйской синеклизы в эоцене и олигоцене образовалась терригенно-полимиктовая угленосная формация мощностью около 300 м (таньгинская свита). Это сероцветная песчано-глинистая толща с несколькими прослоями бурых углей рабочей мощности. Песчаные породы полимиктовые, аркозовые или граувакковые. Часто они косослоистые и содержат редкую мелкую гальку и небольшие валуны (!). Глины темно-серые или серые, гидрослюдистомонтмориллонитовые с хлоритом, иногда они почти черные углестые. Все породы содержат много растительных остатков и углестого детрита. Терригенно-олигомиктовая угленосная формация Северного Хараулаха и дельты р. Лены рассмотрена выше.

За пределами рассматриваемой территории в бассейнах Индигирки и Колымы также распространены палеогеновые угленосные отложения. В районе оз. Тастах на левобережье нижнего течения

р. Индигирки эоценовые отложения представлены светлыми глинами, переслаивающимися с песчаниками, песками и алевролитами. В толще содержится несколько прослоев бурого угля мощностью свыше 5 м. Породы здесь полимиктовые, в углях отмечаются включения янтарной смолы, глины монтмориллонит-гидрослюдистые, иногда с каолинитом и хлоритом. Из этих отложений И. А. Кульковой изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором наряду с пылью растений умеренного климата весьма значительное (для этих широт) место принадлежит пыльце тропических форм (встречается даже пыльца пальм *Phoenix* и *Sabal*). Это послужило основанием для заключения о том, что климат тастахского времени был аналогичен или близок субтропическому и достаточно влажным [17]. Принадлежность пыльцы, определенной как *Phoenix* и *Sabal*, И. А. Кулькова подтверждает указанием на находки отпечатков листьев веерной пальмы в эоценовых отложениях побережья Пенжинской губы (север Охотского моря). Сравнение палеоботанических данных для эоцена севера Сибири с нашими выводами показывает, что заключение И. А. Кульковой о субтропическом климате эоцена северо-востока Азии на первый взгляд кажется преувеличенным. Выводу о субтропическом климате противоречат, например, полимиктовый состав пород, монтмориллонит-гидрослюдистый состав глин, обилие в осадках янтаря (указывающие на развитие хвойных лесов) и ряд других признаков. Не исключено, однако, что климат Северо-Востока СССР уже в палеогене формировался под влиянием юго-восточных муссонов и был более теплым и влажным, чем в Сибири.

Палеогеновые отложения на севере Сибири вскрыты скважинами еще в Мурунтинской котловине в Юго-Западном Приангарье. По сообщению Р. А. Биджиева, к эоцену здесь, возможно, принадлежит пачка серых глин с прослоями полевошпато-кварцевых песков. Глины каолинит-гидрослюдистого состава, углей в породах нет; найдены отпечатки листьев растений и спорово-пыльцевой комплекс эоцен — олигоцена. Отложения эти, видимо, являются континентальными аналогами терригенно-олигомиктовой (морской) формации Западной Сибири (см. рис. 4).

Изложенное выше достаточно убедительно свидетельствует о формировании эоценовых отложений на севере Восточной Сибири в условиях умеренного, но достаточно теплого и, несомненно, гумидного климата. По присутствию в эоценовых песках Алданской впадины валунов и гальки можно даже заключить, что здесь местами (видимо, в горах) уже имели место морозные зимы, возникал ледовый покров на реках и континентальных водоемах. Стекающие с гор и возвышенностей реки во время ледохода переносили эти валуны и отлагали их на равнинах. Иначе трудно представить наличие рассеянных валунов в мелкозернистых и сравнительно хорошо отсортированных песках, для части которых очевиден аллювиальный генезис. Присутствие мономиктовых терригенных пород и каолиновых глин на северо-востоке Сибири не противоречит этому выводу. Эти породы образовывались, видимо, за счет переотложения

высокозрелых остаточных продуктов, подготовленных в корях выветривания позднего мела и раннего палеогена.

В южных районах Сибири, как об этом свидетельствуют геологические материалы, климат был значительно теплее. На юго-востоке Западной Сибири в прибрежно-морских фациях формировались оолитовые железные руды, а на юге Красноярского края (Енисейский кряж, Приангарье) эоценовые отложения во впадинах и карстах содержат прослойки лигнитов, углей и залежи переотложенных бокситов. В Прибайкалье, как уже отмечалось, палеогеновые и неогеновые отложения выполняют ряд грабенных, примыкающих с запада к оз. Байкал, а также на юго-восточном побережье. Отложения эоцен — олигоцена выделяются там под названием каменной свиты, в основании которой находятся линзы переотложенных бокситов, а в верхней олигоценовой части — мощные прослойки бурых углей. Несомненно автохтонные угли указывают на то, что процессы осадконакопления в эоцене и раннем олигоцене происходили в обстановке сравнительно влажного и теплого умеренного климата. Ему предшествовал, видимо, очень теплый переманно-влажный климат палеоцена, когда сформировались латеритные коры выветривания и первичные залежи бокситов.

ЧАСТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТА, ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, ОЦЕНКА И КАРТИРОВАНИЕ

Общие положения

Второй ингредиент метода региональных палеоклиматических реконструкций — составление карт частных (нередко единичных и точечных) индикаторов палеоклимата: породно-минералогических, геохимических, палеонтологических, данных палеотермометрии. Климатические оценки такого рода показателей рассмотрены в работах М. Шварцбаха, Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова и особенно обстоятельно В. М. Сеницыным. Излишне поэтому на этом останавливаться, но при изложении данных по Сибири будут высказаны некоторые соображения и сделаны дополнения применительно к этому материалу.

Литологические критерии позволяют надежно решать вопрос о приуроченности осадочных толщ к климатам-антиподам: аридному или гумидному, теплomu или холодному. Примеры таких исследований имеются в работах по Восточно-Европейской платформе (М. М. Толстихина, А. Б. Ронов, М. Ф. Филиппова и др.), по Средней Азии и Казахстану (Л. Б. Рухин, В. И. Попов, В. В. Лавров, В. Н. Разумова), по юго-западу Сибирской платформы (Н. П. Григорьев, А. П. Левина, А. В. Лейпциг) и другим районам. Но сами по себе они не могут дать надежную количественную оценку палеоклимата в пределах одного климатического пояса. Кроме того,

строгая приуроченность многих типов минералов, пород и руд из числа индикаторов к определенным климатам не выдерживается абсолютно или в достаточно узких рамках, а в отношении других типов вопрос о климатических условиях их образования является спорным. Так, угленакопление обычно расценивается как надежный признак гумидного теплого климата. Однако В. И. Попов, А. И. Егоров и другие исследователи указывают на находки углей в аридной зоне. Неясен вопрос, в каких термических условиях угленакопление приобретает массовый характер: тропических, субтропических или умеренных. Дж. Брайден и Е. Ирвинг, видимо, справедливо считают, что угли образуются там, где накопление органического вещества превышает его распад, т. е. в тропиках, где его очень много (но очень велика и скорость его разложения), и в зонах с прохладным климатом, где скорость прироста меньше, но зато органическому распаду сильно препятствуют холодные зимы. В доказательство этого они ссылаются на карбоновые угли с остатками древесины без годовых колец (условия, сходные с тропическими) и на умеренно теплые климатические условия внетропических областей угленакопления в мезозое и кайнозое с древесинами, сохранившими четкие годовые кольца. Р. Крейзель на примере Южного полушария подтверждает возможность углеобразования в умеренном климате данными по глоссоптериевой флоре, не имеющей признаков теплого климата и залегающей непосредственно на моренах. На преимущественно высокоширотное образование углей указывает А. Хеллем. А. А. Тимофеев, В. Ф. Череповский и И. И. Шарудо угленакопление в мезо-кайнозое СССР связывают как с жарким влажным, так и с умеренно теплым климатом. Отмечая высокую чувствительность углей к климату, примерно таких же взглядов придерживается В. В. Мокринский и обращает внимание на типы углей и их различную климатическую приуроченность.

Достаточно остро стоит вопрос с латеритными корами выветривания и бокситами — одними из важнейших геологических индикаторов палеоклимата. Многими исследователями они считаются образованиями жаркого постоянно-влажного климата типа современного тропического или близкого к нему (А. Н. Волков, Ю. К. Горещкий, Н. М. Страхов, Г. И. Бушинский, В. Лоддинг, Ж. Педро). Б. М. Михайлов допускает возможность их образования как в постоянно-, так и в переменнo-влажных климатах. Большинство же исследователей подчеркивает необходимость для латерито- и бокситообразования переменнo-влажного климата (П. Фагелер, Л. Б. Рухин, Б. П. Кротов, Д. Г. Сапожников, В. И. Бгатов, Р. Я. Скляров, А. Д. Слукин, Ж. В. Домбровская, Г. Гарасовиц, К. Фокс, Е. М. Петерсон и др.). Только смене двух режимов климата обязаны накопления железа и алюминия в почве, указывал в 1959 г. А. Е. Ферсман.

Вообще красноземные (в том числе латеритные) почвы и коры выветривания свойственны тропическому и, в меньшей мере, субтропическому климатам (К. Томлинсон, В. Хутен) с более или менее продолжительными сухими сезонами; подзолы (сероцветные

почвы и коры выветривания, характеризующиеся интенсивным выносом полуторных окислов) — постоянно-влажному в тропиках, а также умеренно теплому и умеренно холодному климатам (В. В. Докучаев, П. Фагелер, В. Кеппен, Л. С. Берг, Б. Б. Полюнов, В. Д. Келлер, А. Н. Перельман, И. П. Герасимов, С. В. Зонн, О. А. Чичагова, А. В. Сочава, В. В. Лавров и др.). При этом мощные каолиновые горизонты могут быть как в красноземных корах выветривания, так (нередко даже в большей мере) и в подзолистых, но в этих последних только в очень теплом влажном климате. В почвах и корах выветривания холодного климата каолиновые глины не образуются вовсе. Эти особенности почво- и корообразования можно считать важнейшей закономерностью гипергенной седиментации вообще со всеми вытекающими отсюда последствиями в смысле палеогеографических реконструкций по древним элювиальным образованиям и осадочным толщам.

Именно переменнo-влажный жаркий климат бокситообразования обосновывает в 1976 г. В. М. Синицын в специальной сводке по этой проблеме. Такой же точки зрения придерживался и автор данной работы (таким он трактовался при реконструкциях палеоландшафтов и палеоклиматов [22, 23], так трактуется и в данной работе). Вместе с тем в одной из работ В. М. Синицына есть указания на присутствие бокситов в аридной области, а некоторые исследователи «помещают» их в умеренный пояс (Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова, Р. Д. Пиккеринг). Достаточно широк спектр условий бокситообразования в представлениях А. К. Гладковского и А. К. Шаровой, А. И. Кривцова, А. В. Лейпцига и А. П. Левинной, Р. А. Биджиева с соавторами. Н. А. Ясаманов считает, что латеритные бокситы формируются только в тропическом равномерно-влажном климате, а осадочные — в переменнo-влажном тропическом или субтропическом.

Несколько слов о глауконите. После работ Н. С. Шатского считается, что этот минерал характерен для тепловодных морей, размещается биполярно относительно экваториальной зоны и ограничен в своем распространении изотермой 15 °С. Новейшими исследованиями установлено, что ареалы современного глауконитообразования охватывают и умеренные пояса Земли. Но в парагенезисе с шамозитом и фосфатами — только в тепловодных морях, в температурных пределах, приблизительно отвечающих указанным ранее Н. С. Шатским. Примерно так же (если не хуже) обстоит дело с другими породами и минералами — индикаторами климата.

Приведенные примеры свидетельствуют о необходимости весьма осторожного подхода к оценке литологических данных вообще и даже таких «ярких» климатических индикаторов, как угли и бокситы; о необходимости во избежание ошибок комплексного анализа геологических (в том числе литологических и парагенезов), биологических и других факторов, могущих пролить свет на климатическую обстановку прошлого. Особенно это важно при региональных палеоклиматических реконструкциях, так как количество индикаторов нередко исчисляется тогда единицами и каждая возможная ошибка

существенно влияет на выводы. Нужно еще иметь в виду, что не всякая фациальная обстановка дает возможность осадкам проявить себя в наиболее характерном виде. Так, например, красноцветные отложения образуются и сохраняются в резко окислительных средах континентальных и лагунных фаций. В эпохи морских трансгрессий ареалы образования и сохранения красноцветов резко сужаются (за счет морских сероцветных пород) или вовсе исчезают. Отсюда возможность ошибки при анализе площадей развития тех и других отложений. Именно такая ошибка в определении аридного максимума в мезозойской истории Западной Сибири долгое время бытовала среди сибирских геологов (В. П. Казаринов, К. В. Боголепов и др.). Им ошибочно считался готерив — баррем — время регрессии и наибольшего площадного развития карбонатных пестроцветов (киялинская, илиекская свиты), а не конец поздней юры, ознаменовавшийся крупнейшей морской трансгрессией.

Обратимся теперь к примеру из области палеоботаники. В последней своей работе В. М. Синицын [29], ссылаясь, в частности, на находки пальмы сабаль в раннем кайнозое Сибири (палеоцен и эоцен, пояс мезофильных лесов квазитропического и тропического климата), определял климат всей ее территории как тропический или квазитропический. При этом он указывал, что последний был лишь немногим прохладнее современного тропического и не имел сезонной ритмики (прохладного сезона). Это несомненно ошибочное заключение и не только потому, что все представители тафофлор кайнозоя Сибири имеют сезонные кольца. Дело в самих находках пальм. Видимо, имелись в виду находки отпечатков их листьев и пыльцы в эоценовых палинокомплексах Северного Казахстана (Н. М. Макулбеков, В. С. Корнилова), в Прибайкалье (С. Р. Павлов и др.), а также на Чукотке (С. А. Хайкина, Б. В. Белая), Северо-Западной Камчатке (Л. Ю. Буданцев), на побережье Охотского моря (Пенжинская губа, А. Ф. Ефимова, Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ) и Яно-Индибирской низменности (оз. Тастах, И. А. Кулькова), что, впрочем, уже не относится к Сибири. Находки пыльцы пальм указываются в сеноне и эоцене на юге Сибири [22] и в эоцене п-ова Таймыр (В. А. Шахмундес). Нигде более остатки пальм не обнаружены, а во флорах раннего кайнозоя Западной Сибири, особенно в эоцене, весьма существенна (и повсеместна) роль умеренного элемента. Для Северного Казахстана и Прибайкалья находки остатков пальм в силу южной их дислокации понятны и закономерны, а что касается северо-востока Азии, то там, как указывают В. А. Вахрамеев и [22], с позднего мезозоя климат определялся влиянием тихоокеанского муссона и, видимо, был более мягким и, возможно, более теплым, чем в Западной Сибири. Влияние его (и теплого тогда арктического бассейна) сказывалось, видимо, вплоть до Таймыра. Иначе трудно объяснить отсутствие их пыльцы в палинокомплексах эоцена более южных районов Западной Сибири, где эоценовые отложения распространены весьма широко и где число изученных палинокомплексов несравненно более велико. Полностью не исключаются и возможные

ошибки в идентификации крайне невыразительной пылицы этих растений.

Против подобных преувеличений вполне определенно и, можно сказать, единодушно выступают палеонтологи, палеоботаники и палинологи, определяя климат мезозоя и раннего кайнозоя Сибири как умеренно теплый или близкий к субтропическому. Анализируя состав флор (отмечая, в частности, отсутствие древовидных папоротников) и особенности строения ископаемых древесин, В. А. Вахрамеев допускает также возможность зимних отрицательных температур в мезозое и палеогене Сибири. Для мезозоя и раннего палеогена это предположение, пожалуй, тоже является преувеличением.

Ошибка В. М. Синицына естественно вытекает из особенностей самого метода — использования обобщенных сведений нередко без географической «привязки» конкретных фактов; она — одновременно следствие недоучета общей палеогеографической обстановки, рассматриваемой и сопредельных территорий, анализ которой допускает иные решения. В работе [29] перечисляются и анализируются только показатели климата очень теплого или жаркого и не упоминаются факты противоположного свойства. А они (например, признаки морозных зим в палеогене) имеются и в достаточном количестве. Более того, отдельные исследователи, делая упор именно на такие факты, заключают, что климат Северной Азии в мезозое и кайнозое был умеренным и отличался от нынешних температурных условий этой части материка только более мягкими зимами, а в приполярной части Бореального бассейна в течение значительной, возможно, большей части мезозоя — кайнозоя возникали припайные льды [41]. Разнос мегакластов плавающими льдами в мезозое Якутии допускает И. И. Тучков, а в мезозое и кайнозое Западной Сибири — И. Л. Кузин. Это тоже результат одностороннего анализа фактов, взятых из «общего контекста» достаточно произвольно. Критике подобных методов исследования посвящена статья автора [7]. Специальные исследования природы мегакластов, рассеянных в юрских пелагических глинах Приверхоанского и Лена-Анабарского прогибов, проведенные автором с сотрудниками в самые последние годы, подтвердили их отнюдь не ледово-морское происхождение. Получены прямые доказательства связи разноса мегакластов с подводно-оползновыми процессами, придонными течениями и турбидитами. Уместно еще отметить, что указание В. А. Вахрамеевым на годовые кольца и пикноксилическое строение ископаемых древесин как на свидетельства возможных морозных зим в мезозое Сибири также не убедительно. Первые есть следствие только сезонной ритмики (не более), а пикноксилия вовсе не является адаптацией к отрицательным температурам, что подчеркивается ботаниками, например А. А. Яценко-Хмелевским.

Как один из важных показателей климата используется минералогия глин и глинистых цементов терригенных пород. На картах частных индикаторов (см. рис. 6—11) эти данные отображены дважды: определениями глинистых минералов в конкрет-

ных пунктах рентгеноструктурным и термовесовым анализами (материалы эти в основном заимствованы из опубликованных работ) и обобщенно — в виде обзорных схем на врезках. При этом глинистые минералы рассматривались в основном (кроме монтмориллонита) как аллотигенные продукты, а состав их изображался специальными знаками (первые буквы названий минералов или в штриховой легенде — на врезках) с учетом их катагенетических преобразований. Климатический анализ минералогии глин производился соответственно результатам специальных исследований по климатической приуроченности глин на континентах и в океанах (М. А. Ратеев, А. П. Лисицын, З. Н. Горбунова, И. Д. Зхус и др.): гумидный жаркий климат на суше — каолинит, галлуазит (с гиббситом), в условиях теплого климата исчезают гиббсит и галлуазит (а в условиях холодного и каолинит), возрастает примесь гидрослюда и хлорита; аридный климат — гидрослюды, монтмориллонит, смешаннослойные (гидрослюда + монтмориллонит) и псевдослоистые алюмосиликаты — палыгорскит, сепиолит; в морских осадках главные компоненты глин — монтмориллонит, смешаннослойные, гидрослюды, хлорит; вблизи аридной суши к ним добавляется палыгорскит, вблизи гумидной — каолинит. В катагенезе морских и континентальных глин растет содержание гидрослюды и хлорита, вплоть до полного замещения ими всех первичных минералов.

Геохимические показатели палеоклимата на картах частных его индикаторов отражены главным образом в особенностях состава и облика элювиальных и осадочных пород и руд. Картирование значений всякого рода коэффициентов и модулей — терригенно-минералогических, геохимических, коэффициентов корреляции по содержаниям аллотигенных и аутигенных минералов и типам распределения малых, редких и порообразующих элементов в породах и их тонких (глинистых) фракциях, видимо, нецелесообразно. Все они не только менее информативны в сравнении с рассмотренными выше показателями, но и являются предметом сугубо специализированных исследований. Климатический анализ и особенно синтез этих разнородных данных статистического характера пока еще не разработан как метод достаточно оперативный и надежный. Подобные коэффициенты более эффективны при расчленении, корреляции и фациально-генетическом анализе конкретных геологических разрезов.

В исследовании палеоклиматов более полезными, пожалуй, были бы данные по составу конкреций в связи с климатическими условиями их образования (А. В. Македонов). Но такие исследования для мезо-кайнозоя Сибири по существу только начаты А. И. Сидоренковым в ЗапСибНИГНИ (г. Тюмень); им недавно получены и первые обнадеживающие результаты.

Из палеонтологических материалов на картах частных индикаторов палеоклимата (см. рис. 6—11) показаны местонахождения мезозойских ящеров, комплексы млекопитающих, скопления известковистых одноклеточных водорослей — кокколитофорид (кокко-

вывод неизбежно следует из баланса энергетического обмена этих гигантов мезозоя. Крупные наземные рептилии, такие, как динозавры, как писал А. К. Рождественский, — несомненно были жителями тропических или субтропических широт с теплыми зимами [24]. Или о находках динозавров в Сибири и на о-ве Шпицберген: учитывая рептильный (чешуйчатый) покров, даже при наличии теплокровности, следует предполагать исключительно теплый климат (прежде всего теплые зимы!) этих широт в раннем мелу [25]. При теплокровности (но без теплоизоляционного покрова) и гигантизме, лишавшем их возможности найти убежище для зимней спячки, они оказывались неконкурентными с мелкими пойкилотермными (холоднокровными) рептилиями, дожившими до наших дней. Для них был благоприятен только стабильный теплый климат. Резкие понижения или повышения температуры окружающей среды были для них одинаково губельны независимо от того, являлись они пойкилотермными или гомойотермными. Вымирание динозавров многие исследователи связывают с континентализацией климата в конце мелового периода.

Функциональный анализ морфологии динозавров показывает, что зауроподы жили у моря, другие тоже были связаны с приморскими равнинами и лишь немногие роды — типично сухопутные (роль последних возрастает в мелу). Плезіозавры были жителями прибрежной полосы, ихтиозавры — открытого моря. В высоких широтах, где было недостаточно тепло, находки тех и других не известны (А. К. Рождественский). Современные рептилии, живущие в основном в тропиках и субтропиках (вне этой зоны они активны только летом), указывают, как считает М. И. Будыко, на верхний предел выносливости динозавров к холоду. Данные лабораторных исследований и полевых наблюдений убедительно доказывают, что для рептилий снижение средней температуры на 10 °С губельно. Отсюда следует, что наша оценка температурного минимума жизни динозавров (10 °С) близка к реальной или даже несколько занижена.

Климатический анализ остатков сухопутных млекопитающих (обайлинский комплекс, индрикотериевая и гиппариновая фауны), основываясь на данных морфофункционального анализа, дает еще более определенные результаты. В заключениях специалистов по экологии отдельных компонентов комплексов и целых палеоценозов устанавливаются климатические условия через воссоздание ландшафтов (К. К. Флеров, А. К. Рождественский, Ю. А. Орлов, Л. К. Габуня, Е. И. Беляева, Н. М. Яновская и др.). Так, например, в олигоцене Казахстана, по данным К. К. Флерова, было два типа ландшафтов: сухие саванные степи и галерейные влажные широколиственные леса. Климат олигодена Приаралья: среднегодовая температура 12 °С, наиболее холодного месяца 4 °С, годовая сумма осадков около 1000 мм. Индрикотериевая фауна населяла область распространения флор тургайского типа, сходного по характеру с современной флорой Юго-Восточного Китая, — разреженные саванные насаждения на водоразделах и возвышенностях

и галерейные субтропические и тропические леса по долинам и берегам водоемов [36].

Считая климат времени гиппариона теплым и мягким, А. К. Рождественский допускает, однако, «прохладные зимы». Ю. А. Орлов обращает внимание на густой шерстный покров у мелких жвачных, гиенообразных, а также у продрематерия. На существование морозных зим в олигоцене Северного Казахстана указывал А. Н. Криштофович в работе о флоре горы Ашутас. В Южной Сибири находки остатков млекопитающих палеогена и неогена очень редки, более многочисленны они в Казахстане — обайлинский эоценовый комплекс в Зайсанской котловине, индрикотериевая (олигоцен) и гиппариновая (миоцен—плиоцен) фауны в Тургае и Северном Приаралье.

Температурный минимум обитания кокколитофорид (9°C зимой), которых, по данным В. Н. Векшиной, в волжско-берриаских и маастрихтских отложениях Западной Сибири содержится более 20 видов, определен по заключению Г. Дефляндра, одиночных кораллов *Leptoria* Edw. et Haim. и *Stephanophyllia* Michelin (более 10°C зимой) — по заключению А. Б. Ивановского. Есть указания и на находки в юре Западной Сибири «зачаточных» рифов (вогулкинская толща в Зауралье, верхняя юра), но среди рифостроителей отсутствуют кораллы. Не известны колониальные кораллы и в других отложениях Сибири. Это и закономерно, ибо колониальные кораллы характерны только для тропических вод и не могут существовать при температуре ниже $20,5^{\circ}\text{C}$ (Л. А. Зенкевич). По данным Д. Эгера, рифостроящие кораллы имеют лучшие биотипы с температурой вод $25\text{--}29^{\circ}\text{C}$. Минимальная температура, которую они могут переносить длительное время, 22°C .

Картирование других палеонтологических данных, в том числе достаточно информативных комплексов морских беспозвоночных, в регионах с достаточно высокой палеонтологической изученностью представляется нецелесообразным. Это слишком бы перегрузило карты. Такого рода материалы — как и в нашем случае — лучше уместить в обобщенном виде — по итогам палеозоогеографических построений, опубликованных в последние годы (К. И. Кузнецова, В. Н. Сакс, Т. И. Нальяева, М. С. Месежников, В. А. Захаров, Н. И. Шульгина, М. А. Пергамент, Б. Н. Шурыгин, В. В. Друщиц, Т. И. Смирнова, М. М. Москвин, А. А. Шевырев, Ч. М. Колесников, А. А. Григялис и др.).

Основные результаты этих исследований в самых общих чертах следующие. В настоящее время почти все исследователи, как советские, так и зарубежные, выделяют два палеозоогеографических пояса: тропический Тетис и внетропический Бореальный в юре—раннем мелу, а в позднем мелу—палеогене — Тетис, Бореальный и Нотальный. Морские фауны Бореального пояса (аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски, фораминиферы) отличаются от тетических существенным обеднением систематического состава, все возрастающим по направлению к северному географическому

ческому полюсу, который в поздней юре и раннем мелу, как полагают В. Н. Сакс и другие исследователи, располагался в пределах Арктического бассейна вблизи Берингова пролива. Так, по данным Б. Т. Янина, при переходе из Тетического в Бореальный пояс число семейств двустворчатых моллюсков уменьшается в два, родов — в три, а видов в 2,5 раза. Оба пояса характеризуются наличием эндемичных таксонов крупного ранга.

Моря Сибири и Северо-Востока СССР всегда принадлежали к Бореальному поясу и по особенностям состава фаун подразделялись на области (Бореально-Атлантическую, Арктическую, Бореально-Тихоокеанскую) и провинции. Наибольшее обеднение фаун отмечается в располагавшейся вокруг полюса Арктической области и в Чукотско-Канадской провинции. Значительно разнообразнее фауна Бореально-Атлантической области, которая охватывала моря Восточно-Европейской платформы, Печорского бассейна, Северо-Западной Европы, Гренландии и северные районы Зауралья и Сибири. К Арктической и Бореально-Тихоокеанской областям принадлежали бассейны севера Восточной Сибири и Северо-Востока СССР.

Вместе с тем все имеющиеся данные (присутствие среди бореальных фаун, в том числе и Арктической провинции, теплолюбивых форм, таких, как устрицы, пинны, отдельные представители тригонид), характер геологических процессов, растительность суши и, наконец, результаты палеотемпературных определений физико-химическими методами говорят о том, что моря Бореального пояса в мезозое и палеогене были достаточно теплопроводными, значительно теплее современных морей северных окраин материка. Различия среднегодовых температур вод тропических морей Тетис и сибирских морей в ранней и средней юре были всего 3—5 °С, а в поздней юре и неокоме не более 5—10 °С. Несколько большей дифференциацией температур морских вод характеризовались бассейны позднего мела и раннего палеогена, и лишь с конца эоцена она стала быстро возрастать. В приполярных областях температуры поверхностных вод в позднем мелу (и в палеоцене) были близки таковым в современных умеренно теплой и субтропической зонах (М. М. Москвин) и лишь с позднего плиоцена стали близки нынешним (А. И. Толмачев, Б. А. Юрцев, Ю. Б. Гладенков).

В регионах с недостаточной палеонтологической изученностью картирование комплексов морских беспозвоночных, фораминифер и других ископаемых целесообразно, но только в экологической легенде, отражающей климатическую специализацию таксонов и ориктоценозов. Палеоботанические данные — тафофлоры, палинокомплексы картируются и анализируются самостоятельно на специальных картах.

Наконец, на карты частных индикаторов палеоклиматов (см. рис. 6—11) в виде конкретных определений среднегодовых температур вынесены данные палеотермометрии по изотопам кислорода и кальций-магниевому отношению в рострах белемнитов и раковинах двустворок. В окружении геологических индикаторов палео-

климата и на палеогеографической основе они приобретают совсем иное звучание: оценки параметров палеоклимата взаимоконтролируются, расхождения и аномалии могут получить достаточно вероятное объяснение.

Анализируя оценки палеотемператур по рострам белемнитов, необходимо оговорить следующее. Ростры белемнитов — часть внутреннего скелета животных, и потому их состав фиксировал температурный режим не морских вод, а тела животных. Белемниты, как и все беспозвоночные, были холоднокровными, и температура их тела была близка к температуре окружающей среды. Однако белемниты были животными свободноплавающими и, судя по их близости к кальмарам, весьма активными. Поэтому температура их тела могла быть на несколько градусов выше среднегодовой температуры воды в море. С другой стороны, они могли жить не в поверхностных прогреваемых солнцем слоях воды, а в более глубоких и соответственно более холодных слоях. Вследствие этого определяемые по их рострам палеотемпературы могли быть ниже среднегодовой температуры поверхностных вод в морях. Две эти поправки имеют противоположные знаки и поэтому в какой-то степени нейтрализуют друг друга. Более существенным является то обстоятельство, что при установлении абсолютных значений палеотемператур приходится допускать постоянство солевого, а следовательно, и изотопного состава вод Мирового океана от мезозоя до ныне. Это допущение отнюдь не является убедительным. Наоборот, поскольку в современном Мировом океане постоянно идут процессы привноса солей и пресных с иным составом изотопов вод с суши и одновременно процессы осаждения солей (солеобразование и адсорбция ионов), неизменность солевого и изотопного состава океанических вод кажется маловероятной. Обиной (по сравнению с современной) солености Арктического бассейна, заливом которого являлось Западно-Сибирское море в юрском и меловом периодах, говорят, основываясь на составе поглощенных катионов, И. С. Грамберг и Н. С. Спиро.

Сказанное наводит на мысль, что палеотемпературные определения могут давать лишь относительные, но не абсолютные оценки температуры морских вод. Однако приходится считаться с тем, что получаемые абсолютные величины палеотемператур в общем очень хорошо сходятся с данными о среднегодовых температурах воды (по составу морских палеобиоценозов и по особенностям осадконакопления в море) и температурах воздуха (по составу наземной растительности и условиям выветривания на суше). Таким образом, мы вправе считать, что ошибки в определениях палеотемператур по рострам белемнитов и в абсолютном значении не превышают нескольких градусов. Значительно возрастают ошибки в определениях, когда мы сталкиваемся с заведомыми отклонениями от нормальной для данного отрезка времени солености (Р. В. Тейс, Д. П. Найдин). Отклонения, вообще говоря, не могли быть большими, коль скоро речь идет о водоемах, заселявшихся белемнитами — представителями стеногалинного класса головоно-

гих. Все же и небольшие изменения в солености сказывались на изотопном составе ростров, что видно из сопоставления оценок по O^{18}/O^{16} и Ca/Mg методами. Определения, хорошо сопоставимые, когда анализировались ростры, взятые в осадках открытого моря, резко — на 5—10 °С и более — расходятся при исследовании ростров из прибрежных мелководных фаций, подвергавшихся, очевидно, воздействию поступавших с суши пресных вод [23].

К рассмотрению данных палеотермометрии, относящихся к мезозойским отложениям Сибири, в сравнении с соответствующими материалами по другим регионам, континентам и океанам, мы еще вернемся. Здесь лишь отметим, что величины палеотемпературных определений заимствованы в основном из литературных источников.

Итак, при анализе частных индикаторов палеоклимата исключается всякая односторонность в выборе фактов. По возможности все они, закономерные и аномальные, яркие и невыразительные в смысле индикации климатических условий геологического прошлого, должны быть нанесены на карту, оценены и взаимоувязаны. Противоречивые факты заслуживают даже большего внимания. Задача синтеза данных облегчается картированием частных индикаторов на литолого-палеогеографической основе, обеспечивающей взаимоконтроль фактов, учет фациальных обстановок, главных особенностей генезиса отложений и их изменения во времени и пространстве.

Интеграция массива данных частных индикаторов палеоклимата различной природы может обеспечить вполне уверенную качественную, а иногда и количественную характеристику зонального палеоклимата. Однако границы зон получаются, как правило, расплывчатыми. Не помогает в этом и картирование геологических формаций, так как каждая конкретная формация есть продукт определенного ландшафта, но не исключительно климата. Тем не менее карты частных индикаторов палеоклиматов и схемы размещения геологических формаций, естественно, в значительной мере оказываются подобными.

Картирование частных индикаторов палеоклимата мезозоя и палеогена Сибири

В качестве примера на рис. 6—11 приведены карты-схемы частных индикаторов палеоклимата Западной Сибири, составленные для ранней — средней юры, поздней юры (келловей — оксфорд), готерив — баррема и апт — альба, коньяк — сантон — кампана и маастрихт — дания. Палеогеографическая основа при их построении заимствована из: Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1968 г.), Литолого-фациальных схем Западно-Сибирской плиты (Т. И. Гурова, В. П. Казаринов), Литолого-палеогеографических карт мела и палеоцена Урала и Зауралья (Л. А. Умова и др.), Атласа литолого-палеогеографических карт юры и мела

Западно-Сибирской равнины (1976 г.) и других источников.

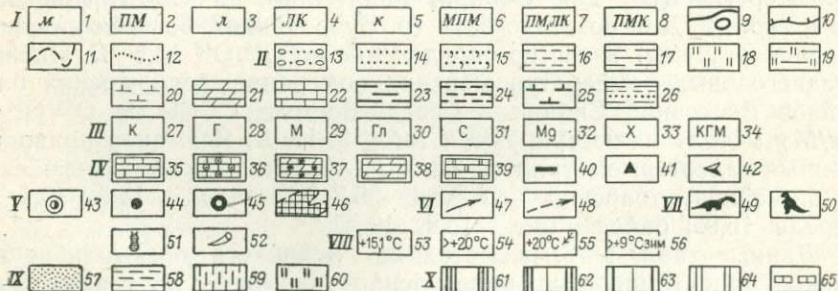
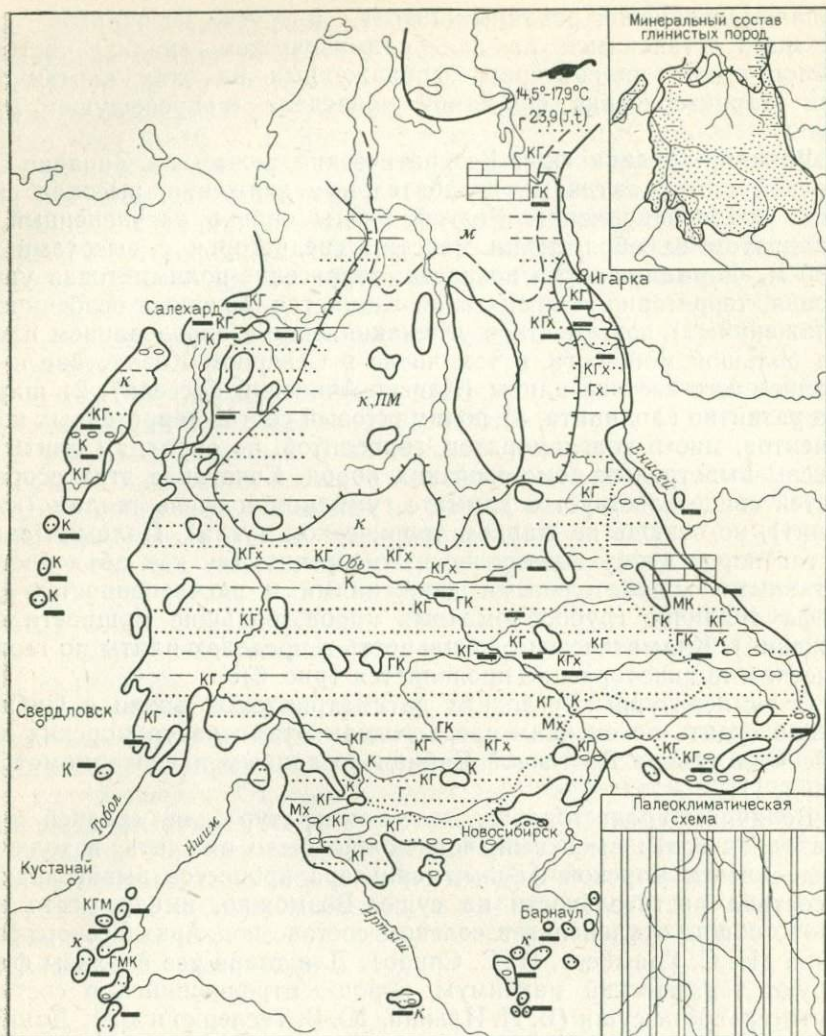
Здесь остановимся на палеоклиматическом анализе частных геологических индикаторов, изображенных на этих картах-схемах (характеристика формаций приведена в предыдущем разделе).

Ранняя—средняя юра. Геократический режим на Западно-Сибирской плите, активные колебательные движения, высокая скорость осадконакопления. Рельеф плиты сильно расчлененный, в складчатом ее обрамлении местами среднегорья с высотами до 2000 м. Формации этого возраста: терригенно-полимиктовая угленосная, терригенно-полимиктовая глинистая. Главные особенности отложений: 1) повсеместное угленакопление с образованием пластов большой мощности, в том числе в Северном Казахстане и на крайнем юго-востоке плиты (Канско-Ачинский бассейн), 2) широкое развитие каолинита, 3) полимиктовый состав терригенных компонентов, много конгломератов, гравелитов, по окраинам плиты — дресвы выветрелых долезозойских пород. Сочетание этих особенностей свидетельствует о климате гумидном и очень теплом (каолинит), но отнюдь не жарком тропическом (угли). Полимиктовый состав пород этому выводу не противоречит, так как объясняется активными колебательными движениями и расчлененностью рельефа (наличие грубообломочных пород, большие мощности отложений). Климатическая зональность в пределах плиты по геологическим индикаторам не проявляется (рис. 6).

О температурных условиях рассматриваемой эпохи в Сибири можно судить по оценкам среднегодовых температур морских вод бассейнов севера Восточной Сибири по данным палеотермометрии (табл. 1).

Величины среднегодовых палеотемператур для средней юры оказались более высокими, чем можно было ожидать, исходя из обедненности морской фауны, характера процессов выветривания и состава растительности на суше. Возможно, имели место какие-то общие отклонения в солевом составе вод Арктического бассейна (И. С. Грамберг, Н. С. Спиро). Для тоара все анализы фиксируют термический максимум, хорошо отразившийся в составе растительности суши (В. И. Ильина, Ю. В. Тесленко и др.). Данные палеотермометрии для Сибири, полученные по Ca/Sr, приведены в табл. 2. Для позднего бата (р. Буор-Эйэкит, бассейн нижнего течения р. Лены) известно определение по O^{18}/O^{16} 14,5 °С. Оценки среднегодовых температур морских вод ранне-среднеюрских бассейнов Восточной Сибири и Северо-Востока СССР по O^{18}/O^{16} и Ca/Mg методу иллюстрируются табл. 3. Н. А. Ясаманов приводит данные палеотермометрии по Ca/Mg для Хатангского и Виллойского бассейнов: тоарский век 19,4—25,7 °С, аален — 14,5—19,1 °С (средн. 16,9°) байос — бат — 15,9—19 °С.

Данные табл. 1—3, несмотря на имеющиеся явно ошибочные оценки палеотемператур, определенно указывают на термический максимум в тоарском веке ранней юры, когда среднегодовые температуры были, видимо, около 20—24 °С. В позднем тоаре и в



Определения среднегодовых температур (°С)
по рострам белемнитов из ниже-среднеюрских
отложений севера Восточной Сибири.
По А. В. Гольберту и др. (1968 г.)

Время	Р. Анабар		Низовья р. Лены	
	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg
Поздний бат	17,6 (1)*	—	14,5 (1)	—
Байос	—	18,3 (1)	—	—
Аален	16,7 (1)	—	—	—
Поздний тоар — ранний аа- лен	18,7 (1)	—	16,5 (1)	22,2 (2)
Средний тоар	23,9 (1)	22,9 (5)	—	20,1 (1)

* В скобках — количество анализированных ростров.

средней юре все анализы фиксируют снижение температур до +14,5—17,9 °С в позднем бате. На фоне имеющих значения для севера и востока Сибири оценки температур морских вод ранне-среднеюрских бассейнов низовий р. Лены и Северо-Востока СССР как самых высокоширотных (севернее 80° с. ш., принимая положение Северного полюса в северо-западной части Тихого океана)

Рис. 6. Частные геологические индикаторы палеоклимата различных фациальных зон мезокайнозой Западно-Сибирской плиты (нижняя—средняя юра). По А. В. Гольберту и др. (1968 г.), с изменениями

Фациальные зоны (I): 1 — морские фацции, 2 — прибрежно- и мелководно-морские, 3 — фацции солоноватоводных бассейнов, 4 — лагуно-континентальные, 5 — континентальные фацции, 6 — чередование морских и прибрежно-морских, 7 — чередование прибрежно-морских и лагуно-континентальных, 8 — чередование прибрежно-морских и континентальных фацций; границы распространения: 9 — современных отложений, 10 — морских фацций, 11 — фациальных зон, 12 — литологических комплексов; литологический состав отложений (II): 13—15 — пески, песчаники (13 — разноразмерные с грубым обломочным материалом, прослои конгломератов, 14 — мелко- и среднеразмерные, 15 — с глауконитом), 16 — алевриты, алевриты, 17 — глины, аргиллиты, 18 — ополки, 19 — глины ополочные, 20 — глины, аргиллиты известковистые, 21 — мергели, 22 — известняки, 23 — глины пестроцветные некарбонатные, 24 — алевриты глинистые пестроокрашенные, 25 — красноватые карбонатные, 26 — переслаивание различных пород на примере переслаивания глинистых и песчано-алевритовых пород (с преобладанием первых); минеральный состав глинистых пород (строчные буквы — минерал в примеси) — III: 27 — каолиновые, 28 — гидрослюдистые, 29 — монтмориллонитовые, 30 — галлуазитовые, 31 — смешаннослойные, 32 — примесь магnezияльных алюмосиликатов (пальгорскит, сепиолит), 33 — примесь хлорита, 34 — сложного состава (компоненты в убывающем порядке); прослои некоторых типов пород (IV): 35—36 — известняков (36 — оолитовых), 37 — кокколитофоридовых мергелей, 38 — мергелей, 39 — доломитов, 40 — углей, 41 — скопления глауконита в прослоях, 42 — то же, гипсовость; месторождения и рудопроявления осадочных полезных ископаемых (V): 43 — оолитовые шамозитовые железные руды, 44—45 — бокситы (45 — перетолженные), 46 — участки распространения оолитовых железных руд; морские течения (VI): 47 — теплые поверхностные, 48 — холодные поверхностные; органические остатки (VII): 49 — плезиозавров, ихтиозавров и др., 50 — динозавров, 51 — термитов, богомолов и других насекомых, 52 — одиночных шестилучевых кораллов; палеотемпературные определения (VIII): 53 — по изотопному составу кислорода (O¹⁸/O¹⁶) и кальций-магниевого отношению в органическом кальците, 54 — по прослоям оолитовых известняков (среднегодовая), 55 — по листовым флорам (среднегодовая), 56 — по кокколитофоридовым мергелям (нижний предел зимней температур); минеральный состав глинистых пород (на врезках) — IX: 57 — каолиновые, 58 — гидрослюдистые, 59 — монтмориллонитовые, 60 — смешаннослойные; палеоклиматические зоны (на палеоклиматических схемках — врезках) — X: 61—63 — палеосубтропического климата (61 — семиаридного жаркого, 62 — гумидного переменно-влажного очень теплого, 63 — гумидного переменно-влажного теплого), 64 — палеоумеренного гумидного равномерно-влажного теплого, 65 — границы климатических поясов

Определение температур (°С) морских вод стронциевым методом по рострам белемнитов из отложений нижней и средней юры Сибири. По В. Н. Саксу и др. (1972 г.)

Время		Местонахождение	Среднегодовая температура
Средняя юра	Поздний бат	п-ов Юрюнг-Тумус и Анабарская губа р. Келимяр	18,9 (29)*
	Аален		19,0 (30)
Ранняя юра	Тоар	р. Вилюй	24,0 (60)
		р. Анабар	22,5 (28)
		р. Попигай	22,3 (5)
		п-ов Юрюнг-Тумус	21,8 (20)
		р. Келимяр	21,5 (10)
	р. Омолон	21,3 (3)	

* В скобках — количество анализированных ростров.

закономерно оказались более низкими (14,5—21,7 °С) и даже в тоаре не поднимались выше 22,7 °С. Наиболее высокие значения (в том числе почти все аномальные) получены для бассейна р. Вилюй (например, 24 °С по 60 анализам стронциевым методом). В известной мере это может быть связано и с пониженной соленостью вод, там достаточно вероятной.

К сожалению, мы не располагаем данными палеотермометрии для низкоширотных территорий Сибири, каковыми в то время являлись южные районы Западной Сибири. По данным И. А. Ясаманова, палеотемпературы вод морей Крыма и Кавказа, полученные Са/Мg методом по белемнитам и брахиоподам, были «тропическими» (чаще всего оценки палеотемператур по белемнитам колеблются в пределах 22—24 °С) и также четко фиксируют похолодание в позднем тоаре и аалене. В целом же имеющиеся данные палеотермометрии свидетельствуют о весьма слабой термической дифференциации климата ранней и средней юры не только в Сибири, но и на всей территории СССР.

Господство в ранней и средней юре Сибири теплого климата, когда даже зимой температура морских вод не опускалась ниже 10—12 °С, подтверждается находками в различных пунктах Восточной Сибири остатков морских ящеров (плезиозавров, ихтиозавров): плинсбах мыса Цветкова (Восточный Таймыр) и низовий р. Анабар, байос—бат р. Лены (севернее г. Жиганска), нижний байос р. Сунгюдэ (близ пос. Сиктях), верхний бат низовий р. Оленек (у устья р. Келимяр), аален (?) р. Таас-Крест (у устья р. Лены). Более многочисленны они в тоаре (р. Келимяр, р. Вилюй и его притоки Илигир, Намаа и др.). Самыми северными (для того

времени) местонахождениями являются, видимо, р. Левый Кедон (нижний тоар, верховья), бассейн р. Омолон на Северо-Востоке СССР, а также многочисленные находки ихтиозавров (реже плезиозавров) во всех ярусах нижней и средней юры вблизи устья р. Лены и в Анабарской губе (см. рис. 5).

Келловейский и оксфордский века. Обширная морская трансгрессия, резкое снижение активности тектогенеза и скорости осадконакопления, выравнивание рельефа на Западно-Сибирской плите и в ее складчатом обрамлении; низкогорья (500—1000 м) сохраняются лишь на востоке Алтае-Саянской складчатой области и на Енисейском кряже. Формации: черных битуминозных аргиллитов (морская), терригенно-глауконитовая (преимущественно прибрежно-морская), на крайнем юге плиты терригенно-полимиктовая красноцветная, на северо-западе — терригенно-полимиктовая угленосная.

Все климатические индикаторы (рис. 7) указывают на очень теплый гумидный климат начала поздней юры, признаки аридизации обнаруживаются только на крайнем юге плиты (карбонаты, красноцветы — терригенно-полимиктовая пестроцветная формация). Среди минералов глин очень много каолинита, но возрастает роль гидрослюд и хлорита (морские фации). О термическом режиме климата можно судить по развитию терригенно-глауконитовой формации (глауконит в ассоциации с шамозитом и фосфатами — не менее 15 °С — в северных районах формация содержит пласты оолитовых шамозитовых железных руд), прослоям оолитовых известняков, которые, по данным Г. Квининга, образуются на мелководье при среднегодовой температуре воды не менее 20 °С. В отложениях келловей Земли Франца-Иосифа найдены остатки плезиозавра — *Peloneustes cf. philarchus* (Seeley). Кости плезиозавра обнаружены также в осадках келловей—оксфорда р. Ижмы (бассейн р. Печоры). Климатическая зональность вполне отчетливая: на крайнем юге плиты признаки аридного климата (да и морские воды были там, видимо, теплее, чем на севере), о чем можно судить по распространению карбонатных красноцветов, оолитовых известняков на юге, углей и оолитовых железных руд — на севере. Однако и на крайнем севере плиты среднегодовая температура была, видимо, не ниже 15 °С (месторождения и проявления оолитовых железных руд в терригенно-глауконитовой формации), а на широте Земли Франца-Иосифа не опускалась ниже 10 °С зимой (см. рис. 5).

Приведенные данные свидетельствуют вместе с тем, что климат начала поздней юры становится более теплым, чем в средней юре. Одновременно с этим наблюдается наступление с юга аридного климата. О температурах воздуха и вод келловейских и оксфордских морей на севере Западно-Сибирской плиты можно судить по оценкам среднегодовых температур по рострам белемнитов бассейна р. Печоры: 18,2 °С (нижний келловей), 16,9 °С (оксфорд) по O^{18}/O^{16} ; 14,9 °С (нижний келловей) по Ca/Mg. Для нижнего келловей низовий р. Лены по Ca/Mg в одном ростре получено значе-

Определение температур (°С) морских вод по рострам белемнитов из отложений нижней и средней юры Сибири и Северо-Востока СССР. По Т. С. Берлин и др. (1970 г.)

Таблица 3

Время		Северо-Восток СССР		Север Восточной	
		Ca/Mg хим.	Ca/Mg спектр.	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.
Бат	Поздний	—	—	14,5 (1)*	15,5—17,9 (5)
	Средний	—	—	—	15,4 (1)
	Ранний	—	—	—	—
Байос	Поздний	—	—	—	19,3 (1)
	Ранний	—	—	—	18,3 (1)
Аален	Поздний	—	—	—	18,3 (1)
	Ранний	21,5 (1)	15,6 (1)	16,7 (1)	19,1—22,3 (7) } 22,4
Поздний тоар — ранний аален		21,7—23,0 (2)	21,7 (1)	16,5 (1)	21,3—22,5 (1)
Тоар	Поздний	20,5—21,8 (4)	20,3—22,7 (4)	18,7 (1)	19,9—21,8 (6)
	Ранний	—	21,3 (1)	23,9—49,7 (3)	19,9—22,7 (8)
		вторая половина	—		—
первая половина	21,6 (1)	—	—	—	
Поздний плинсбах		—	—	37,0 (1)	22,6—23,7 (3)

* В скобках — количество анализированных ростров.

ние 15,2 °С [23]. По данным Н. А. Ясаманова, температура вод Хатангского бассейна в келловей — оксфорде была 14,9—19,1 °С. Более высокие значения получены В. М. Мазур по O¹⁸/O¹⁶ и Ca/Mg в рострах белемнитов из оксфорд — кимериджа Среднего Приобья 17,0—19,3 °С (Ca/Mg), верхнего оксфорда — нижнего кимериджа Приполярного Урала 14,1—17,1 °С (Ca/Mg), келловей Земли Франца-Иосифа 17,3 °С (O¹⁸/O¹⁶). Определения палеотемператур для Приполярного Урала в сравнении с оценками для Печорского бассейна и Восточной Сибири, приведены в табл. 4.

Данные палеотермометрии свидетельствуют о потеплении вод в келловей и оксфорде по сравнению с концом средней юры в Вос-

Сибири	Бассейн Лены и Вилюя			
	Ca/Mg спектр.	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.	Ca/Mg спектр.
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
16,5—17,8 (3)	—	—	—	15,4—23,1 (5)
19,0—22,3 (3)	—	—	—	—
21,4—23,6 (5)	—	23,0 (1)	—	17,0—21,7 (3)
18,3—25,7 (5)	—	20,6 (1)	—	23,6 (1)
20,9—25,5 (5)	21,0 (1)	34,2—45,6 (4)	19,4—22,4 (6)	21,1—23,9 (6)
20,6—23,3 (3)			21,16—23,6 (29)	
—	—	—	20,5—22,8 (6)	21,0—24,6 (11)
—	—	—	—	21,4 (1)
22,0 (1)	—	—	—	26,7—27,7 (3)

точной Сибири и о более высоких их значениях в низких широтах (Среднее Приобье, 17,0—19,3 °С), чем в Приполярном Зауралье (14,1—17,1 °С) и тем более в Восточной Сибири (11,5—15,2 °С). Аномально высокие значения (18,0—19,7 °С) получены только для раннего келловей северных прогибов Сибирской платформы, что связано, видимо, с развитием там в то время опресненных морских бассейнов и лагун. Морские воды Печорского бассейна закономерно оказались более теплыми, нежели в Приполярном Зауралье и на севере Восточной Сибири. Потепление климата от келловей к оксфорду данными палеотермометрии не фиксируется.

Определение температур (°C) морских вод
по рострам белемнитов из отложений верхней юры
Сибири, Северо-Востока СССР и бассейна р. Печоры.
По Т. С. Берлин и др. (1970 г.)

Время	Бассейн Печоры		Приполярный Урал		Север Восточной Сибири		Бассейн Лены и Вилюя		
	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.	
Кимеридж	Поздний	18,2	16,5—18,7	—	14,1—17,1	—	—	—	—
	Ранний	(1)*	(3)	—	(3)	—	—	—	—
Оксфорд	16,9 (2)	17,1—17,7 (4)	—	—	—	14,9 (1)	—	—	
Келловей	Поздний	—	18,9 (1)	15,9—17,0 (3)	—	—	11,5 (1)	—	—
	Средний	16,7—19,7 (3)	17,2		—	—	18,0—19,1 (3)	19,7 (1)	15,2 (1)
	Ранний	—	18,0 (2)		—	—	—	—	—

* В скобках — количество анализированных ростров.

гиллитов, отличающейся в этой части разреза очень высоким содержанием планктоногенного органического вещества и битумов (скопления кокколитофорид, радиолярий, силикофлагеллат и др.; среднее содержание $S_{орг}$ 4,96, максимальное 7—10 % и более, битумов нередко более 1 %) [21]. В южных районах Западно-Сибирской плиты аргиллиты часто карбонатны и содержат прослой доломитовых известняков, кокколитофоридных мергелей, указывающих на высокую температуру вод (не ниже +9 °C зимой) и влияние аридного климата. На юге и юго-востоке Западно-Сибирской плиты относительно широкое распространение получает преимущественно мелководно-морская терригенно-известково-мезомиктовая субформация, а на севере — ареал терригенно-глауконитовой формации сужается. Угленакопление прекращается повсеместно, но на севере продолжается формирование осадков гумидного теплого климата — терригенно-глауконитовой формации с оолитовыми железными рудами. Глинистые минералы на юге плиты представлены исключительно гидрослюдами и монтмориллонитом, в примеси иногда хлорит; на севере к ним добавляется каолинит, нередко в качестве основного порообразующего минерала.

Определение палеотемператур (°С) морских вод по рострам белемнитов из кимериджских и волжских отложений Приполярного Зауралья. По В. А. Гольберту и др. (1972 г.)

Время		O^{18}/O^{16}	Ca/Mg
Волжский век	Поздний	—	10,3—15,6 (5) } 15,5 (12)
	Средний	—	
	Ранний	—	—
Кимеридж	Поздний	18,5—19,2 (3)*	13,4—18,6 (65) } 16,0 (30)
	Ранний	14,5 (1)	

* В скобках — количество анализированных ростров.

Размещение и характер геологических индикаторов палеоклимата указывают на резкую климатическую зональность (хотя границы зон расплывчаты). В южной половине плиты жаркий аридный климат (повышенная карбонатность морских осадков, доломитизация, наличие карбонатных континентальных красноцветов во впадинах Среднего и Южного Зауралья, а также Тургая, со-

Определение палеотемператур (°С) морских вод по рострам белемнитов из кимериджских и волжских отложений Восточной Сибири и бассейна р. Печоры. По Т. С. Берлин и др. (1970 г.)

Время		Север Восточной	
		O^{18}/O^{16}	Ca/Mg хим.
Волжский век	Поздний	13,4—14,5 (2)*	10,4—14,8 (2) } 16,1—17,2 (3)
	Средний	13,4—20,9 (12)	
	Ранний	15,6—16,0 (2)	
Кимеридж	Поздний	14,7—19,0 (14)	11—16,3 (7)
	Ранний	14,5—15,7 (5)	

* В скобках — количество анализированных ростров.

став и размещение глинистых минералов). Не противоречит этому массовое накопление планктоногенного органического вещества в морских фациях, связанное скорее всего с особенностями гидрологии (дивергенция вод) Западно-Сибирского моря, как это наблюдается в современных морях и океанах (Ю. А. Богданов, А. П. Лисицын). На севере плиты климат оставался гумидным (оолитовые железные руды в терригенно-глауконитовой формации, уменьшается степень карбонатности пород, среди минералов глины много каолинита).

По продвижению аридного пояса на север можно заключить, что климат кимериджского и волжского веков становится еще теплее, чем в начале поздней юры. В Приполярном Зауралье определена среднегодовая температура морских вод позднего кимериджа 18,9 °С (по O^{18}/O^{16} , три ростра) и 15,6 °С (Ca/Mg, 63 ростра), для кимериджа бассейна р. Хеты на севере Восточной Сибири оценки колеблются: 15,1—16,2 °С (по O^{18}/O^{16} , 14 ростров) и 15,2—16,0 °С по Ca/Mg (четыре ростра), для волжского века 14 °С—17,7 °С (6 ростров) и 14,5 °С (23 ростра) соответственно, причем минимальные значения присущи рострам из верхневолжского подъяруса. Н. А. Ясамановым в 1976 г. определена среднегодовая температура для низовий р. Лены: +15—19 °С по Ca/Mg в рострах белемнитов и 15,5—19,6 °С по двустворкам, в волжском веке 14—19 °С; для бассейна р. Печоры: верхний кимеридж 18,5 °С (четыре ростра), средневолжский подъярус 16,8 °С (два ростра) по O^{18}/O^{16} [23]. Для более южных районов данные палеотермометрии дают следующие величины: юго-запад плиты (Владимирская, То-

Таблица 6

Сибири	Бассейн Лены и Вилюя	Бассейн Печоры	
		O^{18}/O^{16}	Ca/Mg хим.
Ca/Mg спектр.	O^{18}/O^{16}	O^{18}/O^{16}	Ca/Mg хим.
12,1—18,7 (4) 9,9—21,9 (7) —	15,5 (1) 14,8—19,1 (6) —	— 14,5—19,0 (5) —	— 14,3—18,5 (3) } 15,6—18,9 (9) —
— —	14,2—21,5 (10) —	—	17,6—18,1 } 17,6—22,0 (7) —

больская площади) ниже- и средневолжский подъярус 21,4—21,8 °С, верхневолжский подъярус 16,8 °С (Са/Мg, В. М. Мазур). Палеотемпературные определения по рострам белемнитов для Приполярного Зауралья (Р. В. Тейс, Т. С. Берлин, В. Н. Сакс, А. В. Гольберт и др.) приведены в табл. 5, для кимериджского и волжского веков Восточной Сибири и Печорского бассейна — в табл. 6.

Из приведенных данных очевидно, что в южных районах Западной Сибири температура морских вод была заметно выше, чем в северных, а также в бассейне р. Печоры и на севере Восточной Сибири. Очевидно также, что она стала более высокой, чем в келловее и оксфорде, и что происходит снижение температур от кимериджского века к поздневолжскому времени. В позднем кимеридже морские воды в Приполярном Зауралье имели примерно такую же температуру, как в келловее и оксфорде более южных районов Западной Сибири — в Среднем Приобье. Таким образом, данные палеотермометрии хорошо увязываются с геологическими индикаторами палеоклимата, подтверждают климатическую зональность и фиксируют термический максимум (совпадающий, видимо, с аридным) в позднем кимеридже и ранне-средневолжское время, как это следует из данных М. М. Алиева и В. М. Мазур. В волжских отложениях на Центральном Таймыре (р. Дебяка-Тары), на р. Лене севернее г. Жиганска (р. Тунгус-Апата) найдены остатки плезиозавров, а в волжских аллювиальных осадках Вилюйской синеклизы — кости сухопутных рептилий.

Берриасский и валанжинский века. Продолжение вялых колебательных движений и выравнивания рельефа. Обмеление моря в южных и восточных районах Западно-Сибирской плиты. Морская формация черных битуминозных аргиллитов локализуется в северо-западной четверти плиты; огромные площади на юге и востоке занимает терригенно-известково-олигомиктовая субформация (преимущественно мелководно-морская — более молодой аналог терригенно-известково-мезомиктовой субформации); на крайнем северо-западе и северо-востоке плиты в прибрежно-морских фациях продолжает накапливаться терригенно-глауконитовая формация [23].

Геологические индикаторы палеоклимата указывают на сохранение климатической зональности: на крайнем юге Западной Сибири аридный тип климата, на севере — гумидный. По сравнению с предшествовавшим этапом на юге меньше свидетельств жаркого климата: исчезают доломитовые известняки, резко уменьшается количество кокколитофоридовых мергелей. Вместе с тем среди минералов морских глин наряду с преобладанием гидрослюд на юге появляются псевдослоистые магнезиальные алюмосиликаты типа палыгорскита, указывающие на близость аридной суши. Каолинит продолжает встречаться лишь на севере плиты в прибортовых ее районах, вблизи гумидной суши. Видимо, в это время аридность климата несколько ослабла и сам он стал менее жарким, чем в кимеридж-волжское время [23].

Определения палеотемператур (°C) морских вод по рострам белемнитов из берриасских и валанжинских отложений Приполярного Зауралья. По В. А. Гольберту и др. (1972 г.)

Время		O^{18}/O^{16}	Ca/Mg
Валанжин	Поздний	—	7,6—15,5 сред. 11,3 (6)*
	Ранний	—	7,6—20,3 сред. 10,1 (19)
			14,0 (30)
Берриас		—	9,1—19,4 сред. 14,4 (22)

* В скобках — количество анализированных ростров.

В неокоме р. Ляпин (Приполярное Зауралье) найдены остатки морских ящеров, а в Вилюйской синеклизе кости сухопутных рептилий, в том числе панцирных динозавров — анкилозавров. Находки сухопутных динозавров известны также в неокоме Забайкалья и в нижнем мелу о-ва Шпицберген (см. рис. 5). Для берриаса Приполярного Зауралья имеются палеотемпературные определения по Ca/Mg четырех ростров: 15,7 °C; для берриаса бассейна р. Хеты (север Восточной Сибири) 13,4 °C (по O^{18}/O^{16} , два ростра) и 12,8 °C (по Ca/Mg, восемь ростров); для валанжина р. Печоры: 14,9 °C (по O^{18}/O^{16} , три ростра) и 13,5 °C (Ca/Mg, четыре ростра), валанжина бассейна р. Хеты 16,8 °C и 15,5 °C (по O^{18}/O^{16} , девять ростров), а также 13,3 °C (34 ростра), 16,9 °C (два ростра) и 14,1 °C (четыре ростра) по Ca/Mg. Для валанжина р. Анабар на севере Восточной Сибири получены величины: 18,1 °C (по O^{18}/O^{16} , один ростр) и 13,2 °C (Ca/Mg, десять ростров) [23]. Более поздние данные палеометрии для Приполярного Зауралья приведены в табл. 7, для Восточной Сибири и Печорского бассейна — в табл. 8 и 9. Высокими значениями оценок температуры вод Хатангского бассейна по Ca/Mg выделяются данные Н. А. Ясаманова для берриас-валанжина: низовья р. Лены +11,8—23,6 °C (средн. 16 °C), р. Хатанги 23,1—25 °C.

Если не считать единственный анализ по O^{18}/O^{16} (23,1 °C), представляющийся завышенным, палеотемпературные определения подтверждают снижение температуры морских вод в берриасе и валанжине на северо-западе Западно-Сибирской плиты по сравнению с концом поздней юры. Та же тенденция наблюдается в Восточной Сибири и Печорском бассейне, что связано с общим похолоданием климата и отступлением на юг аридного пояса.

Уместно отметить, что некоторый разброс данных палеотемпе-

Определение палеотемператур (°С) морских вод по рострам белемнитов из отложений берриаса и валанжина Восточной Сибири и бассейна р. Печоры. По Т. С. Берлин и др. (1970 г.)

Время	Север Восточной	
	O ¹⁸ /O ¹⁶	Ca/Mg хим.
Валанжин Поздний Ранний	15,6—17,8 (2)* 16,3—29,7 (30) } 14,8—23,2 (22)	14,2—16,0 (2) 9,8—18,6 (66) } 11,6—17 (7)
Берриас	11,8—14,9 (2)	11,5—16,0 (11)

* В скобках — количество анализированных ростров.

ратурных определений по рострам белемнитов, приведенных в таблицах, определяется еще различной таксономической принадлежностью ростров. Некоторые из белемнитов, обладающие длинными тонкими рострами, как полагают В. Н. Сакс и Т. И. Нальняева, были хорошими пловцами, жили в открытой части моря и, возможно, на значительных глубинах. По таким рострам оценки палеотемператур оказываются на 2—3 °С ниже, чем по коротким и толстым субконическим или субцилиндрическим, принадлежавшим обитателям прибрежных хорошо прогреваемых морских вод. Анализ оценок палеотемператур по рострам различных систематических групп белемнитов с учетом вероятных условий их жизни выполнен В. И. Саксом применительно для юрских и неокомских бассейнов севера Восточной Сибири (табл. 8).

Готеривский и барремский века. Резкое усиление тектонических движений, дифференциация рельефа и усиление скорости осадконакопления (на Урале, в Казахстане и Алтае-Саянской складчатой области, местами среднегорья с высотами до 500—1000 м); общая регрессия моря, развитие на плите опресненных мелководных бассейнов. Морские условия сохраняются только в северо-западной части плиты. Формации: терригенно-мезомиктовая пестроцветная (южная половина плиты), терригенно-мезомиктовая угленосная и преимущественно морская терригенно-мезомиктовая глинистая.

География геологических индикаторов палеоклимата (рис. 8) указывает на сохранение четкой климатической зональности: на юге аридный тип литогенеза, на севере — гумидный. На юге распространены пестроцветные известковистые (нередко гипсоносные) глины с прослоями песчаников и галечников, по окраинам плиты местами конгломераты. Состав глинистых минералов: гидрослюда, монтмориллонит, в примеси иногда магнезиальные алюмосиликаты — палыгорскит, сепиолит, а также каолинит (!). На крайнем

Сибири	Приполярное Зауралье		Бассейн Печоры
	Ca/Mg спектр.	O ¹⁸ /O ¹⁶	
— 11,8—15,7 (3)	— —	9,1—10,8 (3) 7,6—20,3 (13)	13,8—14,2 (2) 14,0—16,1 (3)
—	23,1 (1)	9,1—19,0 (31)	14,9 (1)

юго-востоке плиты (Чулымо-Енисейский район) прослой мергелей и доломитов. В Шестаковском Яру найдены остатки скелета сухопутного динозавра *Psittacosaurus mongoliensis* Osborn. К северу красноцветность и известковистость пород формаций уменьшаются, появляются прослой сероцветов с растительным детритом. В северной половине Западно-Сибирской плиты распространены морская терригенно-мезомиктовая глинистая и прибрежно-континентальная терригенно-мезомиктовая угленосная формации, образование которых продолжалось вплоть до сеноманского века. Здесь литологические индикаторы свидетельствуют о влажном и теплом климате (угли, много каолинита). На достаточно теплый климат указывают прослой мергелей, известняков, развитие карбонатных цемента в песчано-алевритовых породах. Исчезновение глауконита в прибрежно-морских фациях, возможно, связано с похолоданием климата по сравнению с берриасом и валанжином, но скорее — с пониженной соленостью морских вод.

Вещественный состав и строение терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации выводу о смягчении аридности и некотором похолодании климата не противоречат. Она образовалась в обстановке энергичных колебательных движений и омоложения рельефа, обусловивших размыв и переотложение продуктов красноземных кор выветривания, сформировавшихся в основном в предыдущую аридную эпоху. Сохранению осадками окраски материнских пород способствовали резко окислительные среды мелких опресненных водоемов, получивших в это время чрезвычайно широкое развитие на плите и смежных с нею территориях. Вместе с тем известковистость и гипсоносность глин на юге плиты, наличие в них прослоев доломитов свидетельствуют о том, что в области седиментации еще сохранились условия аридного климата. Находка сухопутного динозавра на юго-востоке плиты указывает на суще-

Определение палеотемператур (°C) морских вод по
рострам белемнитов из отложений берриаса
и валанжина севера Восточной Сибири.
По Т. И. Нальняевой, И. Н. Радостеву (1979 г.)

Время		р. Боярка	п-ов Пакса
		Ca/Mg	Ca/Mg
Валанжин	Поздний	12,3 (5)*	15,8 (1)
	Ранний	10,9—12,4 (72)	10,5—13,0 (14)
Берриас		8,7—12,7 (9)	10,1—12,5 (8)

* В скобках — количество анализированных ростров.

более низкие значения (14,7 по четырем рострам) [23] и 9,1—15,5 °C (среднее 12,7 °C по пяти рострам). Для раннего готерива Восточной Сибири температуры морских вод в условиях их некоторого опреснения оказались в интервале 15,1—20,9 °C (по O^{18}/O^{16}). По Ca/Mg в рострах из отложений нижнего готерива р. Боярки и п-ова Пакса они значительно ниже и равны соответственно 13,8 °C и 16,6 °C. По данным Н. А. Ясаманова, температура вод в раннем готериве была 14,8—20,9 °C в низовьях р. Лены и 17,8 °C — в районе р. Хатанги. О температурных условиях барремского века можно судить только по мезогиболитам крымского разреза (около 14,6 °C по O^{18}/O^{16}) и по Ca/Mg в раковинах двустворок из баррема Средней Азии (13,6—16,4 °C).

В целом значения палеотемператур для готерив—баррема оказались близкими с валанжинскими или несколько более низкими, что, впрочем, четко не фиксируется. Для Западной Европы по результатам определений O^{18}/O^{16} в рострах белемнитов и в аптихах аммонитов также намечается снижение температур с берриаса (20,0—22,8 °C) до баррема (17,0—20,5 °C), а затем повышение к альбу. Ссылаясь на Ф. К. Майера, Р. В. Тейс и Д. П. Найдин отмечают, что в раннемеловую эпоху температуры морей Северо-Германской низменности были значительно ниже (в среднем на 13°), чем в поздней юре.

Аптский и альбский века. Ослабление тектонических движений и выравнивание рельефа, особенно в складчатом обрамлении плиты; сохранение на ней геокритического режима. Формации: терригенно-мезомиктовая глинистая на северо-западе плиты, терригенно-мезомиктовая угленосная — почти на всей ее остальной площади, пестроцветная бокситоносная (олигомиктовая) по окраинам плиты и в смежных с ней районах складчатого обрамления.

лонита, смешаннослойных. Климат был, видимо, несколько прохладнее (больше углей, исчезают пестроцветные глины и бокситы). В аптских отложениях о-ва Уединения (Карское море) встречены остатки *Plesiosaurus latispinus* Owen. Наибольшее в мезо-кайнозойской истории Сибири развитие бокситообразования — несомненное свидетельство климатического оптимума (очень теплый переменного-влажный климат, установившийся после позднеюрско-неокомской аридной эпохи), но не термического максимума [22, 23].

Палеотемпературных определений для апта и альба Сибири нет. Нет их и для Восточно-Европейской платформы. По данным Р. В. Тейс и Д. П. Найдина, неоком и апт Крыма характеризуются близкими значениями палеотемператур (около 14,6 °С) и значительно более высокими для позднего альба: 19,8; 21,6; 22,8 °С. Такого же порядка величина (20,8 °С) рассчитана по росту позднеальбского неогиболита Северного Кавказа. Более поздние изотопные определения по аптским белемнитам Большого Кавказа дали значения: ранний апт 14,6—16,9 °С, поздний апт 14,5—17,7 °С. По двустворкам из апта Средней Азии (по Са/Mg, Н. А. Ясаманов) получены значения в интервале 14,8—15,8 °С, а в альбе не выше 14,8 °С, причем в позднем альбе всего 8,5 и 8,8 °С. Эти последние величины палеотемператур, полученные, правда, иным методом и по бентосу, не согласуются с представлениями ряда зарубежных исследователей об альбском глобальном термическом максимуме, когда повышение температуры от апта к альбу в Западной Европе составило около 7° (Р. Боуэн, Г. Лоуенштам, И. Эпштейн, Р. Дуглас, С. Савин, Г. Хечт).

Сеноманский век. Начало поздне меловой эпохи ознаменовалось активизацией тектогенеза (в позднем альбе—сеномане), поднятиями в обрамлении Западно-Сибирской плиты (гравелиты, конгломераты, мезомиктовый состав формаций) и продолжением геократического режима. Формации: терригенно-мезомиктовая глинистая (морская, северо-запад плиты), терригенно-мезомиктовая угленосная (с обильным янтарем в этой части ее разреза — свидетельство развития хвойных лесов) и пестроцветная бокситоносная (большей частью с переотложенными бокситами) на крайнем юге плиты и в Северном Казахстане.

Резкое смещение к югу областей бокситообразования — очевидное свидетельство похолодания и увлажнения климата. Массовое угленакопление на всей плите, повышенная карбонатность терригенных пород и образование залежей бобово-оолитовых высокоглиноземистых железных руд (Серовское месторождение на Урале), а также широкое распространение каолинита указывают на сохранение климата достаточно теплого и, видимо, постоянно влажного. Климатическая зональность в пределах плиты четко не проявляется. Лишь по распространению пестроцветных глин с переотложенными бокситами на крайнем юге плиты (леньковская свита, альб—сеноман) и первичных бокситов в Северном Казахстане можно предположить непосредственную близость северной границы зоны жаркого переменного-влажного климата.

О температурных условиях начала позднемиоценовой эпохи (сеноманский, туронский века) из-за отсутствия данных по Сибири можно судить по оценкам палеотемператур по O^{18}/O^{16} для Восточно-Европейской платформы и Крымско-Кавказской области. Очень немногие измерения по парафинамаксам из сеномана Брянской области дали значения 16,2—16,7 °С, а по неогиболитам с юго-запада Восточно-Европейской платформы 18,9—20,8 °С. По неогиболитам из верхнего альба и сеномана Крыма определены палеотемпературы 17,8—22,0 °С. По туронским белемнитам с р. Суры получены значения 12,8—13,4 °С, а из Саратовского Поволжья 14,5—15,1 °С. Высокие изотопные палеотемпературы (17,4—18,1 °С) рассчитаны по туронским белемнитам из Закаспия и с р. Амударьи (Р. В. Тейс, Д. П. Найдин). Сеноманский термический минимум совершенно четко фиксируется данными изотопной палеотермометрии, по крайней мере в Северном полушарии (Г. Лоуенштам, С. Эпштейн, Р. Клейтон, Г. Стивенс и др.). В мелу Охотско-Чукотского вулканогенного пояса сеноманский климатический пессимизм. С. Л. Лебедев связывает с апогеем наземного вулканизма. Снижение средней температуры в сеномане оценивается им в 5 °С. Резкое похолодание климата в сеномане Северо-Востока и Дальнего Востока СССР отмечают В. А. Самылина и В. А. Красилов и другие исследователи.

Туронский век. Начало длительного (позднемиоценового—палеогенового) этапа относительного тектонического покоя, выравнивания рельефа и крупнейшей морской трансгрессии. Осадки тонкодисперсные, хемогенно-терригенные и биогенные. Формации: терригенно-глауконитовая, кремнистая, терригенно-олигомиктовая глинистая (морские) и терригенно-олигомиктовая (континентальная) на юго-востоке плиты.

Примечательно смещение к югу оолитовых железных руд в прибрежно-морских фациях терригенно-глауконитовой формации. Скопления глауконита распространены и за Полярным кругом, но шамозитовые руды там отсутствуют. Особенно крупные месторождения железных руд в Южном и Среднем Зауралье и Тургае. В Среднем Зауралье известны остатки плезиозавра и мезозавра. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты распространена терригенно-олигомиктовая каолиновая формация, которая содержит много каолинита и местами растительного детрита. В морских фациях глинистые минералы представлены в основном смешаннослойными, монтмориллонитом и гидрослюдами. С проникновением в северо-западную часть акватории туронского Западно-Сибирского моря холодного течения из Арктического бассейна связано образование существенно биогенной кремнистой формации (опоки, диатомиты, диатомовые глины). Общая карбонатность пород других формаций снижается, вместо прослоев мергелей и известняков появляются сидеритовые прослои и цементы.

Размещение и характер частных индикаторов палеоклимата указывают на сохранение в Западной Сибири теплого постоянно влажного климата. Климатическая зональность не проявляется,

но в юго-западной части плиты больше свидетельств теплого климата.

Коньякский, сантонский и кампанский века. Сохранение слабых колебательных движений плиты и выравнивание рельефа в области питания. Формации: терригенно-глауконитовая, терригенно-олигомиктовая глинистая и терригенно-олигомиктовая каолиновая; массовое вторжение прохладных северных вод Арктического бассейна привело к расширению площади образования кремнистой формации.

Здесь уместно и необходимо остановиться на общей характеристике циркуляции морских вод в Западно-Сибирском море. В морском заливе Арктического бассейна, каким было это море, должно было под действием вращения Земли установиться круговое течение против часовой стрелки. Этому способствовало теплое в юре и раннем мелу течение, заходившее с северо-запада в Западно-Сибирское море. Наличие теплового течения подтверждается близостью морских фаун Северного Зауралья и Северо-Западной Европы и, наоборот, существенными различиями в поздней юре восточно-уральских и северо-сибирских фаун. Прямой обмен мелководными комплексами фауны между западными и восточными побережьями Западно-Сибирского моря не осуществлялся из-за больших глубин бассейна [21, 23], а миграция вдоль берегов была слишком далекой и затруднялась перед устьями крупных рек. Наличие теплового течения, двигавшегося против часовой стрелки, вдоль берегов Западно-Сибирского моря, может объяснить и близкую к современной субширотную ориентировку климатических зон (см. ниже) при вероятном северо-западном — юго-восточном направлении параллелей в юре и неокоме. В начале мелового периода условия циркуляции морских вод остались прежними, но по мере уменьшения глубин Западно-Сибирского моря стал облегчаться обмен фаунами его западного и восточного побережий.

В позднем мелу (начиная с туронского века) морское течение, поступавшее в Западно-Сибирское море с севера и бывшее в поздней юре и неокоме тепловодным, в позднем мелу стало холодноводным. Очевидно, появились барьеры (Урало-Новоземельская гряда), отклонявшие прежнее теплое течение к северу. Вместо него, вероятно, вдоль восточного берега Новой Земли с северо-востока стали поступать прохладные воды, с которыми связаны образование кремнистых осадков и низкие значения палеотемпературных определений по рострам позднемеловых белемнитов в Приполярном Зауралье. В период максимальной своей активности (коньяк—сантон—кампан, эоцен) холодное течение достигало Южного Зауралья и частично заходило в Тургайский пролив. Основное течение на юге плиты поворачивало на восток в районы Тарского Прииртышья, Васюганья и Среднего Приобья, а затем следовало на север вдоль прибрежной отмели на востоке Западно-Сибирского моря, и его воды выливались в Арктику уже в виде теплового противотечения. Наиболее постоянным, мощным и холодноводным течением было в северо-западной части акватории Западно-Сибирского моря

в современных районах Полярного и Приполярного Зауралья. В позднем кампане, маастрихте и дании, а также в палеогене открывался еще Тургайский пролив, через который в Западно-Сибирское море вливались теплые воды с юга из теплого Приаральского бассейна. Они затем вовлекались в общую циркуляцию вод в Западно-Сибирском море, отклоняясь к востоку. Влияние теплых вод сказывалось довольно далеко, в том числе в северной части плиты.

Существование холодного течения в Зауралье подтверждается данными литолого-фациального и формационного анализов, расселением диатомовых и кремневых жгутиковых, а также фауны и микрофауны. Так, в отложениях кампана и эоцена, по данным В. Н. Векшиной, наиболее богатые и разнообразные популяции диатомей (до 100 видов) наблюдаются в северных районах Зауралья. К югу количество видов уменьшается до 20—30, а в центральных районах плиты их всего пять. На востоке низменности, т. е. в зоне теплого противотечения, встречены виды трех родов с плохой сохранностью панцирей. Видимо, это уже был некропланктон. По заключению Н. И. Стрельниковой, эоценовые диатомовые принадлежат к бореальным формам, характерным ныне для морей с умеренными и умеренно теплыми водами. Впервые на существование мощных течений в позднемиловых и палеогеновых бассейнах Зауралья обратили внимание еще в 1968 г. уральские геологи Л. А. Умова, А. П. Сигов, М. Н. Дегтева и др.

Возвращаясь к геологическим индикаторам палеоклимата (рис. 10), отметим расширение ареалов формирования оолитовых железных руд на север, из чего можно заключить, что практически на всей территории Западно-Сибирской плиты установился влажный и теплый климат, более теплый, чем в туронском веке (оолитовые железные руды, каолинит; в Северном Зауралье у г. Серова и в эгинсайской свите Тургайского пролива известны находки костей морских ящеров). Климатическая зональность по литологическим индикаторам достаточно отчетливо не проявилась. Примечательным фактом является ослабление угленакопления. Угли в континентальной терригенно-олигомиктовой каолиновой формации высокзолные сантиметровой мощности. Видимо, это можно объяснить очень небольшой скоростью осадконакопления.

Для Сибири известны определения температуры морских вод по O^{18}/O^{16} в четырех рострах белемнитов с крайнего северо-запада плиты (р. Сыня, сантон). При этом ростры *Paractinacamax* дают очень низкие значения (9,1—9,3 °C), более низкие, чем мелкие ростры *Actinacamax* (14,4—15,6 °C). Возможно, первые, будучи хорошими пловцами, жили в открытом море, где проходило холодное течение, вторые же обитали в водах прибрежной прогреваемой зоны. Действительно, отложения сантона на р. Сыня представлены переслаиванием морских опок и прибрежно-морских глауконитовых песчаников. Вероятно, ростры парактинокамаксов были отобраны из опок, а актинокамаксов — из глауконитовых песчаников. На Восточно-Европейской платформе палеотемпературы

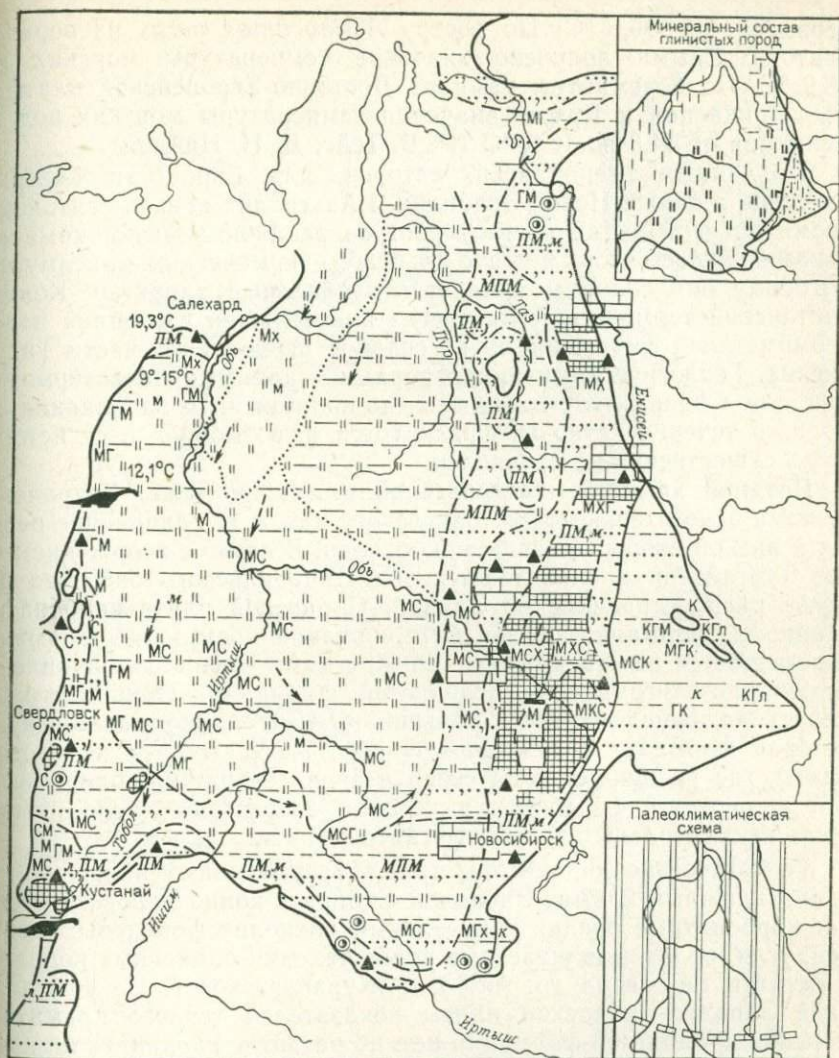


Рис. 10. Частные геологические индикаторы палеоклимата различных фациальных зон мезо-кайнозой Западно-Сибирской плиты. Верхний мел, нижний сенон (коньяк—сантон—кампан). По А. В. Гольберту и др. (1968 г.), с изменениями.

Условные обозначения см. рис. 6

по O^{18}/O^{16} рассчитаны для позднеконьякских белемнитов (реки Сожа и Сура 13,2—18,4 °С). Более высокие значения (20,1—21,3 °С) получены для южного побережья Аральского моря. Раннесантонские белемниты из Поволжья дают величины 12,9—15,6 °С, причем и здесь большие величины получают по мелким *Actinosatax*. Позднесантонские белемниты центральных областей Восточно-Европейской платформы показывают температуры в ин-

тервале 14,4—16,6 °С. По роостру *Actinocamax verus* из верхнего сантона Крыма получено значение температуры морских вод 18,9 °С. По белемнитам кампана Восточно-Европейской платформы, Прикаспия и Крыма значения температуры морских вод изменяются от 14,3 до 16,3 °С (Р. В. Тейс, Д. Н. Найдин).

По данным американских авторов, для Европы и Северной Америки, а также Новой Зеландии и Австралии коньяк-сантонское время по изотопному составу ростров различных актинокамаксов ознаменовалось вторым после альбского термическим максимумом, которому они склонны придавать глобальный характер. Коньяк-сантонский термический максимум подтвержден изотопной палеотермометрией фораминифер из осадков центральной части Тихого океана. Геологическими индикаторами и данными палеотермометрии для Сибири этот максимум, по-видимому, из-за влияния холодного течения четко не фиксируется и, возможно, в ее истории столь существенно не проявился.

Поздний кампан, маастрихтский и датский века. Сохранение режима относительного тектонического покоя, выравнивание рельефа и низкой скорости осадконакопления. В связи с вторжением через Тургайский пролив теплых вод Приаральского бассейна широкое распространение на Западно-Сибирской плите карбонатно-глинистой формации. Ареал формирования кремнистой формации перемещается на северо-запад. Между ними—площадь накопления терригенно-олигомиктовой глинистой формации. Приблизительно на тех же площадях, что и раньше, образуется терригенно-глауколитовая формация с месторождениями железных руд на востоке плиты, где расширяется на север и ареал терригенно-олигомиктовой каолиновой формации, в которой возрастают число и мощность высокозольных углей и лигнитов.

Геологические индикаторы (рис. 11) указывают на очень теплый и влажный климат Западной Сибири в конце мелового периода: карбонатные осадки с прослоями кокколитофоридовых мергелей, угли, оолитовые железные руды, находки одиночных кораллов и остатки мезозавра (р. Аят у с. Журавлевского). На северо-западе Западно-Сибирской плиты показателей теплого климата в морской кремнистой формации нет, но развитие каолинита на крайнем ее северо-востоке и оолитовых железных руд повышенной основности в бассейне р. Турухан свидетельствует о достаточно теплом климате на всем севере плиты. В Северном Казахстане он был несомненно теплее и, видимо, не менее влажным, поскольку здесь известны крупные месторождения оолитовых железных руд (Кулундинский бассейн), а в Тургае карбонатно-глинистая формация переходит в карбонатную (журавлевская свита). В Кузбассе еще в 1947 г. В. А. Хахловым описаны позднемеловые флоры, в том числе формы, свойственные флоре Грин-Ривер, и оценена среднегодовая температура от 16—17° до 20 °С, при годовой сумме осадков 850—1600 мм. В Зайсанской котловине в северо-зайсанской свите (кремнисто-гидрогетитовая формация жаркого переменного

пяти определениям 10,3 °С, поздний маастрихт — среднее по трем определениям 14,3 °С). Следовательно, можно считать, что позднемеловые моря Западной Сибири были холодноводнее позднеюрских и раннемеловых на 3—5°, причем понижение среднегодовых температур в раннем маастрихте имело, по-видимому, планетарный характер (Д. П. Найдин, Р. Боуэн, Р. В. Тейс, Г. Лоуэнштам, С. Эпштейн, Р. Клейтон, Г. Стевенс, Т. Сайто, И. Ван Донк, Р. Дуглас и С. Савин). Повышение температуры фиксируется в дании и палеоцене (Г. Хечт, Р. Дуглас, С. Савин, К. Верно-Гразини). Для обитателей морского мелководья (двустворки, брахиоподы) из маастрихта р. Аят по Са/Mg рассчитаны высокие значения (20,5—20,6 °С), тогда как по белемнитам они около 15,6 °С. Близкие оценки палеотемпературы (15,6—15,8 °С) получены и по белемнитам Мугоджар. В датском веке температура вод бассейнов Средней Азии оставалась высокой (16,8—19,6 °С и 20,3—20,4 °С) по Са/Mg в раковинах брахиопод (Н. А. Ясаманов).

Палеоценовая эпоха. Сохранение режима относительного тектонического покоя, выравнивания рельефа и низких темпов седиментации. Формации: терригенно-олигомиктовая глинистая (распространена наиболее широко в связи с обмелением Тургайского пролива и уменьшением притока холодных вод из Арктики из-за мелководья на севере Западно-Сибирской плиты), терригенно-глауконитовая с железными рудами на востоке плиты, терригенно-олигомиктовая каолиновая, кремнистая на северо-западе плиты с месторождениями марганцевых руд в мелководно-морских фациях Северного Зауралья.

По геологическим индикаторам климат палеоценовой эпохи оставался очень теплым и влажным (оолитовые железные и марганцевые руды, одиночные кораллы, угли в континентальных отложениях; в палеоцен—эоцене юго-запада Сибирской платформы бокситы — свидетели жаркого переменного-влажного климата). Другие геологические индикаторы палеоклимата маловыразительны, недостаточно данных о составе глинистых минералов в палеоценовой части терригенно-олигомиктовой каолиновой формации, но на юго-западе плиты в примеси каолинит присутствует постоянно, а в Тургае приобретает пороодообразующее значение. Климатическая зональность по литологическим индикаторам четко на плите не проявляется. В Зайсанской котловине в палеоцене продолжает формироваться кремнисто-гидрогетитовая (местами гипсоносная) формация жаркого переменного-влажного климата (В. С. Ерофеев, Ю. Г. Цеховский, Н. Н. Верзилин).

Палеотемпературных определений для палеоцена Сибири нет. Поэтому о термических условиях палеоценовых бассейнов можно судить лишь по материалам других территорий Евразии. По данным изотопного анализа раковин бентосных моллюсков палеогена и неогена Северного моря Б. Бухардтом в 1978 г. получены значения среднегодовых температур для палеоценовой эпохи (65—55 млн. лет назад) в интервале 14—22 °С, что отвечает придонным температурам на шельфе тропического пояса. Тропические условия

в течение всего палеоцена были и в Парижском бассейне, где средние температуры морских вод были порядка 25 ± 3 °С, что устанавливается по изотопному составу раковин моллюсков (Р. Летоль, Ю. Тивольт и др.). Существенно более низкие значения палеотемператур по Са/Mg в раковинах моллюсков и серпул рассчитаны Н. А. Ясамановым для палеоцена Таджикской депрессии (14,8 °С, 16,8 °С), Мангышлака (19,5 °С) и Устюрта (19,3 °С). Тем не менее Н. А. Ясаманов отмечает, что климат палеоценовой эпохи в Средней Азии оставался столь же теплым, что и в конце позднего мела. Весьма показательны данные изотопной палеотермометрии по фораминиферам из палеоген-неогеновых донных осадков Северо-Восточной Атлантики. Температура поверхностных вод в палеоцене достигала 19—20 °С, а придонных (соответствует температуре поверхностных вод полярных широт) 12—16 °С (К. Верно-Гразини).

Эоценовая эпоха. Сохранение режима слабых колебательных движений и выравнивания рельефа. Поднятие Алтае-Саянской области, Енисейского кряжа, а также Сибирской платформы вместе с восточной окраиной Западно-Сибирской плиты. Формации: кремнистая (заявшая в это время почти всю область седиментации на плите и проникающая даже в Тургай — новое вторжение прохладных арктических вод), терригенно-глауконитовая с крупным Бокчарским месторождением железных руд на востоке плиты.

Геологические индикаторы указывают на сохранение теплого гумидного климата (железные руды, одиночные кораллы в Зауралье, терригенно-глауконитовая формация). Однако на юге Западно-Сибирской плиты, в Южном Зауралье и Тургае, в ней сравнительно мало глауконита и отсутствуют оолитовые железные руды. В то же время в Северном Казахстане распространены кварцитовидные песчаники с остатками субтропической флоры типа современной Центральной Мексики и Южной Калифорнии (Н. М. Макулбеков), указывающие на аридность климата тех мест. В Зайсанской котловине описаны коричневые гипсоносные глины (монтмориллонит, гидрослюда, в примеси каолинит), алевроиты и кварцевые пески с известковистыми стяжениями и железо-марганцевыми бобовинами зимунайской свиты (эоцен, климат аридный жаркий). В отложениях свиты обнаружен обайлинский комплекс млекопитающих, характеризующий открытые ландшафты саванного типа. Граница аридного пояса по литологическим индикаторам устанавливается нечетко: где-то на севере Казахстана.

О температурных условиях Сибири в эоценовую эпоху можно судить по данным палеотемпературных определений для соседних и более удаленных территорий, поскольку для Сибири их нет. Так, на юго-востоке Европы (Нижнее Поволжье, р. Урал), по изотопному составу нуммулитов и оперкулин В. В. Подгорским и Б. Ф. Поповиным в 1968 г. получены очень высокие значения: ранний эоцен 30,6 °С (среднее из 10 определений), средний эоцен 27,3 °С (два определения), поздний эоцен 25,7 °С (девять определений). Наблюдается, следовательно, снижение температур в течение

ние эпохи. Для Крыма (Р. В. Тейс и др.) имеются оценки по устрицам и нуммулитам среднего эоцена 23—24 °С. По мнению Н. А. Ясаманова, для эоценовой эпохи юга СССР характерны высокие температуры: на юге Восточно-Европейской платформы до 22 °С, в Крыму — 25,5 °С, в Закавказье — 26 °С. В Средней Азии происходил неуклонный рост температур от 18,8—19 °С в раннем эоцене до 25,6—25,8 °С — в позднем. Позднеэоценовые температуры в Западных Мугуджарах равнялись 25,6—25,8 °С, в бассейне р. Иргиз — 25,2—25,0 °С, на Мангышлаке 24,2—24,8 °С, в Туркмении 20,0—24,5 °С, в Таджикской впадине 20,5—21,0 °С, в Фергане 21,5—26,7 °С (по Са/Мg в раковинах двустворок из мелководных фаций, отражающих температуры приповерхностных вод).

Для Венгрии и Словакии по Са/Мg в раковинах нуммулитов также рассчитаны высокие палеотемпературы, свойственные тропическим водам (21,4—25,5 °С). Изотопный анализ раковин моллюсков, собранных в Англии, Нидерландах, ГДР, ФРГ, Дании и Швеции (Б. Бухардт), показывает, что температуры морских вод в эоценовую эпоху были в интервале 22,0—27,0 °С. Температура поверхностных морских вод в полярных широтах (по данным изотопной палеотермометрии бентосных фораминифер Северной Атлантики, К. Верно-Гразини) была около 15 °С.

Согласно новейшей сводке А. П. Лисицина палеотемпературных определений суши и океанов Северного и Южного полушарий, выявляется единая тенденция изменения климата: 1) два максимума температуры — в мелу — палеоцене и в среднем эоцене, 2) глобальное похолодание близ границы эоцен — олигоцен (40—35 млн. лет назад), связанное с началом обледенения Антарктиды.

Необходимо, однако, отметить, что геологическими индикаторами палеоклимата Западно-Сибирской плиты эоценовый термический максимум не фиксируется. Возможно, в Западной Сибири он и не проявился из-за влияния относительно холодных вод эоценового Западно-Сибирского моря [22, 23]. Иное дело в Восточной Сибири и на крайнем северо-востоке Азии. Там он достаточно четко устанавливается как геологическими индикаторами (бокситы Енисейского края, Приангарья, Прибайкалья и на севере Сибирской платформы — в Юго-Западном Прианбарье, развитие каолинита в континентальных толщах палеогена Северо-Востока СССР, каолиновые коры выветривания и высокоугленосные олигомитовые формации Муруктинской котловины, Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы), так и по составу растительности тех мест, включающей много представителей вечнозеленых растений, в том числе пальмы. Вблизи Пенжинского залива и в районе бухты Угольной в кырранайской свите найдены кораллы *Crassatellites* (*C. cf. uvasana* Gabb.). По мнению Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ и И. А. Кульковой, климат эоцена Северо-Востока СССР был близким к современному субтропическому без сколько-либо продолжительных заморозков.

Позднеэоценовое — раннеолигоценовое время (время формирования тавдинской свиты и ее аналогов). Оживление тектонических

движений, связанных с неотектоническим этапом, поднятие восточной части плиты, увеличение скорости осадконакопления. Формации: терригенно-олигомиктовая глинистая (морская), терригенно-глауконитовая.

Геологические индикаторы палеоклимата в пределах Западно-Сибирской плиты [23] маловыразительны (каолинит в восточных районах, возможно, за счет размыва ранее сформировавшихся кор выветривания, терригенно-глауконитовая формация, но без оолитовых железных руд и скоплений шамозита). На крайнем юге плиты известны угли, в Тургае — гипсы. Видимо, климат Западной Сибири, оставаясь гумидным, стал более прохладным, чем в эоцене. Более влажным он стал в Зайсанской котловине — «нижняя углисто-колчеданная формация» — пески, алевроиты, черные гумусированные глины, лигниты турангинской свиты (поздний эоцен — олигоцен). С олигоценовыми отложениями Зайсанской котловины и Северного Приаралья связана индрикотериевая фауна, характеризующаяся двумя типами ландшафтных обстановок: галерейные влажные субтропические леса и саванные редколесья, среднегодовая температура 12°C , наиболее холодного месяца 4°C , осадков около 1000 мм (К. К. Флеров, Е. И. Беляева, Н. М. Яновская).

О значительном похолодании климата в олигоцене свидетельствуют данные палеотермометрии, рассчитанные по Ca/Mg в раковинах двустворок для Северо-Западного Устьярта ($2\text{--}4^{\circ}\text{C}$), Северо-Восточного Приаралья (4°C) и Мангышлака ($10,2\text{--}10,4^{\circ}\text{C}$, Н. А. Ясаманов). В Юго-Западной Европе (Аквитания) по изотопному составу эоценовых и олигоценовых нуммулитов получены значения тропических температур: от 23 до 31°C . При этом отмечается общее снижение температур от ипрского века раннего эоцена ($29,4\text{--}31,0^{\circ}\text{C}$) к стампийскому среднего олигоцена ($23,1^{\circ}\text{C}$, К. Алегре). Существенно более низкие значения по изотопному составу раковин двустворок рассчитаны для Северо-Западной Европы: примерно $8\text{--}13^{\circ}\text{C}$ (Б. Бухардт). Температура поверхностных вод в Северной Атлантике понизилась с $19\text{--}20^{\circ}\text{C}$ в палеоэцене, $16\text{--}20^{\circ}\text{C}$ — в эоцене, до $10\text{--}16^{\circ}$ — в олигоцене. Одновременно температура придонных вод стала ниже с $+12\text{--}16^{\circ}$ до $+6\text{--}8^{\circ}\text{C}$ (К. Верно-Гразини).

Климат Северо-Востока СССР в олигоцене стал тепло-умеренным с положительными температурами большую часть года и умеренным увлажнением, особенно на побережье. В глубине суши он был более континентальным, сухим и контрастным по термическому режиму.

Итак, по геологическим индикаторам палеоклимата, с учетом размещения геологических формаций, данных палеозоогеографии и палеотермометрии могут быть сделаны следующие выводы о климате юры, мела и палеогена Западной Сибири. В мезозое и кайнозое Сибирь располагалась за пределами тропического пояса Земли, что подтверждается отсутствием карбонатных и эвапоритовых формаций, построек колониальных кораллов, крупных фо-

раминифер (нуммулитов, оперкулин), древовидных папоротников и многих других представителей тропической фауны и флоры. Об этом свидетельствует общее обеднение систематического состава фаун и флор по сравнению даже с близлежащими территориями Казахстана, Средней Азии и юга Восточно-Европейской платформы. Вместе с тем многие геологические индикаторы, особенно характерные для южных районов Западной Сибири (карбонатно-глинистая формация, красноцветные и пестроцветные бокситоносные формации, огромные скопления оолитовых шамозитовых железных руд и др.), а также присутствие теплолюбивых представителей фаун и флор (гигантские мезозойские ящеры, кокколитофориды, тригоны, беннетитовые, хейролепидиевые, пальмы и др.) указывают на очень теплый, ровный (преимущественно безморозный) климат мезозоя и раннего палеогена Сибири. Они свидетельствуют о территориальной близости палеотропического пояса, о том, что, по крайней мере, южные районы Сибири в отдельные этапы мезозоя и палеогена принадлежали к палеосубтропикам, тогда как северные всегда были в пределах палеоумеренного пояса. Климат последнего качественно отличался от современного умеренного: более теплый, ровный и также большей частью безморозный.

Граница палеосубтропиков и палеоумеренного пояса в Сибири, испытывая значительные перемещения в пространстве в зависимости от вековых колебаний климата, достаточно четко устанавливается данными фитогеографии и подкрепляется размещением осадочных формаций, географией геологических индикаторов палеоклимата и оценками температур вод древних морских бассейнов данными палеотермометрии. Так, в позднеюрский климатический оптимум эта граница проходила примерно по линии: Няксимволь (Северный Урал) — Ханты-Мансийск — Красноярск — оз. Байкал, совпадая с границей Сибирской и Индо-Европейской палеофлористических областей (по В. А. Вахрамееву). В апт—альбе она, видимо, заняла даже более северное положение: Салехард — Туруханск — Мирный (также практически совпадая с границей палеофлористических областей), а, скажем, в сеноманском и туронском веках — сильно сместилась к югу, по существу выйдя за пределы Сибири [22, 23].

Западная Сибирь в средней юре находилась целиком в пределах палеоумеренного пояса. Климат ее теплый, с очень небольшими ($4-6^{\circ}\text{C}$) сезонными колебаниями, гумидный (видимо, постоянно влажный). Среднегодовые температуры на севере Западной Сибири были около $12-14^{\circ}\text{C}$ (не менее!), на юге — несколько выше, термическая дифференциация выражена очень слабо. В тоарском веке среднегодовые температуры были существенно выше — $15-20^{\circ}\text{C}$, в том числе на севере Восточной Сибири.

В келловее и оксфорде произошло потепление климата, аридизация его на крайнем юге Западно-Сибирской плиты. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов по данным палеопалинологии проходила приблизительно по линии: Свердловск — Тобольск — Томск [23]. Севернее этой границы климат, как и в

средней юре, оставался теплым влажным со среднегодовой температурой около 14—15 °С, южнее — семиаридный с температурами 16—20 °С.

Термический максимум, аридизация климата имели место в кимериджском и волжском веках на юге Западной Сибири. Граница поясов, как уже указывалось, проходила по линии: Няксимволь — Ханты-Мансийск — Красноярск. Севернее этой границы климат оставался гумидным с температурами 16—19 °С (с понижением в поздневолжское время до 14—15 °С), южнее — аридный с температурами, видимо, более 20—22 °С (с понижением в поздневолжское время до 16—17 °С).

Небольшое похолодание, ослабление аридности произошли в берриасе и валанжине. Граница поясов примерно там же, что и в начале позднеюрской эпохи. В палеоумеренном поясе Западной Сибири климат гумидный, среднегодовые температуры в интервале 10—16 °С, южнее — аридный с температурами (предположительно) 20—22 °С.

В готериве и барреме дальнейшее смягчение аридности климата на юге Западной Сибири, небольшое общее похолодание. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов примерно на той же широте, что и в берриас—валанжине. Климат палеоумеренного пояса Западной Сибири в готерив—барреме стал более прохладным, среднегодовые температуры в интервале 15—17 °С, в палеосубтропическом — семиаридный с температурами 20—22 °С (предположительно).

Аптский и альбский века ознаменовались новым климатическим оптимумом, сопровождавшимся существенным увлажнением климата на юге Западной Сибири и в Казахстане. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов продвинулась на север до линии Салехард — Туруханск. Севернее этой границы климат влажный очень теплый (среднегодовые температуры в интервале 16—20 °С, годовая амплитуда 4—6° — расчетные по коэффициентам термофильности палинокомплексов), южнее — жаркий перемменно-влажный (бокситы) с температурами не менее 20—22 °С (расчетные величины по коэффициентам термофильности 22—24 °С) [22].

Начало позднемеловой эпохи (сеноманский и туронский века) характеризовалось похолоданием и увлажнением климата. Западная Сибирь полностью в пределах палеоумеренного пояса. Климат Западно-Сибирской плиты теплый влажный, слабо дифференцированный по широтам. Судя по оценкам палеотемператур для юго-запада Восточно-Европейской платформы (14,5—20,8 °С), Закаспия и Южного Приаралья (17,4—18,1 °С), учитывая также бокситообразование в Северо-Западном Казахстане, среднегодовая температура на юге Западно-Сибирской плиты была около 20 °С, а на севере — не более 14—18 °С (расчетные данные по коэффициентам термофильности палинокомплексов 16—18 °С) [22].

В коньяк-сантон-кампанское время, возможно, произошло некоторое потепление климата и, несомненно, усиление его диффе-

ренциации, хотя по геологическим индикаторам климатическая зональность в пределах Западно-Сибирской плиты четко не проявляется. Однако бокситообразование в Северном Казахстане свидетельствует о принадлежности этой территории к палеосубтропическому поясу. Климат Западной Сибири оставался гумидным теплым со среднегодовыми температурами на севере плиты порядка 16—18 °С (как в сеноманском и туронском веках), а на юге около 20 °С (в Тургае бокситообразование).

Для позднего сенона (поздний кампан—маастрехт—даний) характерны увлажнение климата, уменьшение его дифференциации, небольшое отступление к югу, в районы Северного Казахстана зоны субтропического переменного-влажного климата. Западная Сибирь полностью в пределах палеоумеренного пояса, с теплым влажным климатом. Среднегодовые температуры на юге Западной Сибири были, видимо, около 18—20 °С (судя по оценкам палеотемператур обитателей морского мелководья), на севере, вероятно, около 15 °С (расчетные величины по коэффициентам термофильности палинокомплексов 14—16 °С) [22].

В палеоцене геологические индикаторы палеоклимата на Западно-Сибирской плите маловыразительны. Тем не менее они указывают на сохранение влажного теплого и слабо дифференцированного климата на всей ее территории. Климатическая зональность достаточно четко не проявилась, но образование в палеоцене—эоцене бокситов на Енисейском кряже, в Приангарье, Прибайкалье, а также в Казахстане указывает на принадлежность южных районов Сибири к зоне очень теплого переменного-влажного климата со среднегодовыми температурами около +20—24 °С (расчетные величины по коэффициентам термофильности палинокомплексов 18—22 °С для южных районов Сибири и 22—24 °С для Северного Казахстана). На севере Сибири среднегодовые температуры были того же порядка, что и в позднем сеноне (расчетные величины по коэффициентам термофильности палинокомплексов 16—18 °С [22]).

Глобальный климатический максимум в эоцене Западной Сибири геологическими индикаторами не фиксируется. Отмечается усиление дифференциации и континентализации климата. Граница с аридным поясом выявляется на севере Казахстана примерно по линии Кустанай—Усть-Каменогорск. В пределах Западно-Сибирской плиты (кроме самых южных ее районов) климат гумидный, теплый. Среднегодовые температуры на юге Западной Сибири, судя по палеотемпературным определениям вод морских мелководий Западных Мугоджар (бассейна р. Иргиз, 23,2—25,8 °С), были около 20—22 °С, т. е. выше, чем в палеоцене. На севере они, видимо, были значительно ниже. Расчетные величины среднегодовых палеотемператур по коэффициентам термофильности эоценовых палинокомплексов для северных районов Западной Сибири 12—14 °С, для южных 16—18 °С [22].

Как уже отмечалось, похолодание в эоцене Сибири—явление чисто местное. Оно связано с вторжением прохладных арктических

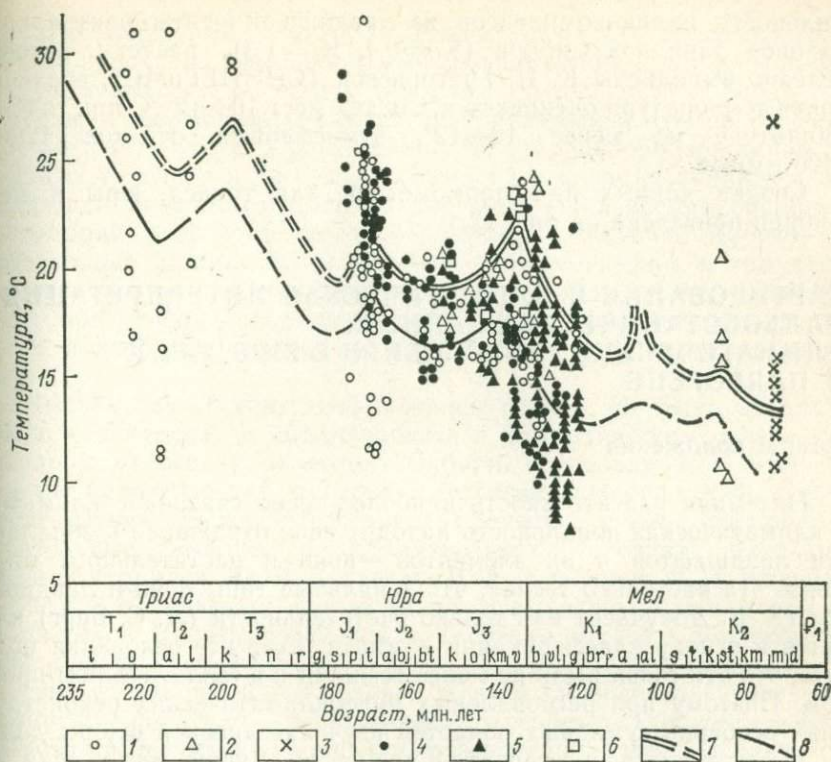


Рис. 12. Сводка данных палеотермометрии (O^{18}/O^{16} и Ca/Mg) по белемнитам и двустворчатым моллюскам из мезозойских отложений Сибири. Геохронологическая шкала по Г. Д. Афанасьеву и С. И. Зыкову (1975 г.)

Значения палеотемператур: 1 — по O^{18}/O^{16} для севера Восточной Сибири, 2 — то же, для Приполярного Зауралья, 3 — то же, для юга Западной Сибири, 4 — по Ca/Mg для севера Восточной Сибири, 5 — то же, для Приполярного Зауралья, 6 — то же, для юга Западной Сибири. Кривые средних значений палеотемператур: 7 — для южных районов Сибири, 8 — для северных районов Сибири

вод на Западно-Сибирскую плиту и возникновением в Западно-Сибирском море циклонического течения. Этот вывод прекрасно обосновывается построениями Н. И. Стрельниковой по диатомовым водорослям.

Поздний эоцен—ранний олигоцен ознаменовались существенным похолоданием (повсеместное исчезновение шамозитовых руд в терригенно-глауконитовой формации) и увлажнением климата. Граница с более теплым и сухим климатом нечетко прослеживается по линии Кустанай — Павлодар. Южнее этой границы среднегодовые температуры были, видимо, около 10—12 °С, наиболее холодного месяца 4—5 °С, осадков около 1000 мм в год. Зимы с отрицательными температурами стали обычным явлением. В северных районах Западной Сибири, если принять тот же широтный термический градиент, что и в эоцене, среднегодовые температуры были около 4—6 °С. По коэффициентам термофильности и гигро-

фильности палинокомплексов из тавдинской свиты центральных районов Западной Сибири ($K_t=0,4$, $K_r=1,3$), расчеты которых недавно выполнены К. Н. Григорьевой (СНИИГГиМС), среднегодовая температура оценивается для тех мест $10-12^\circ\text{C}$ при годовой амплитуде не менее $10-12^\circ$, атмосферных осадков $1200-1400$ мм/год.

Сводка данных палеотермометрии для триаса, юры и мела Сибири приведена на рис. 12.

КАРТИРОВАНИЕ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ДАННЫХ. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СИБИРИ В ЮРЕ, МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

Общие положения

Наземная растительность наиболее тесно связана с климатом, а климатическая зональность находит свое отражение в зональности ландшафтов и их элементов — почв и растительного мира. Связь эта настолько тесная, что зональные типы почв и ландшафтов (В. В. Докучаев) или только растительности (Л. С. Беэр) кладутся в основу классификации климата. Есть все основания полагать, что эти связи были не менее тесными и в геологическом прошлом. Поэтому при региональных палеоклиматических реконструкциях особенно гумидных областей изучение древней флоры должно быть делом первостепенной важности. Лучше всего, если результаты изучения древней флоры в климатическом аспекте обобщаются в виде палеофлористических карт, отражающих распространение и экологическую характеристику растительности прошлого. При этом фактической базой таких карт могут быть как крупномерные остатки ископаемых растений — тафофлоры, если они достаточно полны, а находки их в пределах региона многочисленны, так и микрофоссилии — палинокомплексы. Принципы построения подобных карт обстоятельно рассмотрены в 1970 г. С. В. Мейенем.

В палеоклиматологии, как и вообще в палеогеографии, особенно важное значение имеют материалы и выводы по макроостаткам — листовым флорам, тафофлорам. Изучая фрагменты вегетативных органов древних растений, палеоботаник имеет возможность определить жизненные формы тех или иных таксонов ископаемых растений, судить об их экологических требованиях и условиях произрастания. Только на этой основе возможны реконструкции растительности геологического прошлого, в том числе типов растительных формаций и даже отдельных фитоценозов. Однако при региональных палеоклиматических реконструкциях в силу ограниченности размеров исследуемой территории количество местонахождений ископаемых флор исчисляется единицами, во многих горизонтах они могут вовсе отсутствовать. Поэтому в регио-

нальной палеоклиматологии проблема неизбежно решается главным образом на базе данных палеопалинологии, но непременно с учетом выводов об общем облике растительности и типах растительных формаций (включая флористический состав, жизненные формы, ярусность растительности, условия произрастания отдельных таксонов и др.), полученных на основании анализа фитогеографии и экологии древних листовых флор весьма обширных территорий и значительного возрастного диапазона. Короче: использование данных палинологии в палеогеографии, в том числе в региональных палеоклиматических реконструкциях, возможно лишь при условии опережения этих построений специализированными палеоботаническими исследованиями (или же в комплексе с ними).

Именно так обстоит дело в нашем случае. Не было необходимости картировать и анализировать в климатическом аспекте тафофлоры мезозоя и палеогена Сибири, поскольку этот первостепенной важности для палеоклиматологии материал уже всесторонне изучен, построены фитогеографические схемы, сделаны обстоятельные выводы о климатических условиях фитохорий (В. А. Вахрамеев, Ю. В. Тесленко, В. А. Красилов, А. И. Киричкова и др.). Их главным итогом является выделение тропическо-субтропической Индо-Европейской и умеренно теплой Сибирской палеофлористических областей в юре и раннем мелу, Европейско-Туранской и Сибирской — в позднем мелу и Европейско-Туранской и Сибирско-Канадской — в палеогене. По особенностям состава флор области разделены на провинции (размещение которых однако, контролировалось не столько климатом, сколько миграционными потоками различных представителей древних растений), определены, в частности, и главные типы растительных формаций мезозоя и палеогена Сибири, их флористический состав, ярусность, экология многих таксонов древних растений, в том числе их климатическая специализация (А. И. Толмачев, А. Н. Криштофович, В. А. Вахрамеев, Ю. В. Тесленко, Е. М. Маркович, А. И. Киричкова, В. А. Красилов, В. А. Самылина, М. П. Долуденко, Л. Ю. Буданцев и др.).

Вся Сибирь или большая ее часть в юре, мелу и раннем палеогене принадлежала к Сибирской (или Сибирско-Канадской) области, юго-западные районы Сибири — к Индо-Европейской. Примечательно, что граница областей устанавливается В. А. Вахрамеевым в виде дуги с центром (северный географический полюс) вблизи Берингова пролива в юре — некоем и несколько севернее — в апте и альбе. В более поздней работе положение северного полюса им указывается вполне определенно: ранняя — средняя юра — вблизи дельты р. Лены, поздняя юра — ранний мел — севернее Берингова пролива, что совпадает с данными по расселению морской фауны (В. А. Басов и др.). Для позднего мела положение полюса определяется недостаточно наглядно. Для палеоклиматологии решающим является отнесение растительности Индо-Европейской и Европейско-Туранской областей к тропическим и суб-

тропическим формациям, Сибирской и Сибирско-Канадской — к формациям умеренно теплого (в юре, мелу и раннем палеогене относительно ровного безморозного) климата, а в олигоцене — более прохладного и контрастного, четко дифференцированного по сезонам с эпизодическими и кратковременными морозными зимами на равнинах.

Выделение экологических групп в ископаемой флоре основывается прежде всего на систематическом родстве форм прошлого и настоящего, а метод сравнительного родства открывает возможность определения основных параметров палеоклимата. Одним из первых сравнение палеоген-неогеновой и современной флор в 1868 г. провел О. Геер. В СССР подобными исследованиями листовых флор мезозоя, палеогена и неогена занимались В. А. Хахлов, А. И. Толмачев, А. Н. Криштофович, В. А. Вахрамеев, Ю. В. Тесленко, В. С. Корнилова, В. А. Красилов и другие исследователи. В палинологии такого рода построения считаются правомочными только для молодых (неогеновых и четвертичных) палинофлор, поскольку в палинокомплексах из более древних отложений возрастает количество формальных таксонов, продуцировавшихся растениями неизвестной систематической и экологической принадлежности, а также в связи с тем, что применение генетической классификации для мезофита и раннего кайнофита вообще ставится под сомнение.

Для решения этого принципиального вопроса, как указывала в 1966 г. И. М. Покровская, в современной палинологии существуют два направления. Одни исследователи (к ним относится большинство зарубежных палинологов и отечественных специалистов) считают, что ископаемые споры и пыльца, извлеченные из отложений древнее четвертичных, должны классифицироваться только по искусственной системе, вне связи с их современными аналогами, другие — возможным отождествлять ископаемые формы из мезозоя и кайнозоя с современными таксонами генетической системы, если они имеют с ними морфологическое сходство; искусственная система применяется только при отсутствии такого сходства и, следовательно, генетической связи. Правда, в самые последние годы среди советских и зарубежных палинологов вновь возродился интерес к проблеме воссоздания палеоклиматов и растительности мезозоя и кайнозоя по палинологическим данным на основе естественной классификации и анализа «экоклиматического» (по И. Рейру, 1980 г.) распределения в осадках таксонов палинофлор (А. И. Томская, А. Ф. Фрадкина, К. Груа-Каванетто, И. Рейр, М. Колинсон и др.).

Споры и пыльцевые зерна — одноклеточные специализированные образования, служащие для размножения растений. Они очень консервативны и автономны по отношению к экологическому окружению, используя для своего развития вегетативные органы. Общаясь через эти органы с внешней средой, споры и пыльца стойко сохраняют свои морфологические признаки и являются носителями всех наследственных зачатков, которые они передают из по-

коления в поколение. Консервативность признаков спор и пыльцевых зерен делает возможным их использование при решении вопросов систематики и филогении, а в палеоботанике — для стратиграфии, воссоздания истории развития флор и палеогеографии. Применение генетической системы классификации позволяет с известной долей условности разделять компоненты, входящие в состав спорово-пыльцевых комплексов, на экологические группы, соответствующие определенным условиям существования растений, продуцировавших эти микрофоссилии (И. М. Покровская).

Вместе с тем использование палинологических материалов имеет ряд преимуществ. Прежде всего это частота встречаемости спор и пыльцы в осадках почти всех генетических типов, лучшая и более полная сохранность микрофоссилий в ископаемом состоянии, многочисленность экземпляров, позволяющая применять статистику, и, наконец, более полный материал, дающий возможность судить о растительности окружающих пространств (А. И. Толмачев, В. В. Меннер, А. Н. Сладков). Базировать же подобные построения только на спорадически встречающихся остатках листовой флоры, ископаемой древесины и плодов, количество местонахождений которых даже на очень обширных территориях измеряется единицами, менее эффективно и более рискованно, поскольку эти материалы не дают достаточно полной характеристики произраставших древесных, кустарниковых и травянистых сообществ. Достаточно сравнить, например, три—пять местонахождений ископаемой флоры для Западной Сибири и в пределах десятка — для всей Сибири на картах В. А. Вахрамеева и обилие палинологических данных, где число изученных спорово-пыльцевых комплексов исчисляется сотнями. Особенности тафономии и различная сохранность крупномерных растительных остатков к тому же сильно искажают первоначальные количественные соотношения отдельных видов в былом растительном покрове. Кроме того, в ископаемое состояние большей частью попадают остатки растений, обитавших лишь в долинах рек, на болотах или в низинных участках, где они погребались недалеко от места своего произрастания. История флоры, восстановленная по остаткам листьев, семян и плодов, вполне справедливо определяется многими палеоботаниками только как «история низинных лесов, болот и водной растительности» (А. И. Толмачев). В то же время спорово-пыльцевой спектр, хотя и усредняет систематический состав продуцирующей его флоры ввиду переноса пыльцевых зерен ветром и поверхностными водами, но зато несравненно полнее и достаточно надежно отражает характер растительности, в том числе и водораздельных пространств. Это свойство палинокомплексов В. Н. Сукачев назвал «великим даром природы». Представления же о слишком далеком разносе пыльцы на сотни и тысячи километров, кроме пыльцы сосны, сильно преувеличены (В. Шафер, И. М. Покровская). Вообще процент заносной пыльцы велик лишь тогда, когда местная флора скудна, а цветение растений подавлено (А. Н. Сладков). Палинологические исследования поверхностных проб современных

отложений гумидных зон показывают, что спорово-пыльцевой комплекс с достаточной достоверностью отражает зональный тип растительности и теснейшим образом связан количественно и качественно с составом растительного покрова (В. П. Гричук, Е. Д. Заклинская, Е. А. Мальгина, В. Шафер, А. П. Васьевский, А. И. Пермяков, В. В. Друщиц, В. А. Климанов и др.).

При работе с палинологическим материалом из отложений древнее плейстоцена эколого-климатическая характеристика древних таксонов устанавливается сообразно их распределению в ландшафтах геологического прошлого, а также по сопутствующим формам, экологические требования которых известны (как это делается в палеонтологии при описании новых таксонов). Это, кстати, единственный путь определения экологической толерантности таксонов неизвестной систематической принадлежности или формальных. Выше уже приводился пример установления именно таким способом климатической приуроченности растений, продуцировавших пыльцу *Classopollis*. На подобной же основе Е. Д. Заклинская в 1970 г. устанавливает, например, что весьма обширная группа древних покрытосеменных, продуцировавших в позднем мелу пыльцу стеммы *Normapollis*, принадлежала не древесным растениям. Некоторые их роды произрастали в жарких аридных условиях совместно с хейролепидиевыми и эфедровыми, другие — во влажных тропических лесах с *Palmae* и *Avicenia*, третьи — в субтропиках. Экологический размах другой стеммы древнейших цветковых — *Aquilapollenites* — также очень велик: тропические влажные леса юга Сибири (с протейными и санталовыми), но в основном умеренно теплые леса Тихоокеанского побережья и Северной Сибири. Е. Д. Заклинская предполагает и генетические связи некоторых групп *Normapollis* с пыльцой рецентных семейств *Opagraceae*, *Muricaceae*, *Rubiaceae* и порядка *Santalales*. Аналогичным образом климатическую специализацию основных таксонов мезозойских и палеоген-неогеновых палинофлор, в том числе формальных, недавно определил И. Рейр.

Очень важно подчеркнуть еще одно обстоятельство. Достоверность реконструкций растительности геологического прошлого по палинологическим материалам качественно возрастает при наличии соответствующих построений по листовой флоре. Исключительно перспективным для выяснения истинного характера растительного мира минувших эпох — указывал А. И. Толмачев — является параллельный анализ результатов изучения «листных флор» и палинологических материалов [35]. Наконец, задача воссоздания зональных типов растительности (но не фитоценозов!) для мезозоя и палеогена возможна и облегчается еще и потому, что к этому времени на Земле уже сложились все основные типы ландшафтов и растительных формаций, что существуют и ныне (А. В. Гаманьков, С. В. Мейен).

Методика и приемы построения палеофлористических карт по палинологическим данным и их использование в региональных палеоклиматических реконструкциях рассматривались неоднократно

[8, 22, 23]. Вкратце они сводятся к следующему: 1) на карты в виде циркуграмм выносятся по месту нахождения спорово-пыльцевых комплексов данные о соотношении экологических группировок древних растений в специально разработанной легенде, 2) основываясь на учении В. В. Докучаева о строгом соответствии границ фитохорий с границами климатических зон, выделяются площади (зоны), охарактеризованные однотипными циркуграммами, 3) объективность выделения этих фитохорий достигается математической и графической обработкой массовых количественных данных палеопалинологии [8, 22, 23]. В работе автора совместно с другими исследователями [22] эта методика дополнена и усовершенствована. Разработана более детальная эколого-климатическая легенда компонентов спорово-пыльцевых комплексов*. Соответственно получены циркуграммы с большим объемом информации о климатических условиях мест обитания древних фитоценозов. Это оказалось возможным благодаря вовлечению в анализ и расчеты по возможности всех, в том числе редко встречающихся форм, отмеченных при палинологических исследованиях. В легенде (рис. 13) выделено большее количество экологических групп (20 вместо 15), уточнены экологические требования многих представителей древних растений. В ней отмечены как таксоны, определяемые по генетической классификации, так и искусственные внутри высших споровых, голосеменных и покрытосеменных, а также важнейшие эколого-климатические группировки растений, их продуцировавших. Выделены три основные группы, отражающие требования растений к влажным и сухим местообитаниям: 1) растения, требующие для своего развития влажных условий, — гигромезофильная группа, 2) растения засушливых условий обитания — ксерофильная группа и 3) растения, способные существовать во влажных и сухих условиях, — эврифильная группа. Помимо этого в пределах каждой из указанных групп растения дифференцируются в зависимости от их требований к теплу, т. е. принадлежности к тому или иному климатическому поясу: к тропическому и субтропическому, субтропическому и тепло-умеренному и умеренному. Необходимость попарного объединения определяется неопределенностью знаний палеоэкологии.

В рабочем варианте палеофлористические карты рекомендует-ся выполнять в цветной легенде: на циркуграммах сектора, отражающие содержание влаголюбивых растений среди папоротников, голосеменных и цветковых (гигромезофильная группа), закрашиваются различными оттенками зеленого цвета, ксерофильные — красного, эврифильные — желтого. Для отражения содержания термофильного и умеренного элементов теплолюбивые таксоны

* Здесь и далее речь идет не об экологии растений в полном смысле этого слова, а лишь о климатической приуроченности таксонов палинофлор, определяемой не только на основе систематического родства, но и мирового опыта палеоботаники и палеогеографии, т. е. знаний об их древних ареалах. Термин «эколого-климатическая» поэтому представляется более удачным. — *Прим. автора.*

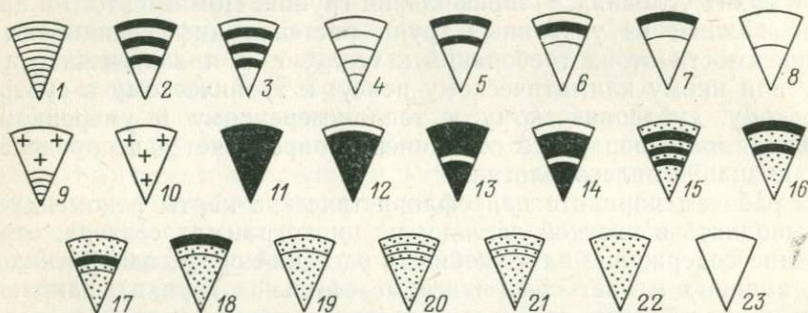
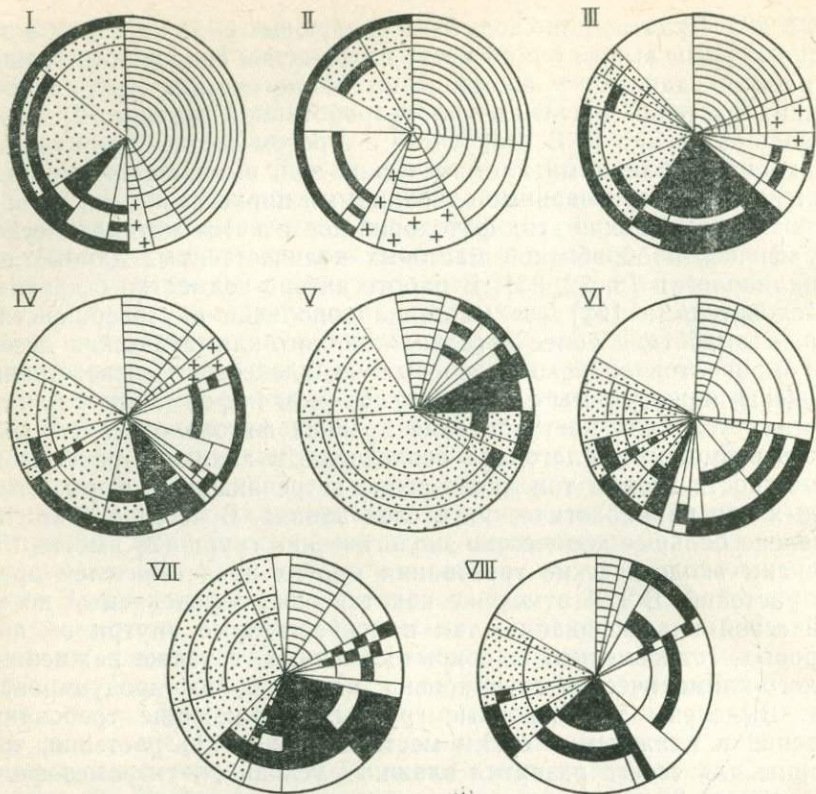


Рис. 13. Типовые циркуграммы систематического состава и эколого-климатической структуры спорово-пыльцевых комплексов из меловых и палеогеновых отложений Сибири и Казахстана. По А. В. Гольберту и др. (1977 г.), с изменениями

I — Северо-Восточное Приаралье, р. Канида (альб?); II — Западная Сибирь, Тазовская скважина 1-р (апт-альб); III — Джеккаган-Сарысульская депрессия, скв. 3 (нижний сенон); IV — Западная Сибирь, Хетская скв. 9 (нижний сенон); V — Казахстан, пос. Жантай (верхний палеоцен); VI — Западная Сибирь, профиль Танопча — Надым, скв. 12-кп (верхний палеоцен); VII — Центральный Казахстан (нижний эоцен); VIII — Западная Сибирь, Обской профиль, скв. 501а (эоцен). Гигромезофильная группа растений — растения тропической и субтропической зон: 1 — папоротники и плауны — *Lycopodiaceae* (*Lycopodium*), *Selaginellaceae* (*Salaginella*), *Ophioglossaceae* (*Ophioglossum*), *Marattiaceae*

(*Danaea*, *Angiopteris*, *Marattia*), Osmundaceae (*Todites*), Schizaeaceae (*Schizaea*, *Anemia*, *Mohria*, *Lygodium*, *Pelletieria*, *Cicatricosisporites*), Gleicheniaceae (*Gleichenia*), Hymenophyllaceae (*Hymenophyllum*), Dicksoniaceae (*Dicksonia*, *Cibotium*), Cyatheaceae (*Cyathea*, *Hemitelia*), Matoniaceae (*Matonia*, *Phlebopteris*), Dipteridaceae (*Hausmannia*, *Clathropteris*, *Dictyophyllum*), Aspidiaceae (*Asplenium*, *Dryopteris*), Davalliaceae (*Nephrolepis*), Polypodiaceae (*Polypodium*, *Cheiropleuria*); 2 — голосеменные — Caytoniaceae (*Caytonia*), Bennettiales, Cycadaceae, Gnetaceae, Araucariaceae (*Agathis*), Podocarpaceae (*Podocarpus*, *Dacrydiumites*), Pinaceae (*Keteleeria*), Taxodiaceae (*Taxodium*); 3 — покрытосеменные — Chloranthaceae, Lauraceae (*Laurus*), Nelumbonaceae (*Nelumbo*), Juglandaceae (*Engelhardtia*), Cyrillaceae (*Cyrella*), Styracaceae, Symlocaceae, Ebenaceae, Sterculiaceae (*Sterculia*), Combretaceae, Myrtaceae (*Eugenia*), Gunneraceae, Simarubaceae, Rutaceae, Sapindaceae (*Sapindus*), Araliaceae (*Aralia*), Olacaceae, Santalaceae, Loranthaceae (*Loranthus*, *Elytranthe*), Pandanaceae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 4 — мхи, хвощи и папоротники — Неритицеae, Sphagnaceae (*Sphagnum*), Bryales, Equisetaceae (*Equisetum*), Lycopodiaceae (*Lycopodium*), Ophioglossaceae (*Botrychium*), Osmundaceae (*Osmunda*), Dicksoniaceae (*Contioperis*), Pteridaceae (*Pteridium*); 5 — голосеменные — Ginkgoaceae (*Ginkgo*), Coniferales (*Pseudopicea*, *Protopicea*, *Protopinus*), Pinaceae (*Abies*, *Tsuga*), Podozamitaceae (*Podozamites*), Taxaceae (*Taxus*), Sciadopityaceae (*Sciadopitys*), Taxodiaceae (non *Taxodium*); 6 — покрытосеменные — Magnoliaceae (*Schizandra*), Saururaceae, Trochodendraceae (*Trochodendron*), Cercidiphyllaceae (*Cercidiphyllum*), Hamamelidaceae (*Hamamelis*, *Fothergilla*, *Corylopsis*), Altingiaceae (*Liquidambar*), Platanaceae (*Platanus*), Ulmaceae (*Zelkova*), Fagaceae (*Nothofagus*, *Quercus* — листопадные формы, *Castanea*), Betulaceae (*Carpinus*), Juglandaceae (*Juglans*, *Carya*, *Cyclocarya*, *Platycarya*), Tiliaceae (*Tilia*), Вухацеae (*Pachysandra*), Onagraceae (*Jussiaea*), Staphyleaceae, Nyssaceae (*Nyssa*), Aquifoliaceae (*Ilex*), Saprifoliaceae (*Lonicera*, *Diervilla*, *Sambucus*, *Weigela*); растения умеренно теплой и умеренной зон: 7 — голосеменные — Pinaceae (*Picea*, *Larix*), Pinaceae gen. sp.; 8 — покрытосеменные — Ranunculaceae (*Delphinium*), Eucommiaceae, Fagaceae (*Fagus*), Betulaceae (*Betula*), Juglandaceae (*Pterocarya*), Saxifragaceae (*Myriophyllum*), Cornaceae (*Cornus*), Potamogetonaceae (*Potamogeton*), Sparganiaceae (*Sparganium*), Туфацеae (*Typha*); 9 — споры, определенные по искусственной классификации; 10 — водоросли и некоторые гидрофитные папоротники — Ricciaceae (*Riccia*), Marsileaceae (*Marsilea*, *Pilularia*), Pteridaceae (*Ceratopteris*), Salviniaceae (*Salvinia*), Azollaceae (*Azolla*), Hydropteris, *Aquitiradites*, *Cingulatisporites*. Ксерофильная группа растений — растения тропической и субтропической зон: 11 — голосеменные — *Classopollis*, *Walchites*, *Pseudowalchia*, Araucariaceae (*Araucaria*); 12 — покрытосеменные — Moraceae (*Morus*), Casuarinaceae (*Casuarina*), Myricaceae (*Canacomyrica*, *Myrica*), Sarracenaceae, Bombacaceae (*Bombax*), Myrtaceae (*Myrtus*, *Eucalyptus*), Zygophyllaceae, Proteaceae, Restionaceae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 13 — голосеменные — Ephedraceae (*Ephedra*), Chlamydozpermidae (*Gnetaceapollenites*), Cupressaceae (*Juniperus*, *Cupressus*); 14 — покрытосеменные — Berberidaceae (*Berberis*), Ulmaceae (*Celtis*), Fagaceae [*Quercus* — вечнозеленые формы, *Quercites sparsus* (Mart.) Sam., *Castanopsis*], Myricaceae (*Comptonia*), Tamaricaceae, Anacardiaceae (*Rhus*, *Cotinus*, *Pistacia*), Oleaceae (*Olea*). Эврифильная группа растений — растения тропической и субтропической зон: 15 — покрытосеменные — Menispermaceae (*Menispermum*), Clathraceae, Sapotaceae, Вухацеae (*Buxus*), Euphorbiaceae, Meliaceae, Alangiaceae, Rhamnaceae, Palmae; растения субтропической и умеренно теплой зон: 16 — голосеменные — Pinaceae (*Cedrus*, *Pinus* subgen., *Diploxylon*, *Pinus* sp.), Pinaceae gen. sp.; 17 — покрытосеменные — Betulaceae (*Orstrya*), Myricaceae (*Myrica*), Ericaceae, Ericadiceae, Rosaceae, Leguminosae, Aceraceae (*Acer*), Celastraceae (*Euonimus*), Elaeagnaceae (*Elaeagnus*), Oleaceae (*Fraxinus*), Gentianaceae, Rubiaceae, Liliaceae, Fagaceae [*Quercites sparsus* (Mart.) Sam.]; растения умеренно теплой и умеренной зон: 18 — голосеменные — Pinaceae (*Pinus* subgen., *Haploxylon*, *Pinus* sp.), Pinaceae gen. sp.; 19 — покрытосеменные — Ulmaceae (*Ulmus*), Betulaceae (*Alnus*, *Corylus*), Salicaceae (*Salix*), Saxifragaceae, Umbelliferae; растения, предположительно относимые к тропической и субтропической зонам: 20 — покрытосеменные стемма *Normapolles*; растения, предположительно относимые к тропической, субтропической и умеренно теплой зонам: 21 — покрытосеменные *Gothanipollis*, *Triatriopollenites*; растения, предположительно относимые к субтропической и умеренно теплой зонам: 22 — покрытосеменные — *Triprojectacites*, *Orbiculapollis*, *Wodehoseia*, *Azonia*, *Regina*; растения неизвестной систематической принадлежности и экологической приуроченности: 23 — покрытосеменные — *Tricolpopollenites*, *Triporopollenites*, *Tricolporopollenites*

(тропические, тропическо-субтропические и субтропические) среди гигрофильной, ксерофильной и эврифильной групп выделялись яркой (интенсивной) окраской соответствующего цвета, умеренные — бледной.

При составлении палеоклиматических карт Сибири учтено более 2300 изученных спорово-пыльцевых комплексов, изображенных по их местонахождениям в виде циркуграмм. На палеофлористических картах (особенно если они выполнены в цветной легенде) на-

глядно видны закономерные изменения состава и структур палинокомплексов во времени и пространстве. Особенно четко проявляется климатическая зональность — уменьшение с юга на север теплолюбивых компонентов в составе споровых, голосеменных и цветковых растений и возрастание в том же направлении их влаголюбивых представителей [22, 23].

Для сравнения эколого-климатической структуры спорово-пыльцевых комплексов использованы коэффициенты гигрофильности (K_r) и термофильности (K_t), которые рассматривались как мера влаголюбивости и теплолюбивости древних фитоценозов и соответствующих параметров палеоклиматов. Коэффициент термофильности (K_t) рассчитывался как отношение суммы пыльцы и спор (%) теплолюбивых (тропических, субтропических) растений к сумме пыльцы и спор растений умеренно теплой, умеренной зон и эвритермных (согласно легенде); коэффициент гигрофильности (K_r) — как отношение содержания пыльцы и спор мезофильных растений к ксерофильным. Посредством построения графиков изменений этих коэффициентов по нескольким произвольно выбранным азимутам для каждого геохронологического уровня выделялись фитохории (а следовательно, и климатохории — пояса, зоны, подзоны и пр.) как площади с однотипной эколого-климатической структурой спорово-пыльцевых спектров; объективно и статистически достоверно устанавливались границы между ними. По средним значениям коэффициентов оценивались степень различия палеоклиматов каждой из выделенных климатохорий, шаг изменений термичности и влажности палеоклимата при переходе из данной зоны в смежную; сопоставлялись адекватные зоны разных геохронологических уровней; рассчитывались соответствующие параметры зональных климатов на основе сравнения с уже установленными.

В принятой методике климатический анализ палинологических данных и построение циркограмм эколого-климатической структуры палинокомплексов осуществлялись на основе количественного учета (в %) различных таксонов при допущении примерного соответствия встречаемости ископаемой пыльцы и спор и участия ее продуцентов в растительности. Поправки вводились лишь для растений, обладающих аномальной пыльцепродуктивностью (В. Н. Сукачев). Можно применять другие методы количественного учета. Так, Л. А. Козьяр предлагает сначала определять показатель встречаемости таксона, а затем вводить в расчеты группы: случайные (0—20 %), второстепенные (21—40 %), характерные (41—60 %) и т. д. В обоих случаях неизбежны ошибки, но вероятность их прогрессивно снижается с увеличением числа наблюдений. Нельзя также забывать, что речь идет о палеогеографических реконструкциях, а не о воссоздании точных копий обстановок геологического прошлого. Неизбежны ошибки (и даже более грубые!) и при анализе тафофлор, каковой, однако, принято считать вполне корректным, хотя и в этом случае мы имеем дело не с полными растениями, определяемыми по естественной системе, а с остатками их вегетативных органов (орган-вид, орган-род и т. п.).

Иногда возражают против математической обработки геоботанических данных, ссылаясь на то, что в этом случае точные методы обработки применяются к неточным исходным данным. Однако подобные аргументы несостоятельны, ибо, с одной стороны, имеются методы получения статистически достоверных исходных данных, а с другой — существуют приемы, позволяющие оценить относительную погрешность и ее влияние на результаты. Следует согласиться с М. Ружечкой, который считает, что лучше применять точные методы к неточным данным, чем неточные — к неточным.

Тип палеоклимата для каждой из выделенных климатохорий и его основные характеристики оценивались, как уже подчеркивалось, только комплексно — на основе синтеза и взаимного контроля геологических (формации, породы-индикаторы, организмы-индикаторы, палеотемпературные определения и пр.) и всех палеоботанических данных. Уточнение и детализация основных параметров зональных палеоклиматов требуют дополнительных построений. Опираясь на построенные указанным выше образом палеофлористические карты, можно переходить к реконструкциям растительного покрова каждой из установленных фитоохорий (зон). Это достигается путем типологического анализа (с учетом палеогеографических условий) спорово-пыльцевых комплексов и воссоздания возможных основных типов фитоценологических группировок древних растений. При этом тип растительных формаций, их главные компоненты и ярусность растительности определяются — подчеркнем это еще раз — с учетом конкретных данных и обобщений по листовым флорам. Достоверность таких реконструкций обеспечивается достаточно полными сведениями о составе ископаемых палинофлор и представлениями об экологических требованиях (а для некоторых, доживших до наших дней представителей растительного царства, и условиями их произрастания) большинства форм древних растений, основанными на мировом опыте геологических и палеоботанических исследований. Подобным образом уже предпринимались попытки воссоздания растительного покрова геологического прошлого, в том числе для отдельных районов Сибири (И. М. Покровская, Е. П. Бойцова, З. А. Войцель, А. Ф. Хлонова, М. М. Одинцова, Л. Г. Маркова, С. Р. Самойлович и др.).

В принятой методике реконструкции растительного покрова важным элементом является признание в качестве определяющих факторов, помимо флористического состава, еще и характер литогенеза: тип геологической формации и процессов химического выветривания, поскольку состав и, особенно, облик осадочных и элювиальных образований контролируются в конечном счете климатом и растительностью [22, 23].

Следующий этап, весьма ответственный в проводимых исследованиях, предусматривает сравнительный анализ реконструированных растительных сообществ с рецентными с целью выявления наиболее близких аналогов по содержанию соответствующих экологических группировок (но отнюдь не систематического состава!). Это открывает возможность, опираясь на данные фитогеографии и

климатологии, перейти к оценке основных показателей климата — режима температуры и влажности. Полученные выводы подкрепляются и контролируются данными по листовой флоре, о породах-индикаторах, сведениями о находках представителей древних фаун, а также палеотемпературными определениями. При совмещении обеих категорий карт они взаимно дополняют и контролируют друг друга. Так, выводы о размещении палеоклиматических зон, полученные при сопоставлении карт геологических формаций и частных индикаторов палеоклимата, существенно уточняются материалами о положении границ между зонами на основании интерпретации палеофлористических карт. С другой стороны, анализ географического размещения типов геологических формаций позволяет однозначно определять типы климатов: гумидный — аридный, холодный — жаркий.

Оценивая достоверность результатов исследования, необходимо отметить две особенности принятой методики. Одна из них состоит в достоверности выделения флористических, а по ним и климатических зон и точности установления их границ. Природа методики такова, что этот вопрос первостепенной важности в палеоклиматических реконструкциях решается точно и аргументированно, поскольку фитоценозы выделяются как территории с однотипными по своей структуре спорово-пыльцевыми комплексами. При этом не имеет принципиального значения, какая классификация микрофоссилий — генетическая или искусственная — принимается исследователем. Результат будет тот же в смысле однотипности разделения территории на зоны. Другое дело — характеристики древних климатов, воссоздаваемые по климатической толерантности ископаемых фитоценозов. В этом случае приходится опираться только на представления об условиях произрастания вымерших таксонов. А это влечет за собой определенные ошибки и субъективизм в оценках. Степень достоверности выводов оказывается поэтому на уровне обычных палеогеографических реконструкций. Однако при комплексном подходе к решению проблемы возможные ошибки корректируются литолого-геохимическими данными, палеотемпературными определениями и другими геологическими материалами.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что реконструкция растительного покрова геологического прошлого всегда является условной. В современном растительном мире часто нельзя найти аналогов, которые подтвердили бы правильность предположений о характере растительности юры, раннего или позднего мела, не говоря уже о более древних флорах. Так же трудно говорить и о характере климата мезозоя, так как многие растения, которые принимаются в качестве индикаторов сухого или влажного, холодного или теплого климата, могут принадлежать к одному роду, но по-разному реагировать на окружающую их внешнюю среду и представлять собой кустарники, травянистые формы и т. д. В связи с этим следует вспомнить указание А. Н. Криштофовича, что виды одного рода и особенно роды одного семейства могут быть экологически

Значения индексов температуры (K_t) и влажности (K_r) палеоклиматов Западной Сибири (юра—неоком)

Келловей — оксфорд		Кимеридж — волжский		Берриас — валанжин		Готерив — баррем	
II. Северная Западно-Сибирская зона	$K_t=0,7$ $K_r=8,3$ $L=95$	II. Северная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,3$ $K_r=3,5$ $L=77$	II. Северная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,2$ $K_r=3,1$ $L=77$	II. Северная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,1$ $K_r=4,8$ $L=77$
I. Южная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,4$ $K_r=5,4$ $L=40$	I. Южная Западно-Сибирская зона	$K_t=2,4$ $K_r=1,1$ $L=62$	I. Южная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,7$ $K_r=2,6$ $L=62$	I. Южная Западно-Сибирская зона	$K_t=1,7$ $K_r=4,0$ $L=62$

Средние значения

$K_t=0,9$ $K_r=7,4$	$K_t=1,8$ $K_r=2,5$	$K_t=1,5$ $K_r=2,9$	$K_t=1,4$ $K_r=4,6$
------------------------	------------------------	------------------------	------------------------

Значения индексов температуры (K_t) и влажности (K_r) палеоклиматов Сибири (апт—эоцен)

Апт — альб		Сеноман — турон		Ранний сенон			
III. Северо-Сибирская зона		$K_t=1,2$ $K_r=9,6$ $L=55$	II. Сибирская зона	$K_t=1,2$ $K_r=5,0$ $L=126$	IV. Северо-Сибирская зона $K_t=1,2$ $K_r=2,9$ $L=39$		
Сибирская зона	II. Северная подзона	$K_t=1,7$ $K_r=7,6$ $L=54$		I. Северо-Казахстанская зона	$K_t=1,5$ $K_r=2,3$ $L=9$	III. Северная подзона $K_t=1,26$ $K_r=1,4$ $L=50$	
	I. Южная подзона	$K_t=1,8$ $K_r=4,0$ $L=26$				II. Южная подзона $K_t=1,33$ $K_r=1,0$ $L=22$	I. Северо-Казахстанская зона $K_t=1,6$ $K_r=0,9$ $L=24$
						Средние	
$K_t=1,5$ $K_r=7,7$		$K_t=1,2$ $K_r=4,8$	$K_t=1,3$ $K_r=1,7$				

Примечание: L — величина, пропорциональная ширине зоны.

совершенно различными. И особенно опасно в этом отношении опираться на свойства реликтов, оторванных от обстановки прошлого и вследствие своей пластичности вошедших в современную формацию от далекого прошлого. Для климатических выводов весьма важное значение имеют поправки, получаемые по данным литологии, угленосности или соленосности пород и других факторов, свидетельствующих об определенной обстановке [16]. Именно это и достигается применением комплексного метода исследования.

Анализ палеофлористических карт подтверждает существование климатической зональности на территории Сибири в исследованные отрезки геологического времени. При оценке основных показателей палеоклиматов особое внимание следует уделять сравнению зон между собой как для одного временного уровня, так и адекватных зон в смежных уровнях. Это позволяет более четко устанавливать отличие климатических условий для каждой из зон, а также изменения климата во времени и перемещение климатических зон в пространстве. Весьма важно при палеоклиматических реконструкциях иметь четкие реперы хотя бы для одной из климатических зон: палеотемпературные измерения, распростра-

Поздний сенон		Палеоэоцен		Эоцен	
Сибирская зона	IV. Северо-Сибирская зона	$K_t=0,8$ $K_r=3,2$ $L=43$	III. Северо-Сибирская зона	$K_t=0,9$ $K_r=2,7$ $L=65$	IV. Северо-Сибирская зона $K_t=0,7$ $K_r=1,3$ $L=47$
	III. Северная подзона	$K_t=0,9$ $K_r=2,3$ $L=34$		II. Сибирская зона	$K_t=1,3$ $K_r=2,1$ $L=50$
	II. Южная подзона	$K_t=1,0$ $K_r=1,8$ $L=28$	I. Северо-Казахстанская зона		$K_t=2,4$ $K_r=1,5$ $L=20$
	I. Северо-Казахстанская зона	$K_t=1,4$ $K_r=1,5$ $L=30$		$K_t=1,2$ $K_r=0,6$ $L=20$	
значения		$K_t=1,1$ $K_r=2,3$	$K_t=1,5$ $K_r=2,1$	$K_t=0,8$ $K_r=1,0$	

нение некоторых наиболее строгих пород-индикаторов (бокситы и латеритные коры выветривания, скопления глауконита и осадочных железных руд и некоторые другие), а также палеонтологические остатки (кости динозавров, скопления кокколлитов, кораллы и др.). Параметры климатов смежных зон можно определять тогда путем сравнения по принципу холоднее—теплее и суше—влажнее. Объективной мерой этих показателей являются среднеарифметические значения коэффициентов термофильности и гигрофильности палинофлор в пределах сравниваемых зон, отнесенные к их ширине (табл. 10 и 11).

Палинофлоры и растительность Сибири в юре — эоцене

Обстоятельная характеристика исходного фактического материала — палинокомплексов юры, мела и палеогена Сибири в аспекте их климатического анализа, равно как и палеофлористические карты, построенные на этой основе, а также реконструкции зональных типов растительного покрова и климата, опубликованы [22, 23]. Это позволяет ограничиться в данной работе самыми общими сведениями о составе палинокомплексов, кратко охарак-

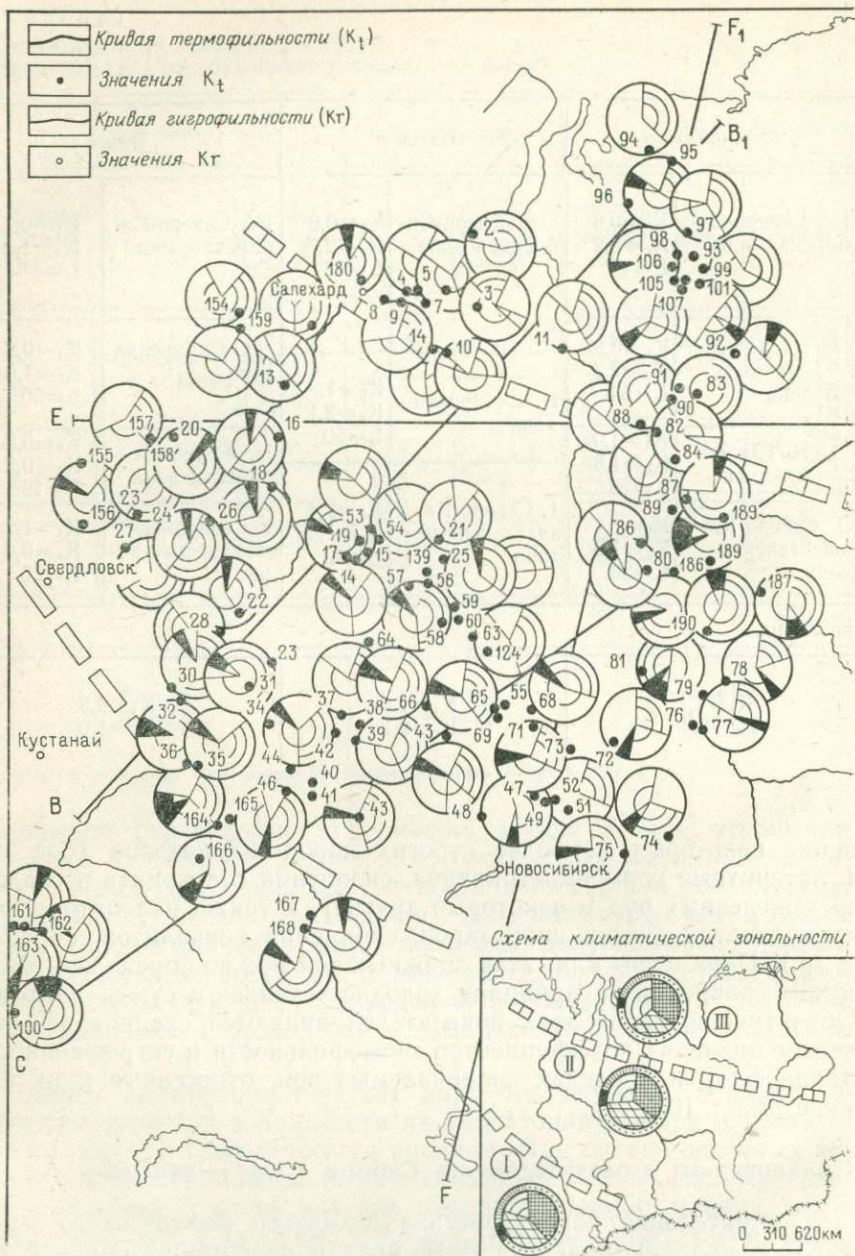
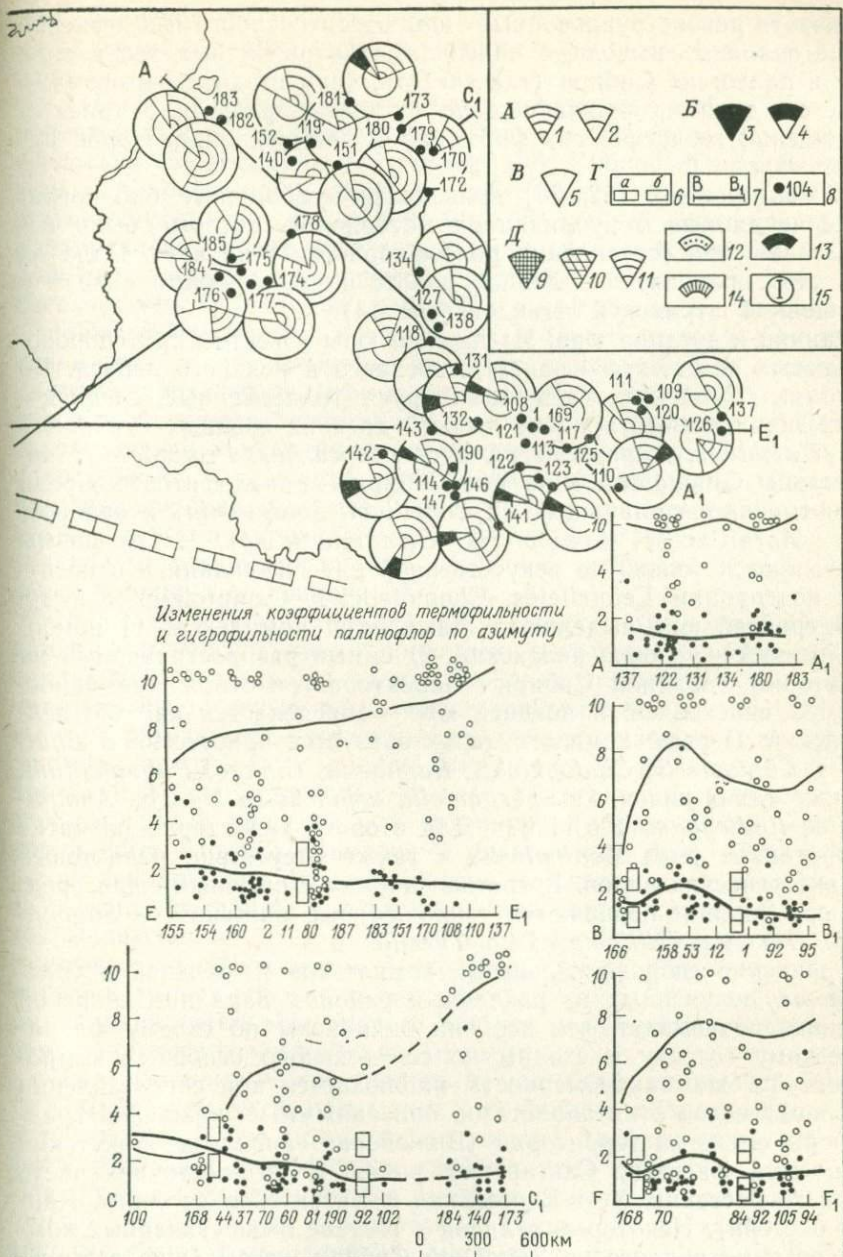


Рис. 14. Распространение и эколого-климатическая характеристика ископаемых палинокомплексов Сибири (апт—альб). Составлено по рабочим картам к монографии [22]. Уменьшено с масштаба 1 : 2 500 000 в четыре раза, легенда упрощена

Основные эколого-климатические группировки палинофлор — гигромезофильная группа (А): 1 — тропическо-субтропические, 2 — умеренно теплые и умеренные; ксерофильная группа (Б): 3 — тропическо-субтропические, 4 — умеренно теплые и умеренные; эврифильная группа (В) — 5; прочие обозначения (Г): 6 — границы климати-



ческих поясов (а) и зон (б), 7 — азимуты для оценки изменений эколого-климатической структуры палинофлор в пространстве, 8 — местонахождения изученных палинокомплексов и их номера в каталоге; основные эколого-климатические группировки зонального флористического комплекса Д: 9 — преимущественно тропические, 10 — то же, субтропические, 11 — то же, умеренные, 12 — влаголюбивые (гигро-мезофильные), 13 — сухоустойчивые (ксерофильные), 14 — влажных и сухих местообитаний (эврифильные), 15 — климатические зоны (название зоны и характеристика зонального климата см. табл. 13, 14)

теризовать реконструированные типы растительности и в тезисной форме изложить выводы о палеоклиматах различных зон в юре, мелу и палеогене Сибири (так сказать, «нарастающим итогом» — с учетом данных, полученных по листовым флорам, о типах и размещении геологических формаций и частных индикаторов палеоклимата).

В монографиях [22, 23] приводятся и обширные библиографические данные о публикациях материалов, которые были использованы при составлении палеофлористических карт. Одна из этих карт приводится в данной работе в уменьшенном виде и с упрощенной штриховой легендой (рис. 14).

Ранняя и средняя юра. Из нижней юры известны три спорово-пыльцевых комплекса — раннего, среднего и позднего лейаса. Во всех этих комплексах чаще доминируют голосеменные, среди которых значительный процент пыльцы древних хвойных *Pseudowalchia*, *Walchiites*, *Protoconiferus*, *Protopodocarpus*, *Protopicea*. Много пыльцы Ginkgoales, а на юге Сибири — цикадофитов*. Среди спор отмечаются плауновые (*Lycopodium*, *Selaginella*) и папоротники (Marattiaceae, *Coniopteris*, *Osmunda* и др). Часто формы определяются только по искусственной классификации и относятся к подгруппам *Leiotriletes*, *Chomotriletes*, *Camptotriletes* и др.

В средней юре выделяются также три комплекса: 1) наиболее древний — условно ааленский, 2) самый распространенный на территории Западной Сибири — характеризует отложения байосбата, 3) переходный к поздней юре — определяется как бат-келловейский. Первый комплекс характеризуется присутствием *Equisetites*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, *Ginkgo*, *Pityophyllum*, а также таких видов, как *Ferganiella urjancaica* Neub., *Anomomites lindleyanus* Schimp. Для второго характерно развитие папоротников рода *Coniopteris*, а также отсутствие реликтовых или экзотических видов. В третьем наряду с обычными для средней юры видами появляются теплолюбивые растения — *Sagenopteris*, *Nilsonia*, *Williamsoniella*, *Tyrmia*.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов из нижней и средней юры, полученных из различных районов Западно-Сибирской равнины, показывает, что все они одинаковы по своему флористическому составу и сходны по соотношению основных компонентов. Та же закономерность наблюдается при сопоставлении этих комплексов с их аналогами, описанными из нижней и средней юры смежных территорий (Вилуйская синеклиза, Иркутский угленосный бассейн, Сангарский район и юго-восточная часть Ленского бассейна, Усть-Енисейская и Хатангская впадины, Канский бассейн). Некоторые отличия в составе вышеуказанных комплексов и их аналогов в Западной Сибири, несомненно, есть, но более значительным является их сходство, которое говорит об однотипности всех этих флор и их принадлежности к одной и той

* В таефлорах нижней—средней юры Сибири очень много также остатков родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis*, объединяемых в порядок *Czekanowskiales*; пыльца их, однако, неотличима от гинкговых.

же Сибирской палеофлористической области, разделить которую на более мелкие фитохории, а следовательно, и климатохории, не удастся.

Анализ флористического состава и содержания основных компонентов спорово-пыльцевых комплексов показывает, что в ранне-среднеюрское время на всей территории Сибири флора была довольно однообразна и лишь незначительные изменения в ее составе (ощутимые особенно ясно в конце средней юры) происходят в направлении с юго-запада на северо-восток. Меняются и соотношения основных компонентов, входящих в комплекс, что свидетельствует о наличии различных растительных ассоциаций. Основными факторами, которые при этом могли влиять на изменение флор в пространстве, являлись температура и влажность климата, характер рельефа и свойства почв. Эти факторы, выступая в неповторимых сочетаниях в различных районах, определяли закономерные изменения в растительном покрове. Потепление и похолодание, увлажнение или аридизация климата, повышение или нивелировка рельефа, трансгрессия или регрессия моря — все это служило причиной перестройки флор путем их горизонтальной миграции при крайне медленной эволюции их систематического состава во времени [23].

Переходя к реконструкции растительного покрова Сибири в ранне-среднеюрское время, напомним некоторые особенности вещественного состава ниже-среднеюрских отложений. Это исключительно сероцветные терригенные породы повсеместно с обильным растительным детритом, нередко угленосные. Характерно развитие каолинита и полное отсутствие красноцветов. Все это признаки господства кислых условий выветривания в присутствии огромных масс растительной органики с образованием мощных каолиновых кор выветривания и подзолистых почв. Такие процессы типичны для лесов постоянно влажного и теплого климата, а если учесть еще и флористический состав таофлор и палинокомплексов из этих отложений, среди которых преобладают гинкговые, чекановские и хвойные, произрастающие в форме крупных лесных массивов, заключение о господстве лесных формаций в растительном покрове Сибири в ранней и средней юре представляется совершенно очевидным.

Из сказанного можно сделать вывод, что в раннеюрскую эпоху в Сибири были развиты гинкгово-хвойные леса, покрывавшие водоразделы. В них преобладали древние хвойные на сухих почвах с примесью ксерофитных хвойных типа *Lebachia*, *Walchiites*. Появляются ногоплодниковые и первые прототипы сосновых (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus*). Подлесок составляли саговниковые, беннеттиты (особенно многочисленные в тоаре), *Podozamites* и многочисленные папоротники. Последние занимали более увлажненные участки.

В среднеюрскую эпоху сократились площади водоразделов, и во флоре резко уменьшилось количество и разнообразие древних хвойных. Широкое распространение получили папоротники и хво-

щи, которые росли на озерно-аллювиальных равнинах с сильно увлажненными почвами. Основной фон создавали папоротники рода *Coniopteris*, встречались *Gibotium*, *Hausmannia*, *Dictyophyllum*. Нижний ярус составляли многочисленные *Osmunda*, плауны и хвощовые. Гинкгово-хвойные леса, в которых главную роль играли древние хвойные, продолжали покрывать водоразделы. Они особенно широко были распространены на севере Сибири. Среди хвойных увеличилось количество представителей ногоплодниковых, древних сосновых, изредка встречались единичные араукариевые. В подлеске произрастали папоротники, редкие цикадофиты, подозамиты [23]. По палеоботаническим данным, хвойно-гинкговые леса в ранней и средней юре занимали и северо-восточную половину Казахстана. Субтропические цикадофито-хвойно-гинкговые леса росли южнее линии Оренбург — Алма-Ата (Е. М. Маркович, Л. Ф. Белянкин, В. А. Вахрамеев).

Юрская растительность Сибири характеризуется еще почти полным отсутствием родов, образующих современную флору, и в современном растительном покрове земного шара нет гомологов такой растительности. Поэтому о климатах ранней и средней юры Сибири лучше судить в основном по геологическим данным: по составу и размещению геологических формаций, частным индикаторам палеоклимата, в том числе по палеотемпературным определениям. Дополнительные сведения могут быть получены также из представлений об условиях обитания древних фаун и флор.

Поздняя юра. Спорово-пыльцевые комплексы поздней юры уже заметно отличаются от среднеюрских. В них доминирует пыльца голосеменных, количество спор рода *Coniopteris* заметно уменьшается, как и спор рода *Osmunda*. Реже встречаются и менее разнообразны плауновые, особенно *Lycopodium*. В начале поздней юры (келловей — оксфорд) еще только наметилась тенденция к широкому развитию хвойных, в том числе на юге — ксерофитных хвойных. В спорово-пыльцевых спектрах келловей-оксфорда северных районов низменности, как и в средней юре, господствуют споры папоротников. В кимеридж-волжское время повсеместно отмечается резкое преобладание ксерофитных и других хвойных.

Пыльца голосеменных представлена главным образом хвойными, среди которых присутствуют Podocarpaceae и Pinaceae. Особенно заметно увеличение содержания Pinaceae с древними родами Protopicea, Pseudopicea, *Pseudopinus* и молодыми формами, условно относимыми к *Picea* и *Pinus*. Кроме того, в спорово-пыльцевых комплексах из южных районов Сибири начинает преобладать пыльца *Classopollis*, принадлежащая ксерофитным хвойным семейства хейролепидиевых. Эта пыльца в изобилии встречается уже в комплексах средней юры Северного Кавказа (О. П. Ярошенко), Средней Азии (Ю. М. Кузичкина), Казахстана (И. З. Фаддеева), достигая там своего максимума в поздней юре. На севере Сибири в комплексах доминируют хвойные, но отнюдь не хейролепидиевые.

Все вышеописанные изменения позднелюрской флоры связаны с появлением, а затем и расширением засушливого пояса на юге Ангарского материка. Существование этого пояса и его очертания хорошо устанавливаются на основании прекращения в его пределах угленакопления и появления карбонатных, красноцветных, а местами и гипсоносных отложений [2]. Возникновение аридного пояса, сопровождавшееся потеплением климата, изменило условия существования влаголюбивой растительности, оставшейся от средней и ранней юры. Состав флоры становится очень обедненным. В этот период граница между Индо-Европейской и Сибирской палеофлористическими областями отодвигается к северу и северо-востоку, и большая часть Европы, Западно-Сибирской равнины, а также южные районы Восточной Сибири попадают в Индо-Европейскую палеофлористическую область (В. А. Вахрамеев, М. П. Долуденко).

Таким образом, древняя растительность Южной Сибири, которая стала принадлежать Индо-Европейской области, была представлена древними ксерофитными хвойными, мигрировавшими из Средней Азии. Они покрывали склоны возвышенностей, образуя там, как считает В. А. Вахрамеев, разреженные низкорослые насаждения, и росли на пустынных пространствах по южному побережью юрского моря. В качестве примеси произрастали гинкговые, подозамиты и араукариевые. В подлеске встречались цикадофиты, кое-где в низинах сохранились папоротники и плауны. Климат был жарким и засушливым. И сейчас известны случаи существования областей с засушливым климатом на океанических побережьях. Таковы, например, пустыня Атакама на территории Северного Чили, западное побережье Перу, пустыни Намиб и Дамара в Африке. Вся внутренняя часть Австралии представляет собой пустыню, в северо-западной части пустыня эта тянется вплоть до самого моря. Растительность представлена здесь зарослями карликовых кустарников и сообществами суккулентов. Другие значительные пространства с очень низким стоянием грунтовых вод, несмотря на это, одеты густой, достигающей человеческого роста чащей кустарников с резко ксерофильным обликом [12].

В северных районах Сибири на протяжении поздней юры по-прежнему господствовали хвойно-гинкговые леса. Основной лесобразующей породой являлись древние хвойные, среди которых также произрастали араукариевые, ногоплодниковые, подозамиты, гинкговые и чекановские. Становится больше представителей семейства *Ripaseae*. В подлеске встречались цикадофиты. Пониженные формы рельефа были заняты папоротниками из семейств *Dicksoniaceae* (главным образом, *Coniopteris*), *Syatheaceae* начинают появляться *Gleichenia*. Травяной покров составляли осмундовые, плауны и др. Все это указывает на господство на севере Сибири умеренно теплого и влажного климата. Граница жаркого аридного и теплого умеренного климатических поясов четко фиксируется приблизительно по 62° с. ш. [23].

Меловой период. Неоком. Обширная морская трансгрессия, начавшаяся с севера в позднеюрскую эпоху, продолжалась в берриасе и валанжине. Значительные части Западно-Сибирской плиты и Лено-Енисейского прогиба оставались покрыты морем. Важным фактором физико-географической обстановки неокома являлось сохранение пояса аридного климата. Как и в поздней юре, он распространялся на Казахстан и южную часть Сибири. В неокоме граница между двумя палеофлористическими областями оставалась примерно там же, что и в поздней юре.

Раннемеловая флора является преемницей позднеюрской, а обе они составляют второй этап развития мезофитной флоры. Изменения в составе берриасской и валанжинской флоры происходили постепенно, без резких колебаний. В основе ее лежит еще юрское ядро — древние хвойные, цикадофиты, юрские папоротники, плауновые, но их роль в процессе дальнейшей эволюции становилась все менее значительной. К концу неокома состав флоры заметно омолодился.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов неокома Западной Сибири с комплексами из разновозрастных отложений сопредельных районов: Вилюйской синеклизы, Ленского угленосного бассейна, Лено-Оленекского междуречья, Забайкалья — указывает, с одной стороны, на общность их основных компонентов, с другой — на различные соотношения, специфичные для каждого отдельного района. Все это говорит о характере растительности, которая начинает различаться не только в пределах ботанико-географических областей, но и в пределах провинций, чего не было заметно в первой фазе развития мезофитной флоры. Как и в раннем неокоме, южные районы Сибири в готерив-барреме относились к Индо-Европейской палеофлористической области (палеосубтропический пояс), о чем свидетельствует распространение там субтропической растительности (с участием ксерофитных хвойных), произраставшей в условиях семиаридного климата.

В большинстве случаев в комплексах берриаса и валанжина преобладающим элементом является пыльца голосеменных, которая очень разнообразна и составляет более половины комплекса. Присутствуют плауны, среди которых чаще отмечается род *Selaginella*. Папоротники семейства Dicksoniaceae (род *Coniopteris*) утрачивают свое значение, хотя количество их еще довольно значительно. Повышается содержание спор *Gleichenia*, особенно в западных районах Сибири. Устойчиво присутствуют споры семейства Schizaeaceae, характерные для раннего мела. Представлены они спорами рода *Lygodium*, реже — *Pelletieria* и *Anemia*. Постоянно фиксируются споры папоротников *Osmunda*, представленные еще юрскими видами, но в меньших количествах.

Очень разнообразна пыльца голосеменных. Почти везде присутствует *Caytonia*, отмечаются Ginkgoaceae и единичные цикадофиты. Еще многочисленна пыльца древних хвойных (*Protoconiferus*). Пыльца *Classopollis* фиксируется реже, но на юге Сибири содержание ее остается по-прежнему высоким. Довольно разно-

образна, хотя и немногочисленна пыльца Podocarpaceae. Увеличивается количество Podozamitaceae (род *Podozamites*), отмечаются пыльцевые зерна семейства Агаукариaceae и *Scyadopitys*. Более обширно, чем в юре, представлено семейство Pinaceae.

Растительность раннего неокома на денудационных равнинах была, следовательно, представлена хвойными лесами с примесью гинкговых и чекановскиевых, где наряду с древними формами устойчиво проявляются аналоги современных сосновых (сосны, ели), ногоплодниковые. В подлеске произрастали цикадофиты (саговниковые), некоторые подозамитовые, а также папоротники — *Coniopteris*, *Lygodium*, *Gleichenia*. Травянистый покров был представлен плаунами, хвощами, папоротниками *Osmunda*, немногочисленными Polypodiaceae. На заболоченных участках и по берегам морей местами преобладали заросли папоротников. Глейхениевые могли поселяться и сплошными зарослями на открытых солнечным лучам местах. Это своеобразие отличает их от других тропических влаго- и тенелюбивых папоротников.

Почти тождественна позднеюрской бериасская и валанжинская растительность Южной Сибири, где сохранилось большое количество хейролепидиевых. Заросли этих ксерофитных хвойных, вероятно, были развиты на плакорах вплоть до берегов моря и покрывали склоны возвышенностей. Местами водоразделы были покрыты гинкгово-хвойными разреженными лесами с подлеском из папоротников. Климат там продолжал оставаться жарким, как и в поздней юре в той части Западно-Сибирской равнины, которая относилась к Индо-Европейской палеофлористической области. На остальных площадях, принадлежавших Сибирской палеофлористической области, климат был теплым и влажным. Об этом свидетельствуют развитие во флоре тропических папоротников и цикадофитов и отсутствие ксерофитных хвойных [23].

Состав готерив-барремской флоры по сравнению с валанжинской заметно изменился, и в палинокомплексах фиксируются споры и пыльца новых растений, неизвестных или почти неизвестных во флорах юры и раннего неокома. Чаще всего в палинокомплексах Сибири преобладают споры, и только на севере — пыльца хвойных. Главную роль играют характерные для раннего мела Schizaeaceae (роды *Lygodium*, *Pelletieria*, *Anemia*) и род *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Cibotium*, *Osmunda* встречаются в небольшом количестве. Появляются споры *Sphagnum* и становится больше Polypodiaceae (одноручевые споры бобовидной формы). Среди Schizaeaceae необыкновенно разнообразен род *Lygodium* (свыше 20 видов).

Пыльца голосеменных по систематическому составу напоминает пыльцу комплексов валанжина, но соотношения компонентов становятся иными. Древние хвойные *Protoconiferus*, *Quadraeculina*, Cheirolepidiaceae встречаются не повсеместно и чаще в небольшом количестве. Почти исчезают цикадофиты, сокращается число *Ginkgo*. Среди Pinaceae древние *Paleopicea*, *Protopicea* и *Pseudopinus* сменяются молодыми формами *Picea* и *Pinus*. Отме-

чаются *Cedrus*, *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*, а также много форм, определяемых по искусственной классификации, генетическая принадлежность которых остается совершенно неясной.

Среди палинокомплексов готерив-баррема также представляется возможным выделить два главных типа. Первый из них встречается в южной половине Западной Сибири. Пыльца *Classopollis* присутствует там повсеместно, хотя и в меньших количествах, чем в валанжине. Среди спор преобладают семейства *Schizaeaceae*, больше *Lygodium*, меньше *Pelletieria*, *Anemia*. Спор *Gleichenia* мало. Второй комплекс известен в северных районах Сибири. Пыльца *Classopollis* в нем отсутствует или представлена единичными находками. Много представителей *Protoconiferus* и семейства *Pinaceae* с родами *Picea* и *Pinus*. Очень много спор папоротников (*Coniopteris*, *Osmunda*, *Pelletieria*, *Anemia* и др.).

Таким образом, растительность готерив-баррема на большей части территории Сибири заметно изменила свой облик по сравнению с растительностью валанжинского века. После отступления валанжинского моря в Западной и на севере Восточной Сибири освободились обширные низменные пространства, которые заняли заросли теплолюбивых папоротников — *Dicksonia*, *Alsophila*, а также *Hausmannia*, *Anemia*, *Coniopteris*, *Todites*, *Lygodium* и *Gleichenia**. Участки с ксерофитными хейролепидиевыми оставались главным образом в южной части Западной Сибири, где еще было заметным влияние аридного пояса. В лесах на возвышенных частях рельефа господствовали хвойные. Среди них присутствовали представители рода *Podocarpus*. Особенно многочисленными становятся различные *Pinus*, довольно много *Picea*. В древостое таких лесов произрастали также чекановские и гинкговые, а в подлеске — цикадофиты. На аккумулятивных низменностях на юге преобладали ландшафты саванного типа с разреженным растительным покровом из гинкговых, хвойных, в том числе ксерофитных хейролепидиевых, с галерейными лесами и зарослями папоротников и цикадофитов в долинах рек и по берегам водоемов [23]. Существование подобных ландшафтов подтверждается развитием карбонатных пестроцветов (местами гипсоносных с палыгорскитом) и находками остатков сухопутных динозавров в Чулымо-Енисейском районе и в нижнемеловых отложениях Вилюйской синеклизы.

Аптский и альбский века. Спорово-пыльцевые комплексы апт-альба наиболее полно представлены на Западно-Сибирской равнине, в Вилюйской синеклизе, Приверхоянском прогибе, Усть-Енисейской и Хатангской впадинах, в Среднем Зауралье, Тургае и Северном Казахстане. На всей территории Сибири систематический состав спорово-пыльцевых комплексов апта и альба очень сходен. Отмечаются только небольшие различия в соотношениях

* Современные представители родов *Dicksonia* и *Alsophila* представлены исключительно древовидными формами.

основных компонентов и в видовом составе некоторых родов для комплексов, описанных из различных удаленных друг от друга местонахождений. В комплексах обычно преобладают споры папоротниковидных, мхов, реже пыльцы голосеменных. Пыльцевые зерна древнейших покрытосеменных растений фиксируются единично, не во всех местонахождениях и чаще приурочены к верхней части апт-альбских отложений.

В соответствии с методикой настоящего исследования и принятой легендой экологической трактовки компонентов ископаемых спорово-пыльцевых комплексов (см. рис. 13), для апт-альба Сибири можно выделить две палеофлористические зоны: Северо-Сибирскую и Сибирскую; последняя подразделяется на две подзоны: северную и южную (см. рис. 14, 15).

Северо-Сибирская зона в апт-альбе охватывала северную часть Западно-Сибирской равнины (севернее 67° с. ш. на северо-западе и 66° с. ш. на востоке). В нее входили также Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза, Хатангская впадина и Лено-Анабарский прогиб, а также, видимо, и северная половина Сибирской платформы (см. рис. 14). В спорово-пыльцевых комплексах этой зоны изобилуют мезофильные тропические и субтропические папоротники. Это в первую очередь представители семейства *Schizaeaceae* (с преобладанием родов *Pelletiera* и *Lygodium* и в меньшей мере *Anemia*); второе место принадлежит семейству *Gleicheniaceae* (*Gleichenia*). Во всех комплексах отмечаются споры *Cibotium* и *Hausmannia*, а также плауны *Lycopodium* и *Selaginella*. Сравнительно много спор папоротника *Coniopteris*, а также *Osmundaceae* (*Osmunda*) и мха *Sphagnum* — типичных представителей умеренных сибирских мезозойских флор. Среди пыльцы голосеменных здесь в довольно значительном количестве присутствуют представители древней мезофитной флоры: *Ginkgoaceae*, *Protodocarpus*, *Pseudopodocarpus* (*P. prolongata* K.-M.), *Paleopicea* (*P. biangulina* K.-M.), *Pseudopicea* (*P. magnifica* Bolch.), *Proticoniferus funarius* (Naum.) Bolch. и др. Все эти растения отнесены к субтропическим и умеренно теплым (см. рис. 15). Из тропическо-субтропических гигромезофильных голосеменных здесь обнаружены *Podocarpus* spp., *Cycadaceae* и единичные зерна *Benettitales*. Пыльца покрытосеменных отмечается только в верхах альба в виде единичных зерен и не повсеместно.

Состав спорово-пыльцевых комплексов Северо-Сибирской зоны по сравнению с таковыми Сибирской указывает на то, что в первой сохраняется более древняя флора с большим количеством юрских и неокомских хвойных, гинкго, папоротников (*Coniopteris*, *Osmunda*); почти отсутствуют формы, указывающие на какую-либо аридизацию климата. Можно предполагать, что мезофитная флора, сформировавшаяся здесь еще в юрское время, сохранилась с небольшими изменениями до апт-альба, так как условия, в которых она существовала, не претерпели существенных изменений. Показатель термофильности палинофлоры Северо-Сибирской зоны — $K_t = 1,2$, гигрофильности — $K_r = 9,6$, что существенно выше

соответствующих показателей для сенона и эоцена (см. табл. 11), но ниже, чем для неокома [22, 23].

Сибирская зона в апт-альбе занимала почти всю территорию Западно-Сибирской равнины (кроме ее арктической части), восточный склон Урала (кроме Полярного), Тургай, весь Северный Казахстан и, предположительно, всю южную половину Восточной Сибири. Большая часть зоны принадлежала к северной ее подзоне, южная граница проходила примерно по линии Свердловск — Петропавловск — Барнаул, отделяя южную подзону, включающую юго-запад Западной Сибири и Северный Казахстан.

При сравнении циркограмм экологических группировок палинофлор Сибирской зоны видны отличия ее от Северо-Сибирской. В спорово-пыльцевых комплексах северной подзоны Сибирской зоны, так же как и в Северо-Сибирской зоне, продолжают доминировать мезофитные папоротники семейств *Schizaeaceae* и *Gleicheniaceae*, но количество последних становится большим. В северной подзоне уменьшается также содержание спор рода *Coniopteris* — мезофильного представителя умеренно теплой зоны. В составе голосеменных по сравнению с комплексами Северо-Сибирской зоны уменьшается количество гинкговых. Из хвойных гигро-мезофильной группы пыльца древних типов фиксируется реже и содержание ее ниже, чем в комплексах Северо-Сибирской зоны. В небольшом количестве присутствуют *Podocarpus* и *Picea*. Среди *Pinaceae* изобилует также пыльца *Pinus*, а пыльца *Cedrus* отмечается почти повсеместно, но ее немного; роды эти относятся к эврифильной группе.

Примечательно более высокое содержание, чем в Северо-Сибирской зоне, представителей ксерофитной группы — *Cupressaceae*, особенно много их в южной и западной частях южной подзоны. Пыльца *Classopollis*, продуцируемая ксерофитными хвойными семейства *Cheirolepidiaceae*, практически отсутствующая в Северо-Сибирской зоне, здесь более многочисленна, что особенно заметно на западе Западно-Сибирской равнины. Интересен состав комплексов из отложений апт-альба юго-западной части Сибирской платформы, в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. В них Г. А. Кондратьевым обнаружено обилие пыльцы *Cupressaceae*, составляющей в отдельных образцах до 38 %; в этом же районе в валанжин-готеривских комплексах им встречено большое количество *Classopollis*: от 12,9 до 52 % (до 72 % в отдельных анализах). В тех же образцах, где пыльцы *Classopollis* меньше, соответственно много *Cupressaceae* (от 8,5 до 39 %, единично до 54 %). Таким образом, в данном районе явно доминирует ксерофильная группа растений, что заметно отличает этот район от всех окружающих.

Следовательно, мезофильная флора, характерная для Северо-Сибирской зоны, сохраняется в северной подзоне Сибирской зоны в нескольких сочетаниях: с одной стороны, здесь присутствуют ксерофитные формы — *Cheirolepidiaceae* и *Cupressaceae*, с другой — становится меньше архаичных юрских голосеменных, сме-

няющихся хвойными современного облика. Показатель термофильности для флоры северной подзоны Сибирской зоны — 1,7, показатель гигрофильности — 7,6, что указывает на более теплый и менее влажный климат северной подзоны Сибирской зоны по сравнению с Северо-Сибирской зоной.

В комплексах южной подзоны Сибирской зоны становится еще более заметным наличие пыльцы растений ксерофильной группы, главным образом Cupressaceae, и в небольших количествах пыльцы *Classopollis*. Доминантой по-прежнему остается гигрофильная группа, представленная спорами папоротников Gleicheniaceae и Schizaeaceae и в меньшей степени Polypodiaceae, Ophioglossaceae и др. Из хвойных эврифильной группы отмечаются многочисленные *Pinus*, *Cedrus* и редкие *Picea*; древние формы почти не встречаются. В небольшом количестве, но постоянно присутствуют первые покрытосеменные (от 0,5 до 2%). Несколько увеличивается коэффициент термофильности — 1,8 и уменьшается коэффициент гигрофильности — 4,0. Эти показатели, так же как и циркограммы, свидетельствуют о том, что климат рассматриваемой подзоны был более сухим и более теплым по сравнению с северной подзоной этой же зоны.

Типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов с учетом геологических, палеофлористических и палеогеографических данных позволяет предполагать существование в аптском и альбском веках на большей части территории Сибири растительных формаций лесного типа. В Северо-Сибирской зоне на денудационных равнинах растительность была представлена влажными папоротниково-хвойными лесами с примесью гинкго. Первый ярус этих лесов составляли многочисленные представители древних хвойных (*Protopicea*, *Protopinus* и др.), реже встречались древние кедры и пихты. Подлесок образовывали папоротники — циатейные, диксониевые, часто встречался кониоптерис, лигодиум, реже глейхения. Многочисленные плауны и плаунки вместе с травянистыми папоротниками составляли под пологом леса густой травянистый покров. На плато и холмах в этой зоне росли леса преимущественно хвойные — из сосновых, кедровых и ногоплодных с папоротниковым подлеском. Напочвенный покров образовывали плауновые и мхи. Леса были влажными, на что указывает развитие папоротников, плаунов и мхов. На Урале в подобных лесах было много кедров и папоротников глейхений, которые местами могли образовывать чистые заросли или с примесью чистоустовых и кочедыжниковых. На аккумулятивных низменностях росли очень влажные хвойно-папоротниковые леса и папоротниковые заросли из кониоптериса и чистоустовых. Местами здесь существовали сфагновые болота, которые начинают свое развитие именно с апт-альба. Кое-где по берегам рек в лесах, видимо, было много болотного кипариса.

Состав флоры и растительных ассоциаций Северо-Сибирской зоны указывает на то, что в ней господствовали влажные вечнозеленые хвойно-папоротниковые и папоротниково-хвойные леса с

примесью хвойных и папоротников умеренного климатического пояса. Ксерофитные элементы в них отсутствовали полностью. Эти своеобразные леса не имеют себе близких аналогов в современной растительности земного шара. Однако следует отметить, что по составу и соотношению важнейших экологических группировок они напоминают горные тропические и субтропические леса Малайзии, Новой Зеландии, Тасмании, Чили. В них изобилуют древовидные и травянистые папоротники, печеночные и сфагновые мхи, многие из которых являются эпифитами (Г. Вальтер, Е. В. Вульф, А. П. Ильинский, Д. Х. Кэмпбел, Н. В. Павлов). А различаются они тем, что древостой в современных лесах слагают в основном представители покрытосеменных растений, а из голосеменных встречаются только араукарии и ногоплодниковые. Конечно, эти отличия в большей мере являются результатом длительного эволюционного процесса, в течение которого произошла замена мезофитной флоры покрытосеменными. Климат современных тропических горных лесов отличается пониженными значениями среднегодовых температур (от 10—12 до 18—20 °С), небольшими сезонными амплитудами и весьма высокой и равномерной влажностью с количеством осадков до 5000 мм и более (Н. В. Павлов).

Следовательно, в апт-альбское время растительность Северо-Сибирской зоны развивалась в условиях умеренно теплого равномерно влажного климата с большим количеством годовых атмосферных осадков и небольшой годовой амплитудой температур. По термическому режиму он, видимо, был близок к современному климату горных районов тропического пояса или к субтропическому влажному.

На обширной территории северной подзоны Сибирской зоны в аккумулятивных низменностях росли влажные хвойно-папоротниковые леса, состоящие из сосновых, близких к современным соснам, елям, кедром, пихтам и ногоплодниковым. В первом ярусе встречались также гинкго и кипарисовые. Подлесок составляли тропические папоротники: циатеи, диксонии, альзофиллы, лигодиумы, глейхении. Встречался и папоротник кониоптерис — представитель умеренно теплой флоры. В лесах рассматриваемой подзоны встречались также теплолюбивые саговниковые и реликт древних сибирских хвойных — подозамиты. Почва была покрыта зарослями травянистых папоротников: анемий, пелетиерий, чистостовых, ужовниковых, кочедыжниковых, плаунов, плаунок и мхов. По берегам водоемов здесь располагались заросли папоротников и болотного кипариса. Леса эти обладали огромной биологической продуктивностью. На денудационных равнинах восточного склона Урала и Зауралья, а также на юге Западной Сибири и западной части Сибирской платформы в аптском и альбском веках господствовал иной тип растительной формации. Здесь располагались более сухие редколесья или редкостойные светлые леса из кипарисовых, сосновых и сравнительно редких гинкговых и ксерофитных хвойных — хейролепидиевых. По берегам водоемов

располагались галерейные влажные хвойно-папоротниковые леса из влаголюбивых представителей сосновых, болотного кипариса, редких саговниковых и разнообразных папоротников с преобладанием глейхений. Следует отметить, что среди современных видов семейства Gleicheniaceae большинство принадлежит мезофильным формам, но отдельные виды являются ксерофитами (А. Л. Тахтаджян). На возвышенностях палео-Урала и Алтае-Саянской области преобладали хвойные леса, преимущественно кедрово-ногоплодниковые (на Урале) или сосново-ногоплодниковые с небольшой примесью ксерофитных хейролепидиевых и кипарисовых. В подлеске их были распространены глейхениевые и схизейные папоротники, а также предположительно кустарниковые формы древнейших покрытосеменных.

Влажные вечнозеленые леса Сибирской зоны в северной подзоне несколько напоминают современные влажные тропические леса Юго-Восточной Азии, особенно горные леса Малайской области, а также субтропические леса Тасмании и Новой Зеландии. Д. Х. Кэмпбелл отмечает, что в Сингапуре в горных лесах имеется множество лиан и эпифитов, очень много папоротников, что свидетельствует о высокой влажности воздуха и большом количестве атмосферных осадков. Но голосеменные здесь немногочисленны. Это — араукариевые и ногоплодниковые. Основной древостой составляют покрытосеменные, тогда как в лесах апт-альбской Сибирской зоны это были хвойные. Покрытосеменные даже в западной и южной частях Западной Сибири, где они появились раньше всего (Ю. В. Тесленко, А. В. Гольберт), никакой существенной роли не играли.

Таким образом, состав флоры и растительных ассоциаций лесов северной подзоны Сибирской зоны указывает на существование их в климатических условиях, близких к современным влажным субтропикам или прохладным горным тропикам. Вместе с тем по довольно существенной роли ксерофитных растений во флоре рассматриваемой зоны можно заключить, что климат того времени был переменено-влажным с достаточно выраженным летним сухим сезоном. О высокой влажности воздуха, относительно высокой его температуре и большой сумме годовых осадков свидетельствует преобладание теплолюбивых и влаголюбивых растений.

Растительность южной подзоны Сибирской зоны, судя по составу экологических группировок и соотношению количества древесной пыльцы и спор папоротниковидных, скорее всего была представлена редколесьями и галерейными влажными лесами. Древесные породы в редколесьях, видимо, были представлены кипарисовыми, некоторыми видами сосен, кедрами, подозами, редкими гинкго и хейролепидиевыми. В подлеске произрастали тропические папоротники из схизейных и глейхениевых; места — заросли кустарниковых (?) покрытосеменных. Травяной покров существовал, видимо, только локально на затененных участках. Его образовывали папоротники: кочедыжниковые, чистоусто-

вые, уховниковые и др. Галерейные леса по берегам водоемов были хвойно-папоротниковыми, пышными и влажными; они представлены теми же растениями, что и в северной подзоне и, вероятно, были аналогичными. На возвышенностях, по-видимому, росли хвойные сухие леса из кедров, сосен, кипарисовых и редких хейролепидиевых с зарослями кустарниковых покрытосеменных.

В целом растительность южной подзоны имеет заметно более ксерофитный облик, чем в северной. Об этом свидетельствуют значительное количество кипарисовых, присутствие хейролепидиевых и снижение роли представителей мезофильной флоры. Примечательно и отсутствие здесь сфагновых болот. Тип растительного покрова по своему характеру и структуре экологических группировок напоминает растительность современных тропических лесостепей — парковых саванн, отличаясь от них прежде всего флористическим составом, а также тем, что это был ландшафт не тропического пояса, а скорее всего субтропического. Это определяется присутствием в растительности данной зоны довольно многочисленных представителей умеренной флоры (кедры, некоторые сосны, ели, подозамиты). Кроме того, отличительной особенностью являлось отсутствие в ней сплошного и пышного травяного покрова, типичного для современных парковых саванн.

Палеоботанические данные совершенно определенно указывают, что климат южной подзоны Сибирской зоны был несколько теплее, но заметно суше, чем в северной подзоне. Он характеризовался более длительным летним сухим сезоном и меньшим количеством атмосферных осадков в году. По термическому режиму он, по-видимому, был близок к климату современных влажных и жарких субтропиков.

Позднемеловая эпоха. Сеноманский и туронский века. Многочисленные спорово-пыльцевые комплексы выделены из сеноманских и туронских отложений на территории Западной и Восточной Сибири и Северного Казахстана. Палинокомплексы этих регионов по видовому составу пыльцы и спор сравнительно однотипны, и только для Северного Казахстана и юго-запада Западной Сибири они несколько отличны, что послужило основанием для выделения Сибирской и Северо-Казахстанской палеофлористических зон (см. рис. 16). В общем комплексы характеризуются преобладанием либо спор папоротниковидных и мхов, либо пыльцы голосеменных растений, и только в некоторых комплексах из Южного Зауралья доминирует пыльца покрытосеменных. Она представлена главным образом мелкими формами примитивного морфологического строения и неопределенного систематического положения — *Tricolporollenites*, *Tricolporogollenites*. Только единичными зернами, реже в небольшом количестве, присутствует пыльца: *Fagaceae* (*Quercites*), *Menispermum*, *Hamamelidaceae*, *Myricaceae* (*Myrica*), *Ericaceae* (*Ericipites*), *Platanaceae* (*Platanus*), *Proteaceae* (*Proteacidites*). В сеноманских комплексах впервые появляется пыльца *Gothanipollis*, *Sporopollis*, которая становится многочисленной в нижнесеноманских отложениях Западной Сибири [22].

В сеноман-туронской Сибирской палеофлористической зоне, занимавшей тогда всю территорию Сибири и частично Северный Казахстан (см. рис. 16), преобладающая роль принадлежала гигромезофильным растениям: спорам папоротниковидных и пыльце голосеменных. Эти все растения относятся к представителям тропической и субтропической, умеренно теплой и, в меньшей степени, умеренной зон. К гигромезофитам тропической и субтропической зон относятся многочисленные папоротники: *Gleicheniaceae*, *Schizaceae*, отдельные представители *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae* (*Dicksonia*), *Ophioglossaceae* (*Ophioglossum*), *Matoniaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Polypodiaceae*, а также плауновые *Lycopodium* и *Selaginella*. Из голосеменных к этой же группе принадлежат *Podocarpaceae* (*Podocarpus*, *Dacrydiomites*), а из *Taxodiaceae* только род *Taxodium*. Из групп гигромезофитов субтропической и умеренно теплой зон встречаются споры папоротников *Osmunda*, *Coniopteris*, *Sphagnum*, из пыльцы голосеменных — *Taxodiaceae* (без *Taxodium*), *Abies*, *Podozamites*, *Ginkgo*, *Sciadopitys*. К голосеменным умеренной зоны принадлежит только пыльца рода *Picea*. Ксерофильная группа в Сибирской палеофлористической зоне имеет подчиненный характер. К ней относятся растения, продуцировавшие пыльцу *Classopollis* (тропическая зона), *Cupressaceae*, *Gnetaceaepollenites*. Последние являются представителями субтропической и умеренно теплой зон. В Сибирской зоне среди эврифильных представителей субтропической и умеренно теплой зон наибольшее значение имеют *Cedrus*, *Pinus* subgen. *Diploxylon*, а из растений умеренно теплой и умеренной зон — *Pinus*, subgen. *Haploxylon*. По экологическому составу спорово-пыльцевые комплексы рассматриваемой флористической зоны сходны с такими Северо-Сибирской зоны апт-альба. На это указывает и одинаковое значение коэффициента термофильности ($K_t=1,2$). По степени гигрофильности флора Сибирской палеофлористической зоны в сеноман-туроне уступала Северо-Сибирской в апт-альбе (значения соответствующих коэффициентов: $K_r=5,0$ и $9,6$).

Палинофлоры Северо-Казахстанской палеофлористической зоны характеризуются многими компонентами, свойственными и Сибирской зоне. Здесь присутствуют элементы гигромезофильной группы, особенно тропической и субтропической зон. Это споры *Gleicheniaceae*, *Schizaceae*, в меньшей мере *Cyatheaceae*, а также многочисленная пыльца голосеменных растений — *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*), *Podocarpaceae*. Характерны также споры, определенные по искусственной системе. Наряду со спорами и пыльцой гигромезофильной группы здесь в значительном количестве фиксируется пыльца ксерофильных голосеменных растений субтропической и умеренно теплой зон. Это пыльца вымерших родов *Gnetaceaepollenites* и *Steevesipollenites*. В некоторых комплексах встречается пыльца ксерофильной группы растений тропической и субтропической зон — *Classopollis* (до 10%). В Сибирской же зоне эта пыльца практически отсутствует. Пыльца покрытосеменных растений и в данной зоне большой роли не

играет. Чаще она представлена формальными таксонами *Tricolporollenites* и *Tricolporopollenites*. Иногда отмечается пыльца *Myrica*, *Quercites*, Hamamelidaceae, Platanaceae, *Liliacidites*, единичными зернами *Proteacidites*.

Таким образом, в Северо-Казахстанской зоне на смену пыльце голосеменных растений Сибирской зоны, приспособленных к более влажным и прохладным условиям произрастания, приходит пыльца, принадлежащая ксерофильной группе растений, характеризующих сухие и жаркие местообитания *Gnetaceapollenites*, *Steevesipollenites*, *Classopollis*. На значительные изменения в растительности этих палеофлористических зон указывают соответствующие показатели: K_t для Северо-Казахстанской зоны выше и равен 1,5 (против 1,2 для Сибирской зоны), в то же время в ней более чем вдвое становится ниже значение $K_r=2,3$ (в Сибирской зоне $K_r=5,0$).

Сравнивая палинофлоры апт-альба и сеноман-турона, можно констатировать, что в более молодых комплексах происходит сокращение содержания папоротниковидных и пыльцы голосеменных растений, относящихся к тропическим и субтропическим формам (в основном это касается комплексов наиболее обширной Сибирской палеофлористической зоны). Уменьшается количество спор теплолюбивых папоротников: *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, почти исчезает пыльца цикадофитов и древних хвойных *Classopollis*. На смену приходят комплексы с большим содержанием пыльцы голосеменных растений и спор, характерных для более прохладных мест обитания (*Cedrus*, *Dacrydiumites*, *Sphagnum*). На более холодные условия существования флор в сеноман-туронское время указывает и снижение коэффициента термофильности: для апт-альба он равен 1,5, а для сеноман-турона на всей исследуемой территории он снижается до 1,2 (см. табл. 11).

Типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов сеноман-турона с учетом палеоботанических и геологических данных позволяет предполагать существование в сеноманском и туронском веках на обширной территории Сибири (Сибирская палеофлористическая зона) лесного типа растительных формаций. Дифференциация палеорельефа и особенности палеогеографических обстановок Сибири определяли закономерные изменения в зональном типе растительного покрова. Так, на горах и возвышенностях, видимо, господствовали преимущественно хвойные леса из сосен, кедров, дакридиумов и ногоплодников с папоротниковым подлеском. На склонах южной экспозиции могли расти и некоторые немногочисленные саговниковые, редкие растения, продуцирующие пыльцу *Classopollis*.

На возвышенных денудационных равнинах, плато и холмогорьях леса были папоротниково-хвойные, характеризующие основной зональный тип растительности. Здесь в древостое преобладали хвойные: сосны, кедры с участием ногоплодниковых, елей и первых покрытосеменных — дубов, платанов. Как примесь присутствовали древние хвойные (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Protopi-*

pus), гинкго и подозамиты. Подлесок образовали папоротники — циатейные, диксониевые и редкие цикадофиты. В него входили и многочисленные глейхении, лигодиумы, а также, возможно, первые лунносемянниковые и другие покрытосеменные кустарниковой формы. В травяном покрове были схизейные, кочедыжниковые, чистоустовые, ужовники, плауны и мхи. Необходимо отметить, что в различных районах Сибири эти папоротниково-хвойные леса имели свою особенность. Так, для уральских лесов типичным являлась значительная примесь древовидных покрытосеменных — прадубов, платанов, гамамелидовых. Большое участие покрытосеменные кустарниковой формы принимали, вероятно, и в образовании подлеска. Растительным ассоциациям южной части Западной Сибири (район Павлодарского Прииртышья) были свойственны некоторые ксерофильные элементы. Здесь на более сухих участках росли кипарисы, редкие хейролепидиевые, *Ephedra* и растения, продуцирующие пыльцу *Gnetaceapollenites*. Покрытосеменные имели меньшее значение. В формировании папоротниково-хвойных лесов на Таймырской возвышенности и на денудационной равнине Сибирской платформы покрытосеменные почти никакой роли не играли.

В аккумулятивных низменностях Сибири господствовали, видимо, хвойно-папоротниковые леса. Древостой здесь составляли в основном таксодиевые, некоторые представители сосновых (сосны, ели). В подлесок входили разнообразные папоротники: циатеи, альзофилы, диксонии, глейхении, лигодиумы и некоторые представители древних покрытосеменных. В травяной покров — многочисленные и разнообразные папоротники: кочедыжниковые, чистоустовые, ужовниковые, а также плауны и плаунки. На заболоченных участках селились болотный кипарис, сфагновый мох. Особенно большие площади болотный кипарис занимал в Северном Зауралье, в Хатангской и в сеноманское время в Усть-Енисейской впадинах. Леса в сеноман-туронское время были влажными, темными, обладали огромной биологической продуктивностью, что обусловило угленакопление.

По составу и соотношению экологических группировок растительные формации Сибирской палеофлористической зоны имели определенное сходство с растительностью современных горных влажных лесов тропического пояса — островов Ява, Суматра, Калимантан, Филиппинских островов. Д. Х. Кэмпбел, подробно характеризуя современную флору этих лесов, указывает, что наряду с разнообразными представителями покрытосеменных растений важнейшими компонентами их являются кедры, дакридиумы, филлокладусы, сосны, ели с богатым подлеском из папоротников (альзофилы, циатеи, диксонии) и папоротников-лиан (лигодиум, глейхения), а в травяной покров входят анемии, кочедыжниковые, плауны (ликоподиум) и плаунки (селагинелла). Характерно, что и здесь к эпифитам относятся некоторые папоротники (тонколистник, ужовник), плауновые. Подробно современные горные влажные тропические леса описаны Г. Вальтером. Климатические усло-

вия таких лесов характеризуются среднегодовой температурой 16—17°, а количество осадков до 2000 мм в год и более (Н. В. Павлов).

Отсюда можно предположить, что в сеноманском и туронском веках на равнинах и возвышенностях Сибири господствовал климат, близкий к климату горных лесов современных тропиков. Это был сравнительно теплый (несомненно, безморозный) и влажный климат. Атмосферные осадки были весьма обильными и примерно равномерно распределялись в течение всего года. По присутствию некоторых представителей типично умеренных флор можно заключить, что климат того времени отличался заметными сезонными колебаниями температур (на это указывают и годовичные кольца на ископаемой древесине из сибирских местонахождений). Однако средние температуры зимних месяцев не были, видимо, ниже 10—12°C, что следует из распространения в лесах того времени многочисленных тропических растений, а в морях — гигантских рептилий. Таким образом, Сибирская палеофлористическая зона характеризует собой палеоумеренный климатический пояс. Он, однако, качественно отличался от современного умеренного климата. Это был теплый, влажный и сравнительно ровный климат, близкий по термическому режиму к современному субтропическому океаническому.

В Северо-Казахстанской палеофлористической зоне гигромезофильная флора Сибирской зоны сменяется растительными ассоциациями, в которых уже значительна доля участия теплолюбивых и ксерофильных растений. В целом для Северо-Казахстанской зоны, были, видимо, характерны редколесья или местами светлые сухие леса. Они состояли из кедров, растений, продуцировавших пыльцу *Classopollis*, кипарисовых, первых прадубов и единичных протейных. Среди этого сравнительно сухого редколесья встречались растения ксерофильного облика, продуцировавшие пыльцу *Gnetaceapollenites* и *Steevesipollenites*, гораздо реже встречались эфедра и первые мирики. Травяной покров здесь почти отсутствовал. В него, вероятно, входили некоторые виды покрытосеменных растений. По берегам водоемов произрастали влажные галерейные леса и заросли папоротников циатей, альзофиль со значительным участием лигодиумов и глейхений, болотного кипариса и редких саговников. Травяной покров их составляли папоротники (анемии, ужовниковые, чистоустовые и плауны).

Различная палеогеографическая обстановка обусловила изменения в зональном типе растительных формаций. На возвышенных холмистых равнинах и плато произрастали светлые леса, состоящие из сосен, кедра, прадубов. Травяной покров таких лесов образовывали, вероятно, древние покрытосеменные. Склоны холмов и возвышенностей южной экспозиции занимали редколесья. Их слагали растения, продуцировавшие пыльцу *Classopollis*, а также кипарисовые и первые протейные. Вероятно, среди этого редколесья могли произрастать кустарниковые, продуцировавшие

пыльцу *Gnetaceapollenites* и *Steevesipollenites*, а также редкие эфедры и мирики.

В современной растительности земного шара нет полных аналогов такому типу растительного покрова. Но по структуре основных экологических группировок, а также по характеру заполнения ими пространства суши он более всего напоминает современные тропические лесостепи. По сравнению с апт-альбским этот ландшафт отличался, однако, большей сухостью, что подтверждается значительно большей ролью ксерофитов. Вместе с тем показатель теплолюбивости сеноман-туронской флоры уступает таковому в апт-альбе, что указывает на меньшие величины среднегодовых температур.

Таким образом, палеоботанические данные обосновывают очень теплый переменно-влажный климат в Северо-Казахстанской зоне со среднегодовыми температурами 20—21° и количеством годовых атмосферных осадков около 1400—1600 мм. Обособлялся сухой летний сезон продолжительностью 2—3 месяца. Сезонные изменения температур, видимо, были очень небольшими (в пределах 4—5°).

Ранний сенон (коньяк — сантон — кампан). В составе палинокомплексов из нижнего сенона Сибири количественно преобладает пыльца голосеменных и покрытосеменных растений. Это в основном *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Gnetaceapollenites*. Из покрытосеменных много пыльцы «мирикоидного» типа и *Gothanipollis*. Споры мхов, плаунов и папоротников обычно занимают подчиненное положение; среди них наиболее многочисленны *Sphagnum* и однолучевые споры *Polypodiaceae*, *Davaliaceae*, *Aspidiaceae*.

При сохранении известной общности состава раннесенонских спорово-пыльцевых комплексов в пределах Сибири отмечаются некоторые закономерные изменения в их составе и особенно в экологической структуре в зависимости от их местонахождений. С севера на юг уменьшается количество спор мхов, плаунов и папоротников, пыльцы *Taxodiaceae*, но возрастает роль пыльцевых зерен *Pinaceae*, *Gnetaceapollenites* и покрытосеменных, причем для последних это выражается не только в повышении общего количества их пыльцы, но, что особенно важно, в разнообразии родов и видов.

По палеоботаническим данным, в раннем сеноне Сибири достаточно отчетливо выделяются три палеофлористические (палеоклиматические) зоны, причем одна из них делится еще на две подзоны (всего четыре фитохории): Северо-Сибирская, Сибирская (с южной и северной подзонами) и Северо-Казахстанская (см. рис. 17). Индексы температур и влажности палеоклиматов при переходе из одной зоны (подзоны) в смежную фиксируют постепенное похолодание и увлажнение в направлении с юга на север (см. табл. 11).

В Северо-Сибирской зоне палинокомплексы обогащены микрофоссилиями гигромезофильной группы — спорами различных папоротниковидных и пыльцой таксодиевых (до 70 %). Большинство

из них папоротники тропической и субтропической зон: Gleicheniaceae, Schizaeaceae, Polypodiaceae Davaliaceae, Aspidiaceae. Ксерофильная группа небольшая и представлена в основном семейством Cupressaceae. Покрытосеменные составляют в среднем 10—11 %. Пыльца их не разнообразна. Показатели термофильности (K_t) и гигрофильности (K_r) Северо-Сибирской зоны равны соответственно 1,2 и 2,9 (см. табл. 11).

В Сибирской зоне более чем вдвое сокращается количество микрофоссилий гигромезофильной группы за счет спор мхов, папоротников и пыльцы таксодиевых. Здесь большую роль играет пыльца растений эврифильной группы: Pinaceae и весьма разнообразные покрытосеменные тропической, субтропической и умеренно теплой зон. Комплексы этой зоны содержат также повышенный процент пыльцы формальных таксонов (на Урале стеммы *Normapolles*, на остальной территории Сибири — *Gothanipollis*). Среди растений, продуцировавших эту пыльцу, много видов тропическо-субтропических растений, но есть также ксерофиты и представители умеренно теплых сибирских флор (Е. Д. Заклинская). Среди пыльцы растений мезофильной группы есть также представители умеренной зоны. Это единичные зерна *Pterocarya*, *Alnus*, *Salix*, Eucorniaceae. Растения ксерофитной группы представлены пыльцой, по своему строению напоминающей пыльцу *Ephedra* (*Gnetaceaepollenites*). Появляется и пыльца типичных ксерофитов: Myrtaceae и Proteaceae.

Сибирская зона по содержанию пыльцы таксодиевых и сосновых делится на две подзоны: северную и южную. В первой из них за счет большого количества пыльцы таксодиевых палинокомплексы в целом содержат больше влаголюбивых растений, во второй — меньше. Коэффициенты термофильности и гигрофильности северной подзоны 0,9 и 2,3, южной — 1,0 и 1,8 (см. табл. 11).

Спорово-пыльцевые комплексы Северо-Казахстанской зоны отличаются существенным увеличением роли ксерофитных растений за счет пыльцы *Ephedra*, *Classopollis*, *Gnetaceaepollenites*. Споры папоротников содержатся в подчиненных количествах. Много здесь также пыльцы семейства Pinaceae и разнообразных покрытосеменных. В составе последних заметно повышается значение теплолюбивых компонентов: появляются единичные пыльцевые зерна Palmae (?), чаще встречаются Oleaceae, разнообразные Agaliaceae, постоянно присутствуют Proteaceae. По-прежнему много пыльцы Myricaceae и Fagaceae (*Quercites*). В общем раннесонские комплексы Северо-Казахстанской зоны характеризуются большим участием растений эврифильной группы, повышенным содержанием ксерофитов и теплолюбивых растений, в том числе типичных представителей тропиков. На более теплые и менее влажные условия указывают и коэффициенты термофильности и гигрофильности, равные 1,6 и 0,9 (см. табл. 11).

В соответствии с принятой методикой растительный покров суши Сибири в раннем сеноне реконструируется в следующем виде. Почти вся рассматриваемая территория была, видимо, покры-

та светлыми хвойно-лиственными лесами, на севере влажными с пышным папоротниковым подлеском. Только в Северном Казахстане и на крайнем юге Западной Сибири они сменялись хвойно-лиственными вечнозелеными редколесьями с ксерофитами и зарослями жестколистных кустарников.

В Северо-Сибирской зоне преобладали влажные хвойные и лиственно-хвойные леса с подлеском из папоротниковых. В древостое здесь произрастали сосны, более редкие кедры, ели, пихты, ногоплодниковые и араукариевые. Второй ярус образовывали кустарниковые покрытосеменные, а на влажных участках произрастали таксодиевые. В хвойно-лиственных лесах к древостою добавлялись широколиственные породы: дубовые (вечнозеленые и листопадные), платаны, редкие ореховые (*Pterocarya*). Встречались также обитатели современного умеренного пояса: ивовые и ольха. На заболоченных участках, в долинах рек и низинах основной фон растительности составляли заросли таксодиевых и папоротников: глейхений, аспидиевых, давалиевых и др., местами сменявшихся сфагновыми болотами, свойственными ландшафтам умеренного климата. На возвышенных сухих участках произрастали кипарисовые и сосны.

В современной растительности земного шара сходные растительные ассоциации встречаются в высокогорных районах Гималайской области, где на высоте 1300 м вместе с растениями умеренных областей (дуб, ясень, клен, ореховые, ивы, ольха, береза, кедр, сосна, пихта) растут древовидные папоротники, пальмы, бананы и другие представители тропической флоры. У подножья гор растительность полностью тропическая (Д. Х. Кэмпбел, Н. В. Павлов). Некоторое сходство обнаруживают и горные леса Индо-Малайской области (Г. Вальтер, Н. В. Павлов). Здесь на высоте 1500—2000 м, в зоне субтропического леса, наряду с многочисленными древовидными папоротниками широко распространены гигантские хвойные (ногоплодниковые, сосны), различные виды дубов, каштаны, клены, ольха. Выше в горах появляются представители вересковых, миртовых, липовых, аралиевых, разнообразные папоротники: полиподиевые, глейхениевые, схизейные, различные плауны. Среднегодовая температура в этих областях 15—17 °С, обильные осадки (до 2000 мм).

Таким образом, состав лесообразующих пород Северо-Сибирской зоны указывает на умеренно теплый мягкий влажный климат с небольшими сезонными колебаниями и отсутствием заморозков. Такой тип климата ближе всего к современному субтропическому океаническому, характеризующемуся относительно прохладным летом, теплой зимой и обилием атмосферных осадков в течение всего года.

В Сибирской зоне господствовали светлые хвойно-лиственные леса богатого систематического состава. По сравнению с лесами Северо-Сибирской зоны в них существенно возрастают количество и разнообразие покрытосеменных, в том числе тропических и субтропических их представителей: миртовых, лорантовых, редких

протейных, санталовых; значительно больше восковниковых. Кроме того, увеличивается число ксерофитных растений — миртовых, частично вечнозеленых восковниковых и жестколистных дубов, а также растений, продуцировавших пыльцу *Gnetaceaepollenites*. Одновременно происходит сокращение числа растений гигромезофильной группы (папоротников, мхов, в том числе сфагновых, таксодиевых). В древостое основной породой лесов данной зоны были кедр, сосны, вечнозеленые и лиственные дубы, платаны, разнообразные ореховые (грабы, гикори, орех); в подлеске — палуб, лещина, луносемянниковые. На более сухих участках произрастали жестколистные дубы, заросли вечнозеленых восковниковых, миртовых. Как и в Северо-Сибирской зоне, встречались редкие представители листопадных пород: ольхи, эвкомии. Ксерофиты были представлены растениями, продуцировавшими пыльцу *Gnetaceaepollenites*. На возвышенностях палео-Урала господствовали лиственно-хвойные леса в основном из кедра. Здесь были также распространены растения, продуцировавшие пыльцу *Nor-mapolles*.

Наиболее близким аналогом рассматриваемого древнего фитоценоза являются современные горные субтропические леса Средиземноморской области: приморские районы Южной Франции, Италии, Греции. Там распространены вечнозеленые леса из лавровых, каштанов и различных дубов (каменного, пробкового, валанового) с подлеском из миртовых, восковниковых, калины, а также папоротников-эпифитов. Для небольших возвышенностей характерны сосновые боры из пинии с кипарисами. Здесь же встречаются деревья с опадающей листвой: вязы, тополя. На средних высотах распространены каштановые леса; они перемежаются с густыми зарослями вечнозеленых колючих кустарников из вересковых, миртовых, восковниковых (Д. Х. Кэмпбел).

Состав и экологическая структура рассматриваемого зонального палинокомплекса указывают на климатические условия, близкие к современному субтропическому климату средиземноморского типа. В то время, однако, сезонные колебания температуры были существенно меньшими, отсутствовали зимние заморозки. Летний сезон был сухим и жарким, зимний — теплым и влажным.

В Северо-Казахстанской зоне было еще больше теплолюбивых и ксерофильных растений. Наравне с дубами, среди которых, вероятно, преобладали их жестколистные вечнозеленые представители, каштанами, платанами, много вечнозеленых восковниковых. Появляются редкие пальмы (?), тутовые, маслинные. Заметную роль играли теплолюбивые и сухостойкие эфедровые, растения с пыльцой *Gnetaceaepollenites*, *Classopolis*, а также тропические казуарины. Наряду с этими обитателями жарких стран встречались редкие представители умеренных флор — ольха, лапина. Характер растительности в пределах этой зоны существенно менялся в зависимости от близости моря и рельефа суши. Так, на возвышенности Алтае-Саянской складчатой области господствовали

хвойные леса из сосны и кедра с примесью ели и пихты на наветренных более увлажненных склонах; в предгорьях на увлажненных участках к ним примешивались заросли ногоплодниковых. По берегам водоемов — влажные леса и заросли папоротников, а на возвышенных равнинах Северного Казахстана — хвойно-лиственные и лиственные леса, сменявшиеся редколесьем.

В Тургайской низменности преобладали, видимо, редколесья или ландшафты типа современных саванн, но существовавших в условиях несколько более прохладного, чем в современных тропиках, зато более влажного климата. Травяной покров здесь либо отсутствовал вовсе, либо был представлен некоторыми древнейшими покрытосеменными. В древостое преобладали жестколист-ные вечнозеленые дубы, каштаны с примесью тутовых, маслин-ных, казуарин, а также, вероятно, некоторые сосновые и хейро-лепидиевые. Вечнозеленые восковниковые, миртовые, а также вересковые образовывали заросли кустарников. По берегам рек, Тургайского пролива и других водоемов произрастали галерейные влажные леса из широколиственных вечнозеленых и листопадных пород с зарослями папоротников в подлеске. В рассматриваемом ландшафте обитали, видимо, травоядные и хищные динозавры, а в южной акватории Западно-Сибирского моря и в Тургайском проливе — гигантские водные ящеры, кости которых часто попада-ются теперь в верхнемеловых прибрежно-морских отложениях приосевой части Тургайского прогиба. Все это указывает на раз-витие растительности данной зоны в условиях теплого и влажного климата зимой, а летом — жаркого и сухого, со сравнительно не-большими сезонными амплитудами температур. Наличие широко-лиственных листопадных пород (каштаны, орех и др.) и предст-авителей мелколистных деревьев, а также отчетливо выраженные годовичные кольца в ископаемой древесине свидетельствуют о су-щественном изменении погодных условий по сезонам. Однако зимние температуры, по-видимому не опускались ниже 10—12 °С (в противном случае здесь не могли бы обитать гигантские мезо-зойские ящеры). С другой стороны, присутствие представителей умеренных флор (хотя и малочисленных) совершенно исключает возможность определять рассматриваемый палеофитоценоз как тропический, ибо ни рецентные, ни древние фитоценозы подобно-го типа не включают и не могли включать даже одиночных пред-ставителей флор умеренного климата. Из этого следует также, что среднелетние температуры в этой зоне не превышали 22—24 °С.

Таким образом, Северо-Казахстанская зона располагалась, ви-димо, в палеосубтропическом поясе, где господствовал тогда климат, близкий по термическому режиму современному средиземноморскому, но с несколько более высокой среднегодовой тем-пературой в основном за счет теплой зимы, а сезонные условия характеризовались сравнительно жарким и сухим летом и влаж-ной теплой зимой. Наиболее близким по экологической структуре аналогом палеофитоценозов этой зоны являются современные

средиземноморские маквисы, гариги, широко распространенные в Восточном Средиземноморье (Средиземноморская растительная область). Климат здесь типично средиземноморский, с сухим летом и дождливой зимой, среднегодовая температура 19°, количество осадков 600—800 мм (В. В. Алехин, Д. Х. Кэмпбел, Н. В. Павлов). Растительные ассоциации, подобные вышеописанным, встречаются и вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. Здесь также широко распространены кустарниковые заросли из дубовых, восковниковых, сумаховых, розоцветных, лилейных. В горах древостой представлен как вечнозелеными, так и листопадными дубами с примесью кленов, сменявшихся выше по склонам хвойными, преимущественно сосной. В низменностях, прилегающих к побережью, вместе с эндемичными хвойными часто присутствуют кипарисы (Г. Вальтер, Д. Х. Кэмпбел).

Поздний сенон. В спорово-пыльцевых комплексах из верхнего сенона Сибири обычно доминирует пыльца покрытосеменных. Среди этой широко распространенной, разнообразной и многочисленной пыльцы наиболее характерна пыльца искусственных таксонов: надгруппы *Triprojectacites*, стеммы *Normapolles* (до 50 %) и рода *Orbiculapollis*. Споры папоротников и пыльца голосеменных растений в подчиненном положении.

Как и в отложениях нижнего сенона, комплексы позднего сенона на изученной территории не тождественны, а закономерно меняются в пространстве. Как и для раннего сенона, комплексы северных районов содержат повышенное число влаголюбивых растений — спор мхов и папоротников, пыльцу *Taxodiaceae* и сравнительно однообразные покрытосеменные. Для южных районов споры менее характерны, а пыльца богаче *Pinales* и различными покрытосеменными. В соответствии с экологическими особенностями палинокомплексов из различных районов Сибири для позднего сенона выделяются следующие зоны: Северо-Сибирская, Сибирская с северной и южной подзонами и Северо-Казахстанская (см. рис. 18).

В Северо-Сибирской зоне комплексы богаты представителями растений гигромезофильной группы — папоротниками тропической и субтропической зон: *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*, *Davaliaceae*, *Aspidiaceae* и *Schizaeaceae* со значительным участием мха *Sphagnum* — современного обитателя лесов и болот умеренного климата. Покрытосеменные составляют до 30 %. Часто половина из них приходится на долю искусственных таксонов: *Triprojectacites*, *Krythofoviacites*, остальные принадлежат растениям гигромезофильной — *Symplocaceae*, *Juglandaceae* (*Pterocarya*), *Platanaceae*, *Betulaceae* (*Carpinus*) и эврифильной групп — *Liliaceae*, *Menispermaceae*, *Betulaceae* (*Alnus*, *Corylus*), *Myricaceae* (*Myrica*). Большинство из них являются растениями субтропической и умеренной зон. Ксерофильная группа представлена немногочисленными *Cupressaceae*, а также некоторыми *Myricaceae* и *Quercites*. Среди покрытосеменных практически отсутствует пыльца типично тропических форм. Коэффициент термофильности этой зоны невелик

($K_t=0,8$), а показатель гигрофильности сравнительно с другими зонами высокий ($K_r=3,2$).

В Сибирской зоне сравнительно с Северо-Сибирской значительно сокращается количество микрофоссилий гигромезофильной группы в основном за счет спор мхов и папоротников. Пыльца покрытосеменных растений доминирует: до 40 % и более пыльцы стеммы *Normapolles* (распространенная на восточном склоне Урала), *Orbiculapollis*, *Triprojectacites*, *Duplosporitis* и *Pemphixipollenites*. Покрытосеменные естественной системы очень разнообразны. В их составе примерно поровну гигромезофильной и эврифильной групп растений. Из типичных гигромезофилов в Сибирской зоне присутствует пыльца *Loranthaceae*, *Agaliaceae*, *Juglandaceae* (*Engelhardtia*), *Santalaceae* — представители тропической и субтропической зон; много пыльцы растений субтропической и умеренно теплой зон — *Fagaceae* (*Quercites*), *Circidiphyllaceae*, *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Platicarya*), *Hamamelidaceae*, *Platanaceae*, *Caprifoliaceae*, *Aquifoliaceae*, *Ulmaceae* и др. Немного пыльцы растений умеренной зоны — *Pterocarya*, *Sparganiaceae*, *Salix*, *Alnus* и *Corylus*. Ксерофильная группа растений сравнительно с Северо-Европейской зоной обогатилась пыльцой *Gnetaceapollenites*. Среди покрытосеменных появились типичные ксерофиты тропической и субтропической зон: различные виды *Proteaceae*, а также *Moraceae*, *Myrtaceae*, *Anacardiaceae* и др.

Коэффициент термифильности палинокомплексов этой зоны закономерно возрастает с севера на юг: в северной подзоне он равен 0,9, в южной 1,0, коэффициент гигрофильности, напротив, снижается и равен соответственно 2,3 и 1,8, отражая потепление и иссушение климата к югу. Примечательно также, что значения K_t для позднего сена ниже, чем для раннего, а значения K_r выше раннесенонских (см. табл. 11). Все это указывает на увлажнение и некоторое похолодание климата в позднем сене.

В Северо-Казахстанской зоне палинокомплексы отличаются сочетанием элементов уральских комплексов с пыльцой *Normapolles* и восточно-сибирских — с *Triprojectacites*. Микрофоссилии естественных таксонов представлены поровну гигромезофильной и эврифильной группами. По сравнению с Сибирской зоной значительно возросло участие пыльцы ксерофитных голосеменных: *Ephedra*, *Gnetaceapollenites* и *Classopollis*. Из ксерофитных покрытосеменных присутствуют *Proteaceae*, *Oleaceae*, *Moraceae*, *Casuarinaceae*, *Myrtaceae*, *Castanopsis* и *Comptonia*. Гигромезофильная группа сравнительно с таковой в раннем сене количественно несколько увеличилась в основном за счет спор папоротников без изменения их родового и видового состава. Покрытосеменные гигромезофильной группы немногочисленны, но разнообразны: *Loranthaceae*, *Fagaceae*, *Symplocaceae*, *Platanaceae*, *Juglandaceae*, *Hamamelidaceae*, *Aquifoliaceae* и др. Все соответствующие растения ныне обитатели тропической, субтропической и умеренно теплой зон. Единичными экземплярами отмечаются обитатели умеренных широт: *Salix*, *Corylus*, *Sparganiaceae*. Коэффициент тер-

мофильности флоры Северо-Казахстанской зоны 1,4 — самый высокий для позднего сенокна, хотя он и уступает таковому для раннего сенокна той же зоны (1,6). Показатель гигрофильности, напротив, более высокий в позднем сенокне (1,5) и превосходит таковой даже в более северных раннесенокных зонах (см. табл. 11). По показателям температуры и влажности этой зоны можно судить о некотором похолодании и увлажнении климата позднего сенокна в сравнении с ранним.

Палеоботанические и геологические данные свидетельствуют о повсеместном распространении на рассматриваемой территории лесного типа растительности. Большая ее часть была покрыта густыми хвойно-лиственными и лиственными, преимущественно вечнозелеными лесами разнообразного состава, а на юге (Северный Казахстан) преобладали светлые лиственные леса с зарослями жестколистных кустарников.

В Северо-Сибирской зоне господствовали влажные хвойно-лиственные леса, где основными лесообразующими породами были сосновые (сосны, редко пихты и ели), вечнозеленые и листопадные дубы, платаны, ореховые, с участием грабов; в подлеске вечнозеленые восковниковые, лещина, отдельные представители гаммелидовых. На морских побережьях, по долинам рек, произрастали таксодиевые леса с папоротниковыми зарослями. На сырых почвах и склонах северной экспозиции росли мелколиственные породы: ива, ольха, лапина. Обводненные участки были покрыты мхом *Sphagnum* и плаунами. На сухих почвах господствовали леса из вечнозеленых и широколиственных пород — ореха, платана, дубов, а также хвойных — сосны, режы кедр. Они сменялись зарослями кипарисовых с подлеском из жестколистных восковниковых. В горах существовали горные сосновые леса с участием ногоплодниковых, араукариевых елей, пихт. Особенностью растительности рассматриваемой зоны являлось отсутствие тропических растений, что указывает на принадлежность ее к умеренному поясу. Тип растительности и соотношение основных экологических группировок в зональном комплексе, а следовательно, и климат сохранились здесь примерно такими же, как и в раннем сенокне.

В Сибирской зоне в отличие от Северо-Сибирской заметно сокращается роль растений гигромезофитов (папоротников, таксодиевых), появляются типично тропические растения: протейные, миртовые, самшитовые, тутовые, маслинные, сумаховые и др. Основу растительного покрова составляли покрытосеменные с пыльцой *Triprojectacites*, *Orbiculapollis* и *Normapollis*. Восток Западной Сибири, юг Восточной Сибири были покрыты в основном густыми лиственными лесами разнообразного состава. Лесообразующими были дубы, платаны, каштаны, буки, ореховые, клены, вязы с примесью вечнозеленых пород. На более высоких местах к ним примешивались сосны и кедры. В подлеске — вечнозеленые восковниковые, падубы, калина, жимолостные, орешник. Широкое распространение имели растения из семейства ремнецветных

(*Eletranthe, Loranthus*). Многочисленные ильмовые образовывали на юге зоны сплошные массивы. В палеофитоценозах более сухих мест кроме протейных, миртовых, самшита и других присутствовали растения, производящие пыльцу *Gnetaceaepollenites* и эфедры. На восточном склоне Урала господствовали растения, продуцировавшие пыльцу *Normapolles*. Из мелколистных пород умеренного пояса по долинам рек встречались ольха, лещина, ежеголовник. На болотах и влажных почвах — поселения болотного кипариса с редкими ниссами, ясенем и папоротниковыми зарослями смешанного состава.

Подобные древние фитоценозы существовали в условиях теплого постоянно влажного климата, близкого к современному субтропическому влажному при отсутствии заморозков и приблизительно равномерном распределении осадков в течение года. Они напоминают фитоценозы современных влажных субтропических лиственных лесов Понтийской растительной области Средиземноморья (Н. В. Павлов).

В Северо-Казахстанской зоне на побережье Западно-Сибирского моря развивалась не менее пышная, чем в Сибирской зоне, растительность, но несколько иного типа. Это своеобразие выразилось в увеличении роли ксерофитов при большом участии теплолюбивых элементов. Здесь преобладали хвойно-лиственные и лиственные вечнозеленые светлые леса. Древесные породы были представлены дубами, кленами, платанами, каштанами и троходендровыми. В подлеске, кроме вечнозеленых жестколистных восковниковых, часто встречались разнообразные вересковые, гаммелидовые, падуб. В долинах рек, по берегам озер, болот росли ивы, ежеголовник, местами заросли папоротников. На возвышенных массивах в лиственных лесах появлялись сосновые. Открытые пространства были покрыты кустарниковыми зарослями, в которых кроме восковниковых и вересковых значительную роль играли вечнозеленые самшитовые, сумаховые, лунносемянниковые. На сухих водоразделах произрастали хвойно-лиственные леса с хейролепидиевыми, эфедровыми, казуаринами, протейными, миртовыми. Из растений преимущественно умеренной зоны, кроме ольхи и ивы, присутствовали растения, пыльца которых по своей морфологии напоминает пыльцу березовых (*Betulaepollenites*).

Описываемые палеофитоценозы развивались в условиях переменного-влажного теплого климата средиземноморского типа с ясно выраженным сухим сезоном. Сходные фитоценозы в настоящее время встречаются в средиземноморских районах Африканского материка, где по склонам Атласских гор господствуют леса из различных представителей дубовых с примесью сосен. На высоте 1300—2000 м они сменяются субтропическими хвойными лесами из атласского кедра, а затем и пихты. В подлеске сосново-дубовых лесов растут падуб, таксус, клены, каштаны, тис, в напочвенном покрове — папоротники. На склонах холмов заросли вечнозеленых кустарников, на сухих почвах — карликовые пальмы, молочай (*Euphorbia*) и др. (А. П. Ильинский, Д. Х. Кэмпбел).

Палеогеновый период. Палеоценовая эпоха. Полнее всего спорово-пыльцевые комплексы палеоцена представлены на Западно-Сибирской равнине, в Северном Казахстане и в Тургае. Более редки и хуже изучены они в Восточной Сибири и в Забайкалье. В комплексах обычно преобладает пыльца покрытосеменных и голосеменных растений над спорами. Наиболее характерной является пыльца стеммы *Normapollis* с формальными родами: *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Basopollis* и другими, с большим видовым разнообразием. Не менее значительно присутствие пыльцы стеммы *Postnormapollis*, *Triatriopollenites*, *Tripoporopollenites*, *Subtripoporopollenites*. Палинокомплексы обогащаются также пыльцой Мугисеае (*Myrica* spp., *Comptonia*, *Canacomyrica*), разнообразными представителями Hamamelidaceae, Myrtaceae, Olacaceae, Loranthaceae.

Каждому спектру сопутствуют Juglandaceae (*Carya*, *Platyarya*, *Cyclocarya*, *Engelhardtia*), а также Casuarinaceae, Symlocaceae, Sapotaceae, Sterculiaceae, Combretaceae, Araliaceae.

Пыльца голосеменных растений обычно представлена двумя семействами: Pinaceae и Taxodiaceae. Среди Pinaceae преобладают роды *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Pinus* subgen. *Haploxylon*, меньше *Picea*, *Abies*, *Keteleeria* и *Cedrus*. Пыльца Taxodiaceae представлена *Taxodium*, *Glyptostrobus*, реже *Cunningamia* и *Cryptomeria*. Споры встречаются в меньшем количестве. В основном это *Sphagnum* и Polypodiaceae. Споры *Adiantum*, *Dryopteris* и *Pteris* единичны. Часть спорового спектра составляют разнообразные *Gleichenia*, Schizaeaceae и др.

Состав палеоценовой флоры свидетельствует о том, что в ней произошло смешение древних элементов гелинденских флор, более молодых широколиственных флор тургайского типа и древних, ныне вымерших родов цветковых растений, продуцировавших пыльцу стеммы *Normapollis* и др. В палинофлорах северных и южных районов наблюдается различие: северные больше насыщены пыльцой листопадных тургайских форм, об этом же свидетельствуют и листовые отпечатки (А. Н. Криштофович), южные богаче представителями более древней гелинденской флоры. По особенностям состава и экологической структуры палеоценовых палинокомплексов в Сибири выделяются три палеофлористические (палеоклиматические) зоны: Северо-Сибирская, Сибирская и Северо-Казахстанская (см. рис. 19).

В Северо-Сибирской зоне палинокомплексы богаты и разнообразны. Преобладают пыльца и споры гигромезофильных растений субтропических и тепло-умеренных областей. Среди покрытосеменных — это Hamamelidaceae, Fagaceae (*Castanea*, *Nothofagus*, *Pasania*, *Quercus*), Buxaceae, Juglandaceae (*Cyclocarya*, *Platyarya*), Magnoliaceae, Vitaceae, Aquifoliaceae и др. Менее распространена пыльца тропических растений — Symlocaceae, Sapindaceae, Juglandaceae (*Engelhardtia*), Myrtaceae (*Eugenia*) и др. Среди голосеменных преобладают субтропические и тепло-умеренные формы, причем наиболее обильна пыльца Taxodiaceae.

Эколого-климатическая структура зональных палинокомплексов палеоцена Сибири

Зона	Экологические ассоциации (в %)				Значения индексов	
	Тропические	Субтропические	Умеренные	Неопределенная группа	K_t	K_r
Северо-Сибирская	29,0	48,4	14,6	8,0	0,9	2,7
Сибирская	36,6	36,8	13,0	13,6	1,3	2,1
Северо-Казахстанская	52,5	30,0	7,0	10,5	2,4	1,5

Экологическая структура палинокомплексов позволяет думать, что эта флора обитала в условиях мягкого и ровного тепло-умеренного климата с очень небольшими сезонными колебаниями температуры. Показатель термофильности (K_t) для Северо-Сибирской зоны равен 0,9, коэффициент гигрофильности (K_r) — 2,7; первый несколько выше, а второй ниже таких же показателей для Северо-Сибирской зоны в позднем сеноксе. Показатель термофильности в данной зоне ниже, чем во всех более южных, а показатель гигрофильности, напротив, самый высочайший (см. табл. 11). Это свидетельствует о том, что в Северо-Сибирской зоне климат был наиболее влажный и более прохладный, чем в южных зонах. Соотношение основных экологических ассоциаций палеоценовых растений Сибири по зонам приведено в табл. 12.

Флора Сибирской зоны характеризуется увеличением содержания и разнообразия пыльцы тропической мезофильной группы растений и соответственно меньшим содержанием умеренных и тепло-умеренных компонентов. Многочисленны споры тропических папоротников *Gleichenia*, *Cibotium*, *Lygodium*, *Anemia* и др. Среди голосеменных также возросла роль тропических и субтропических элементов, особенно *Taxodium*. Пыльцевой спектр покрытосеменных тоже обогатился различными родами и видами тропических и субтропических растений. Из мезофильной группы к ним относятся Gunneraceae, Araliaceae, Combretaceae, Sterculiaceae, Symlocaceae, Santalaceae (*Pandanus*), Onagraceae (*Jussiaea*), Nelumbaceae и др. Отмечается пыльца тепло-умеренных, мезофильных растений: *Liquidambar*, *Circidiphyllum*, *Cyclocarya*, *Tilia*, различные Hamamelidaceae, *Castanea* и многие другие. Ксерофильные компоненты представлены жестколистными видами: *Buxus*, *Ilex*, *Casuarina*, *Laurus*, *Castanopsis*, Moraceae, *Canacomyrica*, некоторыми видами *Myrica*, *Rhus*, Proteaceae и др.; все они немногочисленны так же, как и ксерофильные голосеменные *Classopollis* и *Ephedra*.

Для Сибирской палеофлористической зоны в целом характерно увеличение значения коэффициента термофильности ($K_t = 1,3$),

что указывает на существенно более теплые климатические условия в этой зоне по сравнению с таковыми в позднем сенеоне (см. табл. 11) при сохранении высокой влажности ($K_T=2,1$). Присутствие же ксерофитов (до 10 %) может свидетельствовать о наличии сухого сезона.

Флоре Северо-Казахстанской зоны свойственно значительное участие пыльцы покрытосеменных и в меньшей степени голосеменных растений, типичных для сухих условий обитания. Разнообразные виды *Myrica*, *Canaomyrica*, представители семейства *Myrtaceae* (*Myrtus*), *Casuarina*, *Proteaceae*, из голосеменных *Clasopollis*, *Ephedra*, *Gnetaceapollenites*, некоторые *Cupressaceae* составляют эту обширную группу. Характерно присутствие многочисленной пыльцы стеммы *Normapolles* и *Postnormapolles*. Пыльца голосеменных немногочисленна. Споры представлены значительным количеством тропических и субтропических папоротников и меньшим — плаунов. В целом пыльца растений, принадлежащих к тропическим, в комплексах данной зоны составляет более 50 %, а к субтропическим — 30 %. Коэффициенты термофильности и гигрофильности Северо-Казахстанской зоны указывают на изменения условий обитания в сторону потепления и аридизации климата (см. табл. 11). Находки отпечатков листьев палеоценовых флор свидетельствуют о жарком переменном-влажном климате вблизи Западно-Сибирского моря и более континентальном сухом на территории Центрального Казахстана.

Анализ спорово-пыльцевых комплексов из палеоценовых отложений Сибири свидетельствует о близости экологической структуры палинофлор всех трех зон. Они отражают в общем субтропический характер растительности мезофильного облика со значительным содержанием в южных зонах тропических элементов. При этом Северо-Казахстанская палеофлористическая зона, где растительность в основном тропическая и субтропическая, имела ясно выраженные черты ксерофильности. Флоры двух южных зон характеризуют климат как очень теплый, близкий к тропическому переменном-влажному. В обеих этих зонах отчетливо обособлялся сухой сезон, меньший в Сибирской зоне и более длительный в Северо-Казахстанской. В Северо-Сибирской зоне климат был более прохладным (близким к современному субтропическому горному или океаническому) и более влажным. По присутствию немногочисленных ксерофитных растений можно предположить существование в этой зоне непродолжительного сезона с меньшим количеством дождей.

Основным зональным типом растительности в Северо-Сибирской и Сибирской зонах были хвойно-лиственные и лиственно-хвойные леса из вечнозеленых и листопадных деревьев и кустарников. Лесной тип растительности, следовательно, господствовал на большей части территории Сибири. В южных районах Восточной Сибири в условиях жаркого переменном-влажного континентального климата были развиты, по-видимому, светлые сухие леса, а местами, возможно, существовала и растительность саван-

ного типа. Лиственно-хвойные леса в Северо-Сибирской зоне покрывали возвышенности. Различные виды сосен, единичные ели, тсуги, кедры, в небольшом количестве ореховые, каштаны, дубы, ликвидамбары, лавровые, платаны и другие виды составляли эти леса. На сухих и открытых участках селились немногочисленные ксерофиты — хейролепидиевые, шелковниковые, протейные. Здесь же росли кустарники восковниковых и вересковых. Второй ярус лесов составляли жестколистны́е вечнозеленые и листопадные древесные растения, в настоящее время живущие в тропических и субтропических областях: магнолиевые, гаммелидовы́е, сопотовые, стеркулиевые, падубовые, платикарии, аралиевые и многие другие. Леса из болотного кипариса с примесью влаголюбивых нисс, нип, ольхи, гикори заселяли заболоченные участки аккумулятивных равнин. В лесах этой зоны были распространены и представители умеренной и тепло-умеренной тургайской флоры: березы, ивы, лапины, лещины, грабы, листопадные дубы, липы, бук.

Палеоценовые фитоценозы Северо-Сибирской палеофлористической зоны среди современной растительности полных аналогов не имеют. Только древние таксодиевые леса заболоченных равнин напоминают современные леса Южной Флориды, где в условиях жаркого и влажного климата сохранились еще кипарисовые болота с папоротниками и плаунами тропических родов и видов (*Ceratopteris*, *Acrostichium*, *Polypodium*, *Ophioglossum*, *Selaginella*). Сосновые леса на возвышенностях Флориды также можно сравнивать с лесами палеоценовых денудационных равнин, но имеются и явные отличия. Палеоценовые фитоценозы содержали значительное число умеренных и тепло-умеренных видов. Правда, Д. Кэмпбел упоминает о флоре песчаных берегов Флориды, где типично северные виды соседствуют с тропическими формами. Более близкой к палеоценовой флоре является маастрихт-датская. Растительность конца позднего мела и палеоцена Северной Сибири описана С. Р. Самойлович и К. А. Любомировой, причем они также сравнивают ее с лесами юга Флориды. Современный климат Флориды тропический влажный. Среднегодовая температура 22°C, количество осадков 1400 мм (Б. П. Алисов и др.).

В Сибирской зоне (см. рис. 19) господствовали также хвойно-лиственные леса, но с большим участием тропических и субтропических древесных пород. По-прежнему доминирует мезофильный тип растительности. Уральская возвышенность была занята светлыми разреженными хвойно-лиственными лесами. В древостое их доминировали дубы, энгельгардтии, платикарии, циклокарии, каштаны, среди жестколистных преобладали каштанопсисы, падании, миртовые, тутовые, жестколистны́е дубы, магнолии и др. В нижнем ярусе и в подлеске произрастали грабы, лещины, кустарники из миртовых, маслиновых, а также папоротники — *Dicksonia*, *Lygodium*, *Gleichenia*. Из голосеменных в верхнем ярусе присутствовали различные сосны, обильные ногоплодниковые, дакридиумы, кедры, гинкго. Более сухие участки были заняты

восковниковыми. С уменьшением высоты сухой хвойно-лиственный лес уступал место влажному лесу прибрежной равнины, где древостой состоял из различных мезофильных растений: ореховых, платанов, кленов, вязов, представителей умеренной флоры — берез, ив. Здесь обычны заболоченные пространства со сфагновым мхом и плаунами в сочетании с массивами болотного кипариса, ниссы, нипы и карни. К востоку от Западно-Сибирского моря господствовали те же хвойные леса, но с большим участием кустарников из вересковых. Тропические и субтропические элементы в этих лесах занимали ведущее место, а представители тепло-умеренной и умеренной флоры (береза, ива, лапина, граб, лещина, ель) имели явно подчиненное значение. На Енисейском кряже выделялся район развития лесов из листопадных эукомиевых и различных вязовых (*Ulmoideipites*).

На юго-востоке зоны на возвышенностях Прибайкалья также преобладали смешанные леса, причем среди лиственных пород доминировали листопадные формы. В Приангарье местами существовали, видимо, ландшафты саванного типа или редколесья из тропически-субтропических пород деревьев и кустарников при значительном участии ксерофитов в травяном покрове и нижнем ярусе леса. Существовали и прибрежно-водные ассоциации с ежеголовником, рдестом, сальвиниями, трапой, кувшинками. По сравнению с западной частью зоны отмечается уменьшение вечнозеленых тропических и субтропических элементов, что, видимо, связано с удаленностью от теплого морского бассейна и с большими высотами рельефа.

Несмотря на указанные отличия в растительности отдельных районов Сибирской зоны, она была достаточно однотипной. Среди современных растительных сообществ аналоги ее неизвестны, но по соотношению экологических группировок эти палеофитоценозы были близки к лесам субтропического пояса Гималайских гор. Первый ярус лесов образуют там высокоствольные вечнозеленые и листопадные дубы, магнолии, конский каштан, платаны, ореховые, а из хвойных — гималайская ель, пихта, кипарис, сосны. Во втором ярусе и подлеске растут ильм, ольха, ива, береза, местами клен, дубы, ясень, а также древовидные и лианоподобные папоротники, можжевельники, тисс, рододендроны. На сухих склонах господствуют длиннохвойная сосна, кипарисы, акации. Климат этого пояса характеризуется наличием сухого и прохладного, сухого и жаркого, а также дождливого сезонов. Среднегодовая температура 20—24 °С, среднегодовое количество осадков 1600—1700 мм. На сухих водоразделах растительность рассматриваемой зоны напоминала разреженные парковые саванные леса Западной Индии. Эти леса образованы представителями бобовых, различными древесными и кустарниковыми акациями, пальмами, канделябровыми, молочаями, тиссом, атласным деревом, смоковницами. Травяной покров составляют в основном злаковые. Среднегодовая температура здесь 24—25 °С, осадков 700—760 мм в год (Н. В. Павлов).

Палеоценовая флора Северо-Казахстанской зоны (см. рис. 19) развивалась в условиях жаркого переменного-влажного климата. В Северо-Западном Казахстане сказывалась близость теплого моря, в глубине континента климат был суше. Находки растительных остатков на горе Чекельмес (Зайсанская впадина) указывают на богатый состав субтропической в целом флоры камышинско-геяинденского типа. В рассматриваемой зоне лиственно-хвойные редколесья и леса саванного типа пришли на смену более северным лесным формациям. В палеоцене такие леса селились на возвышенных денудационных равнинах. Они состояли из хейролепидиевых, купрессовых, казуарин, эвкалиптов, сумаховых. Подлесок составляли многочисленные мезоксерофильные кустарники из восковников, камптоний, лохов, эпакридовых, некоторых комбретовых и др. Леса подобного состава сходны с современными, произрастающими в пограничной зоне саванны и влажного тропического леса, где среднегодовая температура 22—23° при годовой сумме осадков 1200—1300 мм, а сухой сезон продолжается 2—3 месяца [27]. На аккумулятивных равнинах вблизи водоемов были распространены влажные лиственно-хвойные леса со значительным участием мезофильных широколиственных листопадных и субтропических жестколистных древесных растений (падубы, гикори, лапины, грабы, каштаны, клены, ниссы). В понижениях рельефа в условиях избыточного увлажнения были распространены небольшие заболоченные леса из болотного кипариса и ниссы. Сфагновые болота дополняли этот ландшафт. Во влажных лесах были широко распространены папоротники. Растительность Алтае-Саянского нагорья по своему характеру стоит ближе к Сибирской зоне. Здесь господствовали лиственно-сосновые леса со значительным участием ногоплодниковых, кедров, тсуг, елей, а также представителей тепло-умеренной тургайской флоры (ореховые, буковые, лещины, грабы и др.).

Эоценовая эпоха. Палинокомплексы из эоценовых отложений Сибири характеризуются преобладанием пыльцы покрытосеменных и голосеменных растений над спорами мхов, хвощей и папоротниковых. Причем главная роль в комплексах принадлежит пыльце цветковых (до 70 %): *Fagaceae* (*Castanopsis*, *Castanea*, различные виды *Quercus*, *Fagus*, меньше *Nothofagus*), подчиненное значение имеет пыльца *Myricaceae* (*Myrica*, *Comptonia* и *Cannacomyrica*), всегда присутствуют *Juglandaceae* (*Platycarya*, *Engelhardtia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans* и др.), *Hamamelidaceae* (*Corylopsis*, *Fothergilla*, *Hamamelis*), *Myrtaceae* (*Myrtus*, *Eugenia*, *Eucalyptus*), *Altingiaceae* (*Altingia* и *Liquidambar*), *Sapotaceae*, *Casuarinaceae* (*Casuarinidites*), *Anacardiaceae* (*Rhus* и *Pistacea*), *Olacaceae*. Единично встречаются *Bombacaceae*, *Palmae* (*Nipa*, *Sabal*, *Phoenix*, *Chamaerops*). Обычным является участие (от 0,5 до 5 %) пыльцы представителей умеренной и тепло-умеренной флоры: *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Cornus* и др. Характерно большое количество пыльцы покрытосеменных растений неизвестной систематической принадлежности.

Составной частью всех комплексов является также пыльца трав: *Typha*, *Sparganium*, *Lemna*, Dipsacaceae, Umbelliferae, Compositae и др. В целом пыльца покрытосеменных большей частью принадлежит представителям субтропической и тепло-умеренной флор, в меньшей — тропической, последние богаче представлены в южных комплексах Сибири.

Голосеменные играют подчиненную роль. Наиболее многочисленна и разнообразна пыльца семейства Pinaceae с видами *Pinus*, *Picea*, *Keteleeria*, единична *Tzuga*. Пыльца Taxodiaceae сравнительно редкая, на севере ее количество возрастает. Споры в комплексах эоцена имеют подчиненное значение. Они принадлежат мхам, плаунам и папоротникам. Наиболее разнообразны и многочисленные папоротниковые: Polypodiaceae (*Dryopteris*, *Pteridium*), Cyatheaceae (*Cyathea*, *Hemitelia*, *Alsophila*), Dicksoniaceae, Schizaeaceae (*Lygodium*, *Anemia*, *Pelletieria*), Gleicheniaceae (*Gleichenia*). Мхи представлены *Sphagnum*, *Bryales*, *Hepaticae*, плауны — *Selaginella*, *Lycopodium*.

В структуре эоценовых палинокомплексов различных районов Сибири выделяются четыре палеофлористические зоны: 1) Северо-Сибирская, 2) Сибирская, 3) Южно-Сибирская, 4) Северо-Казахстанская.

В Северо-Сибирской зоне (см. рис. 20) основная роль в палинокомплексах принадлежит хвойным или покрытосеменным. Они представлены в основном видами, свойственными субтропическому поясу. Это хвойные — Taxodiaceae (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Cedrus*, *Keteleeria*, *Sciadopitys*, покрытосеменные — Magnoliaceae, *Castanopsis*, Hamamelidaceae, *Nyssa*, *Platycarya*, *Cyclocarya*, *Myrica*, Вухасеae, Trochodendraceae и др. Роль тропических растений значительно меньшая. Это виды ксерофитных покрытосеменных: Casuarinaceae, Moraceae (*Morus*), *Myrtus*, *Eucaliptus*, мезофильные Santalaceae, Araliaceae, *Sapindus* и др. Во всех комплексах Северо-Сибирской зоны присутствуют виды умеренной флоры (*Alnus*, *Salix*, *Betula*, *Carya*). Состав спор в рассматриваемой зоне достаточно разнообразен: Polypodiaceae, Dicksoniaceae, *Cyathea*, *Gleichenia*, спорадически — *Ophioglossum*, *Pteris*, *Alsophila*, *Cibotium* и *Sphagnum*. Таким образом, палинофлоры Северо-Сибирской зоны характеризуются преобладанием субтропических растений при небольшой примеси умеренных и тропических. Общий облик палинофлоры мезофильный. Показатель термофильности равен 0,7, коэффициент гигрофильности — 1,3 — оба существенно более низкие, чем в этой же зоне в палеоцене, что указывает на более сухой и прохладный климат эоцена (см. табл. 11).

Спорово-пыльцевые комплексы Сибирской зоны характеризуются сокращением гигромезофильной группы растений и соответственно увеличением ксерофильности при продолжающемся доминировании первой. В Западной Сибири преобладают субтропические элементы: Moraceae, *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot) Boitz., Hamamelidaceae, *Liquidambar*, *Ilex*, *Nyssa*, *Quercus gra-*

cilis Boitz., *Q. graciliformis* Boitz. Каштанопсис очень многочислен (12—20%), он является представителем жестколистной, вечнозеленой средиземноморской флоры. Пыльца теплолюбивых видов (*Juglans*, *Carya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus* и др.) составляет значительную примесь. Хвойные больше представлены пыльцой Pinaceae, меньше — *Podocarpus*. Во всех комплексах зафиксировано довольно много пыльцы Taxodiaceae (*Taxodium*, *Glyptostrobus*) и представителей ксерофильной флоры *Ephedra* и Cupressaceae. Очень обильна пыльца, определяемая по искусственной системе, *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot) Th. et Pfl., *T. villensis* Th., *Tricolporopollenites liblarensis* Th. и других видов. Споровопыльцевые комплексы Урала отличаются большим количеством пыльцы стеммы *Normapolles* и хвойных *Podocarpus*.

Значение коэффициента термофильности для Сибирской зоны выше, чем для Северо-Сибирской зоны ($K_t=0,8$), а коэффициент гигрофильности ниже — $K_r=1,0$. Это указывает на существование в Сибирской зоне растительности более теплолюбивой с большим участием ксерофитного элемента и на соответствующие изменения климата (см. табл. 11).

Флористический состав комплексов Южно-Сибирской зоны одинаков с комплексами Сибирской зоны, но соотношения экологических группировок становятся иными. С продвижением к югу проявляется богаче и разнообразнее участие тропических и субтропических растений. Увеличивается количество пыльцы ксерофитов, хотя мезофильная группа по-прежнему доминирует. Богаче по видовому составу пыльца трав: водных — *Lemna*, *Typha*, *Potamogeton*, *Nelumbo*, мезофитов — Violaceae, Ranunculaceae, Polygaceae, Umbelliferae, Gunneraceae и ксерофитов — Chenopodiaceae, Dipsacaceae, *Artemisia*, *Compositae*.

Увеличение значения коэффициента термофильности ($K_t=0,9$) и уменьшение коэффициента гигрофильности ($K_r=0,8$) указывают на более теплый и сухой климат данной зоны (см. табл. 11).

В спорово-пыльцевых комплексах Северо-Казахстанской палеофлористической зоны всегда преобладает пыльца покрытосеменных, субтропической и тропической флор при доминировании их ксерофильных представителей. Пыльца голосеменных и споры содержатся в небольших количествах. Для раннеэоценовых комплексов здесь характерна большая группа пыльцы формальных таксонов. На начало эоценового времени приходится и расцвет тропических растений семейства Olacaceae: *Anacolosidites supplingensis*, *A. primigensis*, *A. tenuiplicus*. В среднеэоценовых комплексах господствует пыльца трехпорово-трехбороздного строения (*Castanea* и *Castanopsis*, *Rhus* и *Quercites*). Обычна также пыльца ксерофитных травянистых растений: Chenopodiaceae, Compositae, Zygophyllaceae и Dipsacaceae. Увеличилось количество пыльцы ксерофита *Ephedra*, появились единичные *Welwitschia* — в настоящее время обитатели пустынных участков. Находки отпечатков листьев подтверждают ксерофильный облик эоценовой флоры в Казахстане, что связывается с усилившейся аридизацией. Со-

храня субтропический облик, позднеэоценовая флора становится еще более ксерофильной. Одновременно возрастает участие умеренной и теплоумеренной флоры: *Carya*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Corylus* и др.

В целом спорово-пыльцевые комплексы Северо-Казахстанской зоны отражают растительность субтропического облика более ксерофильную и теплолюбивую по сравнению с северными зонами. Коэффициенты термофильности ($K_t=1,2$) и гигрофильности ($K_g=0,6$) иллюстрируют изменения типа растительности; она становится свойственной сухому и жаркому климату (см. табл. 11).

Геологические данные и типологический анализ спорово-пыльцевых комплексов эоцена Сибири указывают, что основным зональным типом растительности трех северных зон были хвойно-широколиственные леса из вечнозеленых и листопадных древесных и кустарниковых пород. Облик лесов в целом субтропический, близкий к современным средиземноморским, однако участие представителей тургайской умеренной флоры придавало им черты, свойственные современным лесам тепло-умеренного климата. В Северо-Казахстанской зоне зональным типом растительности, была, видимо, сухая лесостепь субтропического пояса.

В Северо-Сибирской зоне древостой лесов образовывали различные сосны, из лиственных пород первый ярус составляли каштаны, листопадные и жестколистные дубы, представители лавровых, ликвидамбары; к ним примешивались ореховые, буки. Во втором ярусе произрастали гикории, лапины, платикарии, в меньшем количестве виды умеренной флоры — березы, грабы, лещины. Нижний ярус и подлесок образовывали тропические и субтропические стеркулиевые, падубы, олакациевые. Ксерофильные деревья и кустарники из семейства миртовых, казаурины, акации и тутовые занимали более сухие склоны нагорий и плато. Растительность морских побережий и заболоченных аккумулятивных равнин состояла из хвойно-лиственных лесов при значительном участии болотного кипариса с примесью влаголюбивых ниссе, сикомор, гикори, ольхи как древесных, так и кустарниковых.

Несмотря на большую протяженность Северо-Сибирской зоны, растительность ее была сравнительно однородной. Леса такого состава в современной растительности не имеют полных аналогов. Но некоторое сходство есть с влажными лесами Черноморского побережья Турции. В этих лесах преобладают широколиственные породы: каштаны, платаны, дубы, клены с подлеском из вечнозеленых кустарников. Такие леса распространены в горах до 400—1000 м. В глубь континента растительные сообщества ксерофитизируются, появляются маквисы — густые заросли вечнозеленых кустарников, которые в эоценовой Северо-Сибирской палеофлористической зоне не получили большого развития. Климат Черноморского побережья Турции субтропический, влажный, с мало выраженным сухим летним периодом. Среднегодовая температура 14—15 °С, с большим количеством осадков, приходящимся на осенне-зимнее время. Некоторая аналогия в составе

растительных сообществ наблюдается и с лесами горных районов субтропической зоны КНР. Древесные породы этих лесов — вечнозеленые дубы, каштанопсисы, симпооковые, каркасы, клены, из хвойных — несколько видов сосен, ели, в верхнем поясе — пихты. Наблюдается значительная примесь вечнозеленых и листопадных пород: грецкий орех, дуб, магнолия, рододендрон, калина. Встречается береза. Обильны лианы, разнообразные плауновые и мхи. Климат этой зоны субтропический со среднегодовой температурой 12—20°C, количество осадков за год достигает 1000—1500 мм, засушливый период слабый (Н. В. Павлов). Из сказанного следует вывод, что палеоклимат Северо-Сибирской эоценовой зоны был близким к современному субтропическому гумидному Понтической области со среднегодовой температурой 13—14°C и среднегодовым количеством осадков 1200—1400 мм.

В Сибирской зоне (см. рис. 20) также господствовали хвойно-широколиственные леса с участием большого количества жестколистных и листопадных кустарников в подлеске. Уральское нагорье было покрыто хвойно-широколиственными лесами, среди которых была заметна примесь представителей древней мезофильной флоры — саговниковых и гинкговых, в небольшом количестве примешивались ногоплодниковые и кедры. По сравнению с растительностью Северо-Сибирской зоны здесь большее участие принимали жестколистный каштанопсисы, лавры, восковниковые. Леса прибрежных аккумулятивных равнин носили тот же характер, что и в Северо-Сибирской зоне: в них росли болотные кипарисы с примесью ив, тополей, ольхи, кленов и тропическо-субтропических папоротников. В хвойно-широколиственных лесах денудационных равнин некоторую примесь составляли тропические ксерофитные протейные и тутовые. Березы, ивы, ольха — обитатели умеренных широт — присутствовали в небольшом количестве. На Сибирской платформе получили распространение кипарисовые, сумахи, мирты, единичные фейхоа, из трав — сложноцветные, маревые, гвоздичные. Распространение таких сухих лесов с ксерофитным кустарниковым подлеском можно объяснить большей континентальностью климата в глубине материка.

Мезофильные в целом хвойно-широколиственные леса Сибирской зоны содержали много жестколистных ксерофильных кустарников и деревьев. Они несколько напоминали растительность западной провинции Средиземноморской подобласти, но были более влажными. Флоре этой подобласти свойственно господство типично средиземноморских жестколистных растений при участии арктотретичных видов: разные сосны, вечнозеленые дубы, маслины, лавры, мирты, благородные каштаны, платаны, пальмы, много вересковых. Среднегодовая температура составляет там 13,5—20° при годовой сумме осадков 500—750 мм, выпадающих в зимнее время при сухом летнем периоде. Таким образом, эоценовая Сибирская зона характеризовалась палеоклиматом, близким к современному средиземноморскому со среднегодовой температурой в пределах 14—15°C с коротким

(2—3 месяца) летним сухим сезоном, но с большим, чем в упоминавшейся провинции (до 1000—1200 мм), количеством атмосферных осадков. Внутренние районы Сибирской платформы, удаленные от океанов, имели, видимо, более выраженный континентальный климат, в условиях которого возросла роль ксероморфных растительных ассоциаций.

В Южно-Сибирской палеофлористической зоне хвойно-широколиственные леса, располагавшиеся на денудационных равнинах, отличались еще большим количеством жестколистных субтропических растений. Наравне со средиземноморскими видами значительное участие принимали различные тропические: пальмовые, стеркулиевые, санталовые, протейные. Леса с болотным кипарисом селились по заболоченным пространствам аккумулятивных равнин, ближе к крупным водоемам. Для этой зоны характерно и появление представителей полупустынных ландшафтов: вельвичий и эфедр, которые еще большее развитие получили в Северо-Казахстанской зоне, где они образовывали сообщества со злаковыми, маревыми, сложноцветными. На возвышенных участках Южно-Сибирской зоны преобладали светлые сухие субтропические леса с жестколистными каштанописами, дубами, каркасами, казуаринами, фиштакками при минимальном участии кипарисовых и араукарий. Жестколистные кустарники и кустарнички образовывали открытые фитоценозы типа средиземноморского маквиса, гиринги или фреганы (в зависимости от сомкнутости растительного покрова).

Леса подобного типа свойственны сейчас почти всему побережью Средиземного моря (В. В. Алехин, Д. Х. Кэмпбел, Н. В. Павлов). Однако эоценовые хвойно-широколиственные леса отличались более значительным содержанием мезофильных древесных растений. Растительность ее формировалась в условиях теплого гумидного климата с сухим жарким летом (3—4 месяца). Среднегодовая температура составляла 15—16 °С с количеством осадков 800—1000 мм. Континентальность климата увеличивалась с удалением в глубь континента. Тип растительного покрова рассматриваемой зоны напоминает также современные субтропические леса Центральной Калифорнии, располагающиеся на склонах гор. Доминируют в этих лесах различные жестколистные и листопадные дубы, каштаны и ряд других деревьев и кустарников. Сухие склоны покрыты чепареллями, состоящими из небольших деревьев и кустарников, чаще вечнозеленых. Здесь сосуществуют северная и южная флоры. Вместе с секвойями растут пихты и листопадные дубы (Д. Х. Кэмпбел). Климат этой части Калифорнии океанический субтропический. Самое большое количество осадков приходится на зимнее время. Летом преобладает ясная антициклоническая погода (Б. П. Алисов и Б. В. Полтараус).

Растительность Северо-Казахстанской палеофлористической зоны (см. рис. 20) в отличие от остальных зон была представлена лесостепными формациями. Обширные денудационные равнины были заняты сухими лесостепями преимущественно из ксерофиль-

ных древесных, кустарниковых и травянистых растений. Низкорослые казаурины, панданусы, фисташки, каркасы, одиночные эвкалипты составляли разреженный древесно-кустарниковый ярус этой формации. В травостое принимали участие злаковые, зонтичные, маревые, губоцветные и сложноцветные. Одиночные баобабы и акации дополняли этот ландшафт. На сухих водоразделах, по видимому, господствовали пустынно-степные ассоциации с большим содержанием ксерофитных хвойниковых, вельвичий и ксерофитных трав. На возвышенных плато господствовали сухие редкостойные леса. Из хвойных там произрастали различные сосны, кедры, ели, редко пихты. Широколиственные имели обычный для эоценового времени состав, но к ним примешивались жестколистные средиземноморские виды дубов, финиковые пальмы, маслины, сумахи; листопадные буки, дубы, каштаны, грабы, лещины занимали более прохладные и увлажненные северные склоны нагорий. В долинах рек и по берегам водоемов господствовали галерейные влажные леса из болотного кипариса с примесью широколиственных листопадных пород: граба, ясеня, лещины, гикории, лапины и других. Некоторое участие принимали виды умеренной узколистной флоры (ольха, ива, береза). Подлесок таксодиевых лесов дополняли папоротники: циатейные, диксониевые, схизейные, глейхениевые, кочедыжниковые и другие. В раннеэоценовое время большое участие в формировании мезофильных сообществ принимали растения, пыльца которых относится к стемме *Normapolles*. Предположительно некоторые из них относились к прибрежно-водным травам (Е. Д. Заклинская).

Достаточно близким современным аналогом растительной формации эоцена Северо-Казахстанской зоны является растительность восточных побережий Средиземного моря. Современная растительность представлена там лесами из сосен, вечнозеленых дубов, лавров, маслин, фисташек. Подлесок этих лесов образуют многочисленные листопадные и вечнозеленые кустарники. В травяном покрове принимают участие злаки, губоцветные, сложноцветные. Более открытые пространства заняты безлесными маквисами и гаригами с участием ксерофитных трав, образующих полупустынные ландшафты. Климат средиземноморский со среднегодовой температурой 19,7—20 °С при среднегодовом количестве осадков 520—608 мм. Сухое и жаркое лето с теплой дождливой зимой характеризует этот тип климата. Ливану свойствен в основном горный рельеф, и растительность имеет вертикальное зональное распределение, где в нижней зоне располагаются жестколистные маквисы, выше — жестколистные и широколиственные леса, которые при дальнейшем подъеме в горы сменяются хвойными. Среднегодовая температура составляет 20,3 °С при среднегодовом количестве осадков 900 мм (Д. Х. Кэмпбел, Н. В. Павлов).

Таким образом, климат Северо-Казахстанской зоны в эоцене может быть охарактеризован как достаточно жаркий семиаридный. Среднегодовые температуры здесь были в пределах 18—20°

количество осадков в году 600—800 мм с продолжительным (4—6 месяцев) летним сухим сезоном. По термическому режиму он был близок к современному климату Восточного Средиземноморья.

ЗОНАЛЬНЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТЫ СИБИРИ В ЮРЕ, МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

В соответствии с принятой методикой региональных палеоклиматических реконструкций следует теперь осуществить палеоклиматический синтез — интеграцию всех данных, полученных климатическим анализом геологических формаций, частных геологических индикаторов палеоклимата и изложенных выше палеоботанических и фитоценологических материалов.

Ранняя и средняя юра. Приведенные в предыдущих и этом разделе данные согласно указывают на господство в Сибири приблизительно однородных климатических условий (зональность не проявляется ни по литолого-геохимическим данным, ни по составу флоры). Несомненно, на протяжении ранней и средней юры климат Сибири был влажным (скорее всего постоянно влажным) и очень теплым (но не жарким!) с мягкими теплыми «зимами» с температурами не ниже 10—12°C (гигантские рептилии, кости которых обнаружены во всех ярусах нижней и средней юры Вилюйской синеклизы, Приверхоанского прогиба и других пунктах Восточной Сибири, в том числе у самого северного полюса того времени) — см. рис. 15. Вероятнее, они были более высокими — около 12—14°C, а в летнее время года достигали 20—22°C (судя по оценкам палеотемператур морских вод физико-химическими методами). Такие климатические условия были благоприятны для развития влажных хвойно-гинкговых лесов огромной биологической продуктивности с немногочисленными теплолюбивыми цикадофитами в нижнем ярусе и подлеске. Присутствие редких ксерофитов, скорее всего, — свидетельство наличия локальных сухих местообитаний, а не сколь-либо длительных сухих сезонов. В тоарском веке по возрастанию в палинокомплексах роли теплолюбивых представителей Индо-Европейской палеофлористической области устанавливается климатический оптимум (Ю. В. Тесленко, В. И. Ильина). Фиксируется он и данными палеотермометрии (см. табл. 1—3), но в составе отложений проявился нечетко.

Таким был климат ранней и средней юры Сибири, располагавшейся тогда целиком в пределах палеоумеренного климатического пояса. Вычисленные значения коэффициентов термофильности (K_t) и гигрофильности (K_r), являясь мерой теплолюбивости и влаголюбивости палинофлор и одновременно индексами термичности и влажности палеоклиматов — величин, пропорциональных среднегодовым температурам и количеству атмосферных осадков в году, равны соответственно 0,5 и 9,8. Как увидим далее, первая из этих величин оказалась наименьшей из всех значений

K_t , полученных для юры, мела и палеогена Сибири (исключая ранний олигоцен, где $K_t=0,4$), а K_r , напротив, — наибольшей. Это означает, что климат ранне-среднеюрской эпохи (преимущественно средней юры, поскольку учтены в основном палинокомплексы из этих отложений) был одним из наиболее прохладных в изученном интервале геологического времени и вместе с тем наиболее влажным (см. табл. 10).

Поздняя юра. Климатические условия позднеюрской эпохи северных областей Сибири, находившихся в палеоумеренном поясе, судя по геологическим данным (формации, частные индикаторы палеоклимата) и характеру растительности, были, видимо, близки к таковым в средней юре (см. рис. 1, 6 и 7): очень теплый ровный влажный климат, возможно, с короткими летними сухими сезонами (ксерофитные хейролепидиевые в заметных количествах произрастали даже в субарктических районах Сибири). Среднегодовые температуры, судя по данным палеотермометрии, были около $16-18^\circ\text{C}$, в поздневолжское время, видимо, около $14-16^\circ\text{C}$ (зимой не ниже $10-12^\circ\text{C}$ — кости динозавров в озерно-аллювиальных волжских отложениях Вилюйской синеклизы). О количестве осадков, как и для ранне-среднеюрского времени, из-за отсутствия в современной растительности Земли гомологов юрских лесов Сибири судить очень трудно. Лишь по развитию угленакопления да из сравнения с климатическими условиями мелового периода, для которого получены более определенные результаты, можно думать, что их было около $2000-2500$ мм в году [22]. Зона теплого умеренного (безморозного) климата охватывала и арктические острова. Так, на Земле Франца-Иосифа известны находки костей плезиозавра (см. рис. 5), а во флорах поздней юры — неокома присутствуют теплолюбивые беннеттитовые (Ю. П. Буданцев, И. Н. Свешникова).

В семиаридном палеосубтропическом поясе Сибири среднегодовые температуры в кимериджском и волжском веках были около $22-24^\circ$ (в поздневолжское время $18-20^\circ\text{C}$), в теплое время года, видимо, $26-28^\circ$, зимой — $16-18^\circ\text{C}$. Испарение явно превосходило осадки (развитие карбонатных красочетов), господствовали полупустынные ландшафты с редким растительным покровом преимущественно из хвойных ксерофитов [23]. Количество атмосферных осадков в году, видимо, не более $1000-1200$ мм.

Значения коэффициентов термофильности (K_t) и гигрофильности (K_r), рассчитанные по структуре палинокомплексов палеоумеренного гумидного климата (Сибирская палеофлористическая область), для келловей-оксфорда равны 0,9 и 8,3, а для кимеридж-волжского времени 1,3 и 3,5 соответственно. В семиаридной палеосубтропической зоне Сибири (Индо-Европейская палеофлористическая область): келловей-оксфорд $K_t=1,4$, $K_r=5,4$; кимеридж-волжское время — 2,4 и 1,1 соответственно (см. табл. 10, 13). Эти величины отражают прогрессивное потепление климата всех зон от средней юры к концу позднеюрской эпохи и уменьшение влажности, особенно значительное в аридной зоне Сибири.

Из сравнения абсолютных значений K_t и K_r юрских палинофлор с апт-альбскими, поздне меловыми и палеогеновыми [22], сознавая рискованность подобной операции (ввиду различия самой природы сравниваемых палинофлор) получается, что среднегодовые температуры в семиаридной зоне Сибири в келловей — оксфорде были около 18—20°C, в кимеридж-волжское время — 22—24°C, количество осадков соответственно 2400—2600 и 1000—1200 мм. Для гумидной палеоумеренной зоны: келловей — оксфорд — среднегодовая температура 14—15°C, осадков 2800 мм, кимериджский и волжский века соответственно 18—19°C, осадков 1800—2000 мм в году. Как видим, расчетные значения среднегодовых температур и количества осадков в году позднеюрских климатов гумидной и аридной зон Сибири оказались близкими к предполагаемым. Завышенными представляются только суммы осадков семиаридной зоны, особенно в келловей-оксфорде.

Неоком. Определение основных параметров неокомского климата Сибири, несмотря на наличие достаточно выразительных геологических и палеоботанических индикаторов, — задача очень сложная. И главная тому причина — отсутствие современных аналогов тех ландшафтов и их растительности. Тем не менее есть все основания полагать, что в неокоме сохранилась схема климатической зональности конца позднеюрской эпохи с прежним положением границы палеосубтропического и палеоумеренного поясов. Палеоботанические данные и палеотемпературные определения согласно указывают на смягчение аридности климата палеосубтропиков Сибири уже в раннем неокоме (совершенно очевидно по составу флоры в готерив-барремское время) и вместе с тем на некоторое общее его похолодание, ощущаемое как в южных районах Сибири, так и в областях, принадлежавших палеоумеренному поясу. Эти выводы могут считаться вполне достоверными (см. рис. 8). Гумидизация климата после позднеюрского аридного максимума, когда северная аридная зона простиралась до 55—60° с. ш., устанавливается и глобальными построениями А. Н. Балуховского.

Оценки среднегодовых температур и количества атмосферных осадков, равно как и представления о режиме температуры и влажности климата, могут быть получены из анализа его тренда, а также данных палеотермометрии. Достоверность их, конечно, значительно уступает только что высказанному общему заключению. После снижения палеотемператур в поздневолжское время (см. табл. 5, 6), в раннем неокоме (берриас, валанжин) северных районов Сибири среднегодовые температуры были, видимо, близки к 14—16°C с тенденцией понижения от берриаса к баррему. Такого же порядка рассчитаны палеотемпературы для баррема Крыма (14,6°) и Средней Азии (13,6—16,4°C). Температура самого холодного месяца не опускалась ниже 10—12°C (остатки плезиозавра в неокоме Приполярного Зауралья и динозавра в Якутии). Количество атмосферных осадков, учитывая общее увлажнение климата с начала раннемеловой эпохи, не менее 1500—

2000 мм с приблизительно равномерным распределением в течение года.

В сибирских палеосубтропиках климат был теплее и суше — семиаридный. Среднегодовая температура около 20—22 °С, летние, как и в конце поздней юры, 26—28 °С, самого холодного месяца 16—18 °С (большие амплитуды были бы губельны для крупных рептилий). Количество атмосферных осадков, выпадающих преимущественно в зимние месяцы, 1500—1800 мм в раннем неокоме и до 2000 мм — в позднем (каолинит, но отсутствуют латеритные коры выветривания и бокситы).

Изменения абсолютных значений коэффициентов термофильности и гигрофильности неокомских палинофлор Сибири четко фиксируют похолодание и увлажнение климата по сравнению с позднеюрской эпохой в адекватных климатических зонах (см. табл. 10, 13). Полученные по этим индексам расчетные значения среднегодовых температур различных климатических зон Сибири оказываются близкими к предполагаемым. Так, в раннем неокоме сибирской семиаридной зоны среднегодовая температура получается равной 21—22 °С, количество осадков 1600—1800 мм, в готерив-барреме соответственно 21—22° и 2000—2200 мм. В палеоумеренном поясе Сибири: ранний неоком, среднегодовая температура (расчетная) 16—18 °С, осадков 1800—2000, поздний неоком — 16—17 °С, 2200—2400 мм соответственно.

Апт—альб. Полученные геологические и палеоботанические данные подтвердили существование в апт—альбе Сибири климатической зональности и дали возможность уточнить границы климатических зон на местности. Большая часть рассматриваемой территории принадлежала тогда к палеосубтропическому поясу (Сибирская климатическая зона), северные районы Сибири — к палеоумеренному (Северо-Сибирская зона, см. рис. 15). В пределах палеосубтропической Сибирской зоны, по палеоботаническим данным, выделены две палеофлористические и соответственно палеоклиматические подзоны — южная и северная, которые отличались по среднегодовым температурам и режиму атмосферных осадков. Имеющиеся фактические данные позволили достаточно достоверно реконструировать зональные типы палеоклиматов, определить их основные параметры.

Южная подзона Сибирской зоны располагалась примерно в средней части палеосубтропического пояса. Здесь господствовал гумидный переменнно-влажный и очень теплый климат. По термическому режиму он был близок к современному тропическому океаническому или тропическому горному (Б. П. Алисов, Б. В. Полтараус). Такой тип палеоклимата может быть назван ослабленным тропическим или квазитропическим (В. М. Синицын), хотя климатические условия того времени обладали неповторимыми, только им свойственными чертами: большей облачностью, весьма высокой влажностью воздуха с повышенным парциальным давлением CO₂ в атмосфере (что в совокупности создавало высокий парниковый эффект), слабой циркуляцией воздуха

ных масс и небольшими амплитудами суточных и сезонных колебаний. Среднегодовая температура была, видимо, в пределах 21—22 °С при небольшой годовой амплитуде (3—5°). Количество атмосферных осадков — около 2000 мм, выделялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца.

В северной подзоне Сибирской зоны, располагавшейся на севере палеосубтропического пояса, климат был несколько мягче. Среднегодовая температура в пределах 20—22 °С (не ниже!), количество осадков достигало 2600—2800 мм, летний сухой сезон был более короткий — 1—2 месяца. В условиях палеосубтропического климата процессы химического выветривания на площадях с разреженной растительностью развивались по красноземному типу, в благоприятных физико-географических обстановках формировались латеритные коры выветривания и бокситы.

Северо-Сибирская зона располагалась в южной части палеоумеренного пояса. Здесь господствовал гумидный равномерно-влажный теплый климат. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры были, видимо, в пределах 16—18° при небольшой (4—5°) амплитуде сезонных колебаний. Количество осадков в году около 3000 мм. Нет никаких данных, которые указывали бы на существование сухого сезона. Процессы химического выветривания в этой зоне развивались по подзолистому типу и были достаточно интенсивными (см. рис. 15, табл. 14).

Значения коэффициентов термофильности (K_t) и гигрофильности (K_r), вычисленных для каждой зоны и подзоны, иллюстрируют постепенные изменения климата с юга на север. Значения K_t при этом закономерно уменьшаются, а K_r , напротив, возрастают. Усредненные значения этих коэффициентов, вычисленные по принципу «средневзвешенного», для апт-альбского климата Сибири в целом оказались равными: $K_{t,ср}=1,52$; $K_{r,ср}=6,72$ (см. табл. 11). Напомним, что по данным палеотермометрии апт-альбское время ознаменовалось термическим максимумом, по крайней мере в Северном полушарии. Некоторые исследователи склонны придавать ему глобальное значение (Р. В. Тейс, Д. П. Найдин, Р. Боуэн, Г. Лоуенстам, С. Эпштейн, Р. Дуглас, С. Савин, Г. Хечт и др.).

В сеноман-туронское время произошло существенное похолодание. Смещение к югу климатических зон в Сибири составило около 15°, что, как отмечает В. А. Красилов, является наиболее надежным показателем изменения климата [15]. Климатические условия апт-альбской Северо-Сибирской зоны в сеномане распространились на всю территорию Сибири. Это подтверждается как геологическими, так и палеоботаническими данными и нашло свое отражение в равенстве температурных индексов (K_t) сравниваемых зон. На юго-западе Западной Сибири климат был заметно теплее, чем в остальных районах Сибири. Индексы температуры (K_t) и влажности (K_r) сеноман-туронской Северо-Казахстанской зоны закономерно оказались близкими к таковым для северной подзоны Сибирской зоны в апт-альбе. Показатели влажности па-

деоклиматов адекватных зон апт—альба и сеноман—турона указывают на существенное уменьшение общего количества атмосферных осадков в начале позднего мела по сравнению с концом раннемеловой эпохи. Видимо, это одна из причин уменьшения масштабов угленосности сеноман-туронских континентальных формаций (см. табл. 11, 14). Эти выводы хорошо согласуются с данными палеотемпературных определений по O^{18}/O^{16} и Ca/Mg в роствах меловых белемнитов, фиксирующих в сеномане крупнейший минимум (Г. Лоуэнстам, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин, А. П. Лисицын, Р. Боуэн и др.). Похолодание в сеноман-туронское время подтверждается и смещением к югу (в Северное Приаралье и район оз. Балхаш) границы Сибирской и тропической Европейско-Туранской палеофлористических областей.

Сибирская зона располагалась в палеоумеренном поясе с гумидным равномерно-влажным теплым климатом. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры $16-18^{\circ}C$, амплитуда сезонных колебаний $4-6^{\circ}$, количество годовых атмосферных осадков $2200-2400$ мм. Сухой сезон не обособлялся. В благоприятных физико-географических условиях этот климат способствовал интенсивному химическому выветриванию подзолистого типа.

Северо-Казахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса; климат гумидный переменновлажный, очень теплый. По температурным показателям и режиму осадков он был близок к современному субтропическому влажному. Среднегодовые температуры $20-21^{\circ}C$, годовая амплитуда $4-5^{\circ}$, количество атмосферных осадков в году $1400-1600$ мм. Обособлялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Параметры зонального палеоклимата удовлетворяли условиям развития красноземного и латеритного выветривания.

Положение границы климатических поясов практически совпало с рассчитанным для позднего мела по палеомагнитным данным — 40° с. ш. Сдвиг северной границы субтропического пояса в сеноман-туроне по сравнению с современной составил, таким образом, $12-15^{\circ}$ к северу.

В раннем сеноме Сибири по сравнению с сеноман-туронским временем произошло некоторое потепление климата, проявившееся наиболее отчетливо в южных ее районах. Одновременно отмечаются существенное его иссушение, фиксируемое даже в самой северной климатической зоне, и усиление дифференциации. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов, отражая потепление климата в Сибири, сдвигается на $1-2^{\circ}$ к северу (см. рис. 17). Индекс температуры климата раннего сенона, рассчитанный как средний для всей рассматриваемой территории ($K_{тср}=1,3$), превышает таковой ($K_{тср}=1,2$) для сеноман—турона, а индекс влажности ($K_{вср}=1,7$) значительно меньше сеноман-туронского, равно 4,8 (см. табл. 11). Вывод о потеплении климата в раннем сеноме подтверждается небольшим смещением к северу границы Сибирской и Европейско-Туранской палеофлористических

областей. Данные палеотермометрии по белемнитам из морских отложений Западной Европы, Северной Америки, Русской равнины и Австралии в сантоне (или коньяк-сантоне) фиксируют максимум температуры морских вод древних бассейнов (Г. Юри, Т. С. Берлин, А. В. Хабаков, Г. А. Лоуэнстам, Р. Боуэн, Р. В. Тейс, Д. Л. Найдин, Г. Стевенс, С. Савин). В Сибири этот климатический оптимум проявился менее отчетливо, видимо, из-за влияния прохладных вод раннесенонского Западно-Сибирского моря.

Северо-Сибирская зона располагалась в северной части палеоумеренного пояса, охватывая северо-восточные районы Сибири (см. рис. 17). Господствующий палеоклимат по термическому режиму был близок к климату Сибирской зоны в сеноман-туроне (индексы температур соответствующих зон равны $K_t=1,2$), но отличался меньшей влажностью (см. табл. 14). Это был гумидный равномерно-влажный теплый климат, близкий к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры, как и в сеноман-туроне, 16—18 °С при годовой температуре 6—8°. Количество осадков в году составляло приблизительно 1600—1800 мм. Сухой сезон не обособлялся.

Сибирская зона занимала большую часть палеоумеренного пояса в Сибири, южная ее подзона непосредственно примыкала к палеосубтропическому поясу. Кроме северо-восточных районов Сибири, принадлежавших Северо-Сибирской зоне, в эту зону входила почти вся территория Западной и Восточной Сибири. Граница подзон в ней проходила примерно по линии: г. Серов (на Северном Урале) — пос. Уват (на Нижнем Иртыше) — г. Колпашево (на Оби) — г. Братск (см. рис. 17). В пределах Сибирской зоны господствовал палеоумеренный гумидный переменновлажный климат, близкий к современному средиземноморскому. Среднегодовые температуры: в северной подзоне 18—19 °С, годовая амплитуда 5—7°, в южной подзоне 18—20 °С, годовая амплитуда 5—7°. Количество атмосферных осадков в году: в северной подзоне 1200—1400 мм, в южной — 1000—1200 мм. В обеих подзонах имел место летний сухой сезон: в северной продолжительностью 2—3 месяца, в южной — 3—4 месяца.

Северо-Казахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и охватывала Северо-Западный и Северный Казахстан и частично Южное Зауралье (см. рис. 17). Климат здесь был гумидный переменновлажный, очень теплый (близкий к современному восточно-средиземноморскому). Среднегодовые температуры 20—21 °С, годовая амплитуда 4—6°. Количество осадков около 800—1000 мм в год. Летний сухой сезон продолжительностью 3—5 месяцев [22].

В позднем сенеоне в Сибири по сравнению с ранним произошли небольшое похолодание и заметное увлажнение климата. Граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов сдвигается к югу, особенно заметно на юго-востоке Западной Сибири (см. рис. 18). Индексы температур и влажности фиксируют соответствующие изменения (см. табл. 11). Смягчение климата позднего

сенона явилось, видимо, результатом вторжения в Западно-Сибирское море теплых морских вод из Приаральского бассейна. На похолодание в маастрихте указывают приведенные выше данные палеотермометрии и заключения других исследователей (Д. П. Найдин, Р. В. Тейс, Г. Стевенс, Т. Сейто, Ю. Донки, С. Савин, Р. Дуглас).

По палеоботаническим данным, в позднем сеноне Сибири выделяются три палеофлористические зоны и две подзоны: Северо-Сибирская, Сибирская (с южной и северной подзонами) и Северо-Казахстанская. Как и для раннего сенона, индексы температур и влажности зональных палеоклиматов при переходе из одной зоны (или подзоны) в смежную фиксируют постепенные закономерные изменения. Границы климатохорий примерно там же, что и в раннем сеноне (см. рис. 18).

Северо-Сибирская зона располагалась в северной части палеоумеренного пояса, охватывая северные районы Сибири. В позднем сеноне здесь господствовал более прохладный и несколько более влажный климат, чем в раннем сеноне (см. табл. 14). Это был палеоумеренный гумидный равномерно-влажный теплый климат, близкий к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры были, видимо, в пределах $14-15^{\circ}\text{C}$ при амплитуде сезонных изменений $8-10^{\circ}$, временами больше. Возможно, в этих местах в позднем сеноне уже отмечались эпизодические заморозки, а в горах морозные зимы, которые приводили к возникновению льда на внутриконтинентальных водоемах и реках (валуны в аллювиальных песках) и гибели на равнинах теплолюбивых тропических растений. Количество осадков в течение года составляло $1800-2000$ мм. Сухой сезон не обособлялся.

Сибирская зона занимала большую часть палеоумеренного пояса Сибири, южная ее подзона примыкала к палеосубтропическому поясу. В эту зону входила почти вся территория Сибири за исключением северных ее районов. В пределах Сибирской зоны господствовал палеоумеренный гумидный равномерно-влажный и теплый климат, близкий к современному субтропическому влажному. Среднегодовые температуры: в северной подзоне $15-16^{\circ}\text{C}$, в южной $16-17^{\circ}\text{C}$ при годовой амплитуде $6-8^{\circ}$. Количество атмосферных осадков в году: в северной подзоне $1600-1800$ мм, в южной — около 1500 мм. В южной подзоне летний сезон отличался, видимо, меньшим количеством осадков.

Северо-Казахстанская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и охватывала Северо-Западный и частично Северный Казахстан. Климат здесь был палеосубтропический гумидный, переменено-влажный, теплый (близкий к современному средиземноморскому). Среднегодовые температуры $18-20^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда $5-7^{\circ}$. Количество осадков $1200-1400$ мм в год. Обособлялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Процессы химического выветривания в этих условиях развивались по подзолистому типу с образованием сероземов и каштановых почв [22].

В палеоцене Сибири по сравнению с концом мелового периода (поздним сеноном) произошло существенное потепление климата при сохранении им высокой влажности, особенно в северных районах. Граница палеосубтропического и палеоумеренного поясов, отражая потепление климата, смещается к северу примерно на 10° (см. рис. 19). С юга в районы Центрального и Северо-Восточного Казахстана перемещается аридный жаркий пояс. В южных и средних широтах Сибири устанавливается очень теплый (близкий к современному тропическому) переменновлажный гумидный климат палеосубтропического пояса. Показатели температуры и влажности палеоклимата (K_t и K_r) фиксируют соответствующие изменения (см. табл. 11, 14). При этом значение K_t в Северо-Казахстанской зоне (2,4) оказывается даже более высоким, чем в апт-альбе (1,8). Схема палеоклиматической зональности становится близкой к таковой в апт-альбе (см. рис. 15, 19).

Северо-Сибирская зона располагалась в южной части палеоумеренного пояса, охватывала северные районы Западной и всю северную половину Восточной Сибири. В палеоцене здесь господствовал тепло-умеренный влажный климат, подобный позднеэоценовому (см. рис. 19, табл. 14). Это — палеоумеренный гумидный равномерновлажный теплый и мягкий климат, близкий к современному субтропическому океаническому. Среднегодовые температуры, были, видимо, в пределах $15-16^\circ\text{C}$ при амплитуде сезонных изменений $6-8^\circ$. Зимы здесь были, несомненно, безморозными, на что указывает сравнительно высокое содержание во флоре представителей тропических растений. Количество осадков в течение года составляло $1600-1800$ мм, летом значительно меньше, но сухой сезон уверенно не выделяется. Процессы химического выветривания здесь были весьма интенсивными и протекали по подзолисту типу. Полезно отметить, что значительно севернее (о-в Шпицберген) климат позднего палеоцена — раннего эоцена был умеренно теплым с обильными осадками летом и «мягкой почти безморозной зимой» (Е. Заставник).

Сибирская зона располагалась в северной части палеосубтропического пояса и занимала средние широты в Западной и южную половину Восточной Сибири. В ее пределах господствовал палеосубтропический гумидный переменновлажный климат, близкий к современному тропическому (ослабленный тропический). Среднегодовая температура была, видимо, в пределах $18-20^\circ\text{C}$ при годовой амплитуде $6-8^\circ$. Количество атмосферных осадков $1400-1600$ мм. Обособлялся летний сухой сезон продолжительностью 1—2 месяца. Химическое выветривание в этих условиях развивалось по красноземному типу, местами могли формироваться латеритные коры выветривания.

Северо-Казахстанская зона располагалась в средней части палеосубтропического пояса и занимала южные и юго-западные районы Западной Сибири и прилегающие районы Казахстана. Здесь господствовал жаркий (близкий к современному тропическому) гумидный переменновлажный климат. Среднегодовая температу-

ра была, видимо, в пределах 22—24°C при годовой амплитуде 4—6°. Количество атмосферных осадков в году 1200—1400 мм. Обособлялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. В Северо-Западном Казахстане вблизи берегов теплого Приаральского бассейна и Тургайского морского пролива климат, видимо, был более мягким, а в Зайсанской котловине, напротив, более жаркий и сухой — семиаридный и аридный, очень близкий к современному тропическому зоны степных саванн. Процессы химического выветривания в господствующих условиях зонального климата протекали по красноземному типу, местами в условиях достаточного увлажнения на прибрежных денудационных равнинах, и в предгорьях формировались латеритные коры выветривания. К концу палеоценовой эпохи аридизация климата усилилась.

Приведенные выше данные, устанавливающие в Сибири палеоценовый климатический оптимум, несколько не согласуются с основывающимися на палеотемпературных определениях представлениями об эволюции климата планеты в конце мелового — начале палеогенового периодов. Данные палеотермометрии для палеоцена, правда, немногочисленны и в некоторой степени противоречивы. Так, по Б. Бухардту, в середине палеоценовой эпохи термический минимум, а в эоцене — крупнейший максимум. Более приемлемой представляется температурная кривая С. Савина. После маастрихтского минимума, в палеоцене она фиксирует установление сравнительно высоких палеотемператур (таких же, как и в позднем мелу), продолжавшихся вплоть до начала позднего эоцена, после чего они резко понизились. Повышение температуры морских вод в дании и палеоцене по сравнению с маастрихтскими устанавливается и другими исследователями (Г. Хечт, Р. Дуглас, К. Верно-Гразини и др.). Обобщая данные палеотермометрии, А. П. Лисицын в 1980 г. устанавливает два максимума температуры: в мелу — палеоцене и в среднем эоцене — и указывает на глобальное похолодание в конце эоцена — начале олигоцена (40—35 млн. лет назад). Обособление термического максимума в палеоцене Сибири связано, вероятно, с особенностями ее палеогеографической обстановки, главными из которых явилось, видимо, уменьшение притока холодных вод в Западно-Сибирское море.

Эоцен. Геологические и палеоботанические данные свидетельствуют о существовании в эоцене Сибири очень четкой климатической зональности субширотного направления, резкой дифференциации климата и о существенном снижении после палеоцена и раннего эоцена температуры и влажности во всех ее зонах. Вся территория Сибири, бесспорно, принадлежала к палеоумеренному климатическому поясу. Северная граница субтропиков проводится примерно на 52° с. ш. Северный Казахстан располагался в северной части палеосубтропического пояса (см. рис. 20).

Палеоклимат эоцена был, по-видимому, самым ранним климатом кайнозойского типа и обладал многими чертами сходства с

современным климатом субтропиков и южных областей умеренного пояса. На севере Сибири, а также в Арктике, видимо, уже постоянными были морозные зимы (А. И. Толмачев, Г. Швейцер). В олигоцене климат похолодал еще больше, зимние заморозки стали отмечаться даже в таких южных районах, как Зайсанская котловина. Индексы температур и влажности палеоклимата эоцена, рассчитанные по палинологическим материалам, определенно указывают на похолодание и иссушение климата Сибири по сравнению с климатом позднего мела и палеоцена. Они же фиксируют постепенные с небольшим шагом изменения абсолютных значений — повышение температур и снижение влажности в направлении с севера на юг (см. табл. 14).

По геологическим, но главным образом по палеоботаническим данным, в пределах рассматриваемой территории можно выделить четыре палеоклиматические зоны (с севера на юг): Северо-Сибирскую, Сибирскую, Южно-Сибирскую и Северо-Казахстанскую. Три северные принадлежали к палеоумеренному поясу, Северо-Казахстанская — к палеосубтропическому. Северо-Сибирская зона охватывала современные арктические и субарктические районы Сибири. Климат палеоумеренный, гумидный, равномерно-влажный, теплый. По термическому режиму он был близок к современному субтропическому океаническому, но с несколько большими амплитудами сезонных колебаний. Среднегодовая температура составляла 13—14 °С при годовой амплитуде 10—12°. Зимой, по-видимому, устанавливался снеговой покров, в горах господствовали отрицательные температуры. Годовое количество осадков 1200—1400 мм, летний сезон более сухой (1—2 месяца). Химическое выветривание развивалось по подзолистому типу и проявлялось интенсивно.

Сибирская зона охватывала большую часть Западной (кроме арктических и южных районов) и Восточной Сибири за исключением ее северных областей. Климат палеоумеренный, гумидный, переменнo-влажный, теплый. По температуре и режиму влажности он был близок к современному средиземноморскому, но отличался несколько меньшими амплитудами сезонных колебаний. Среднегодовая температура составляла 14—16 °С, годовая амплитуда 10—12°. Нет никаких фактов, которые однозначно указывали бы на существование в этой зоне морозных зим. Годовое количество атмосферных осадков 1000—1200 мм, обособлялся летний сухой сезон продолжительностью 2—3 месяца. Тип химического выветривания — подзолистый, достаточно интенсивно проявившийся.

Южно-Сибирская зона охватывала юго-западные и южные районы Западной Сибири (к югу от линии Свердловск — Кемерово), юг Красноярского края, Иркутской и Читинской областей (см. рис. 20). Климат палеоумеренный, гумидный, переменнo-влажный, теплый, близкий к современному средиземноморскому, но, видимо, преимущественно безморозный. Среднегодовая температура была 15—16 °С, годовая амплитуда 8—10°. Годовое коли-

чество осадков 800—1000 мм, летний сухой сезон 3—4 месяца. Зима теплая, влажная, лето — сухое, жаркое. Химическое выветривание развивалось по подзолистому типу, но было ослабленным.

Северо-Казахстанская зона охватывала Северный и частично Центральный Казахстан. Климат палеосубтропический семиаридный, теплый, преимущественно безморозный. По температуре и режиму осадков он был близок к современному восточно-средиземноморскому, но с меньшей сезонной амплитудой. Среднегодовые температуры 18—20 °С, годовая амплитуда 8—10°. Годовое количество атмосферных осадков 600—800 мм. Летний сухой и жаркий сезон 4—6 месяцев, зима теплая влажная. Близкие температуры климата эоцена Центрального и Северного Казахстана (на основании изучения богатых палеогеновых флор) указывает В. С. Корнилова. Она же отмечает его сходство с современным средиземноморским. Процессы химического выветривания здесь были ослаблены, преобладал подзолистый тип с элементами аридного литогенеза.

В позднем эоцене — раннем олигоцене (время формирования тавдинского горизонта в Западной Сибири) произошло значительное похолодание, сопровождавшееся развитием на обширных пространствах Ангариды тепло-умеренной тургайской флоры (А. Н. Криштофович). Уже к концу эоценовой эпохи отмечается уменьшение содержания тропических растений и развитие хвойных семейства Pinaceae. Особенно отчетливо этот процесс зафиксирован в палинокомплексах нижнего олигодена. В составе раннеолигоденовой флоры уже весьма ощутимо присутствие представителей тургайской флоры семейств Juglandaceae (*Juglans*, *Pterocarya*), Tiliaceae, Ulmaceae, Fagaceae. Несколько увеличилось и количество хвойных. Отмечено появление пыльцы рода *Tzuga*. Все это наряду с исчезновением из спектров пыльцы Palmae и резким сокращением количества пыльцы других тропических и субтропических растений указывает, по-видимому, на существенное похолодание, вызвавшее соответствующие изменения во флоре. И только в самых южных районах Западно-Сибирской равнины и в Тургайском прогибе это похолодание почти не сказалось, на что указывает присутствие в спорово-пыльцевых спектрах из нижнего олигодена рассматриваемых районов большого количества пыльцы тропических и субтропических растений. В этих же комплексах присутствует пыльца ксерофитных хвойных рода *Ephedra*.

Значения $K_t=0,4$ и $K_r=1,3$, рассчитанные для палинокомплексов из верхнего эоцена—нижнего олигодена южных и центральных районов Западно-Сибирской равнины (примерно адекватных Южно-Сибирской и отчасти Сибирской зонам эоцена), указывают на существенное похолодание и увлажнение климата. В олигоцене тропические элементы почти полностью исчезают и во флорах Европы (А. Л. Тахтаджян). Такой ход эволюции древних климатов считается сейчас общепризнанным. К аналогичным выводам приводят и специализированные палеоклиматические исследова-

Типы зональных палеоклиматов Западной Сибири и их основные параметры (юра—неоком)

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температур (K_t) и влажности (K_r)
Ранняя — средняя юра	I. Западно-Сибирская	Терригенно-полимиктовая угленосная	Леса влажные хвойно-гинкговые с папоротниковым подлеском	$K_t=0,5$ $K_r=9,8$
Позднеюрская эпоха	Келловейский и оксфордский века	II. Северная Западно-Сибирская	То же	$K_t=0,7$ $K_r=8,3$
		I. Южная Западно-Сибирская	Редколесья из хвойных (в том числе ксерофитов), галерейные гинкгово-хвойные леса	$K_t=1,4$ $K_r=5,4$
	Кимериджский и волюжский века	II. Северная Западно-Сибирская	Черных битуминозных аргиллитов, терригенно-глауконитовая	Леса влажные гинкгово-хвойные с папоротниковым подлеском

Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
	Среднегодовая температура и годовая (амплитуда) ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков	
Подзолистый (интенсивный)	14—15 (4—6) тоар: 15—20	3000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому). Тоарский век. Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный очень теплый
То же	14—16 (4—6)	2800	То же	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
Красноземный	18—20 (4—5)	2400—2600	Летний сухой сезон 4—5 месяцев	Палеосубтропический. Семiarидный очень теплый
Подзолистый (интенсивный)	18—19 (4—6)	1800—2000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температур (K_t) и влажности (K_r)	
					Позднеюрская эпоха
Раннемеловая эпоха	Кимериджский и волюжский века	I. Южная Западно-Сибирская	Черных битуминозных аргиллитов, терригенно-известковая	Редколесья хвойных ксерофитов, местами полупустыня	$K_t=2,4$ $K_r=1,1$
	Берриасский и валанжинский века	II. Северная Западно-Сибирская	Черных битуминозных аргиллитов, терригенно-глауконитовая	Леса хвойные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,2$ $K_r=3,1$
		I. Южная Западно-Сибирская	Терригенно-известковая, терригенно-мезомиктовая пестроцветная	Редколесья хвойных ксерофитов, местами разреженные гинкгово-хвойные леса	$K_t=1,7$ $K_r=2,6$
		II. Северная Западно-Сибирская	Терригенно-мезомиктовая угленосная, терригенно-мезомиктовая (морская)	Леса хвойные, гинкгово-хвойные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,1$ $K_r=4,8$
Готеривский и барремский века	I. Южная Западно-Сибирская	Терригенно-мезомиктовая пестроцветная	Редколесья гинкгово-хвойные с ксерофитами. Галерейные леса	$K_t=1,7$ $K_r=4,0$	

Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
	Среднегодовая температура и годовая (амплитуда) ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков	
Красноземный	22—24 (4—9)	1000—1200	Летний сухой сезон 5—6 месяцев	Палеосубтропический. Семiarидный очень теплый
Подзолистый (интенсивный)	16—18 (4—6)	1800—2000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
Красноземный (интенсивный)	21—22 (4—5)	1600—1800	Летний сухой сезон 5—6 месяцев	Палеосубтропический. Семiarидный очень теплый
Подзолистый	16—17 (4—6)	2200—2400	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
Красноземный (интенсивный)	21—22 (4—5)	2000—2200	Летний сухой сезон 4—5 месяцев	Палеосубтропический. Семiarидный очень теплый

Типы зональных палеоклиматов Сибири и их основные параметры (апт—эоцен). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температуры (K_t) и влажности (K_r)	Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата	
						Среднегодовая температура и годовая амплитуда ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков		
Раннемеловая эпоха	Аптский и альбский века	III. Северо-Сибирская зона	Терригенно-мезомиктовая угленосная	Леса вечнозеленые влажные папоротниково-хвойные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,2$ $K_r=9,6$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (4—5)	3000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
		II. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная, терригенно-мезомиктовая слабоугленосная	Леса вечнозеленые влажные хвойно-папоротниковые с папоротниковым подлеском. Редколесья и редкостойные леса с ксерофитами	$K_t=1,7$ $K_r=7,6$	Красноземный (местами латеритный)	20—22 (3—5)	2600—2800	Летний сухой сезон 1—2 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменнo-влажный очень теплый (близкий современному тропическому океаническому — ослабленный тропический)
		I. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная	Редколесья вечнозеленые, местами с зарослями кустарников и травяным покровом из папоротников. Галерейные вечнозеленые влажные леса	$K_t=1,8$ $K_r=4,0$	То же	21—22 (3—4)	2000	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменнo-влажный очень теплый (близкий современному тропическому океаническому — ослабленный тропический)
Позднемеловая эпоха	Сеноманский и туронский века	II. Сибирская зона	Терригенно-мезомиктовая слабоугленосная, терригенно-олигомиктовая каолиновая	Леса папоротниково-хвойные влажные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,2$ $K_r=5,0$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (4—6)	2200—2400	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
		I. Северо-Казахстанская зона	Терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная	Редколесье лиственнично-хвойное вечнозеленое с ксерофитами. Леса галерейные	$K_t=1,5$ $K_r=2,3$	Красноземный (местами латеритный)	20—21 (4—5)	1400—1600	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменнo-влажный очень теплый (близкий современному субтропическому влажному)
	Ранний сенон	IV. Северо-Сибирская зона	Терригенно-олигомиктовая слабоугленосная, терригенно-мезомиктовая каолиновая	Леса влажные хвойные, лиственнично-хвойные с папоротниковым подлеском	$K_t=1,2$ $K_r=2,9$	Подзолистый (интенсивный)	16—18 (6—8)	1600—1800	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температуры (K_t) и влажности (K_r)	
Ранний сенон	III. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олигомиктовая каолиновая, терригенно-глауконитовая (морская)	Леса хвойно-лиственные светлые вечнозеленые, примесь ксерофитов	$K_t=1,3$ $K_r=1,4$	
	II. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олигомиктовая каолиновая, кремнистая (морская)	Леса хвойно-лиственные вечнозеленые, примесь ксерофитов	$K_t=1,3$ $K_r=1,0$	
	I. Северо-Казхстанская зона	То же	Редколесье хвойно-лиственное вечнозеленое с ксерофитами, заросли жестколистных кустарников	$K_t=1,6$ $K_r=0,6$	
Позднемеловая эпоха	Поздний сенон	IV. Северо-Сибирская зона	Леса хвойно-лиственные влажные преимущественно вечнозеленые (примесь листопадных)	$K_t=0,8$ $K_r=3,2$	
		III. Сибирская зона, северная подзона	Терригенно-олигомиктовая каолиновая, терригенно-глауконитовая (морская)	Леса хвойно-лиственные и лиственные светлые вечнозеленые (с листопадными)	$K_t=0,9$ $K_r=2,3$
		II. Сибирская зона, южная подзона	Терригенно-олигомиктовая каолиновая, карбонатно-глинистая (морская)	Леса хвойно-лиственные и лиственные светлые вечнозеленые (с листопадными, примесь ксерофитов)	$K_t=1,0$ $K_r=1,8$

Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
	Среднегодовая температура и годовая (амплитуда) ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков	
Подзолистый	18—19 (5—7)	1200—1400	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеоумеренный. Гумидный переменновлажный теплый (близкий современному средиземноморскому)
То же	18—20 (5—7)	1000—1200	Летний сухой сезон 3—4 месяца	То же
Красноземный (с элементами аридного)	20—21 (4—6)	800—1000	Летний сухой сезон 4—5 месяцев	Палеосубтропический. Гумидный переменновлажный очень теплый (близкий современному восточно-средиземноморскому)
Подзолистый (интенсивный)	14—15 (8—10)	1800—2000	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому)
То же	15—16 (6—8)	1400—1600	То же	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому влажному)
То же	16—17 (6—8)	1400—1600	Равномерный	То же

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температуры (K_t) и влажности (K_r)	
Позднемицеловая эпоха	Поздний сенон	I. Северо-Казхстанская зона	То же и пестроцветная кремнисто-гётит-каолиновая (оз. Зайсан)	Леса хвойно-лиственные вечнозеленые, заросли жестколистных кустарников	$K_t=1,4$ $K_r=1,5$
		III. Северо-Сибирская зона	Терригенно-олигомиктовая угленосная, терригенно-олигомиктовая каолиновая	Лиственно-хвойные преимущественно вечнозеленые леса (примесь листопадных)	$K_t=0,9$ $K_r=2,7$
Палеоценовая эпоха	II. Сибирская зона	Терригенно-олигомиктовая каолиновая, терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная	Хвойно-лиственные вечнозеленые леса, редколесья хвойно-лиственные, заросли жестколистных кустарников	$K_t=1,3$ $K_r=2,1$	
	I. Северо-Казхстанская зона	Терригенно-мезомиктовая пестроцветная, терригенно-олигомиктовая пестроцветная бокситоносная	Редколесья хвойно-лиственные, заросли жестколистных кустарников, влажные галерейные леса	$K_t=2,4$ $K_r=1,5$	
Эоценовая эпоха	IV. Северо-Сибирская зона	Терригенно-полимиктовая угленосная, терригенно-олигомиктовая угленосная	Хвойно-широколиственные листопадные леса с примесью вечнозеленых пород и ксерофитов	$K_t=0,7$ $K_r=1,3$	
	III. Сибирская зона	Кремнистая и терригенно-глауконитовая (морские)	Хвойно-широколиственные листопадные и вечнозеленые леса с жестколиственным кустарниковым подлеском	$K_t=0,8$ $K_r=1,0$	

Продолжение табл. 14

Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
	Среднегодовая температура и годовая (амплитуда) ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков	
Подзолистый	19—20 (5—7)	1200—1400	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменновлажный теплый (близкий современному средиземноморскому)
Подзолистый (интенсивный)	15—16 (6—8)	1600—1800	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
Красноземный (местами латеритный)	18—20 (6—8)	1400—1600	Летний сухой сезон 1—2 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменновлажный очень теплый (близкий современному тропическому океаническому — ослабленный тропический)
То же	22—24 (4—6)	1200—1400	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеосубтропический. Гумидный переменновлажный, очень теплый (близкий современному тропическому — ослабленный тропический)
Подзолистый (интенсивный)	12—14 (10—12)	1200—1400	Равномерный	Палеоумеренный. Гумидный равномерно-влажный теплый (близкий современному субтропическому океаническому)
То же	14—15 (10—12)	1000—1200	Летний сухой сезон 2—3 месяца	Палеоумеренный. Гумидный переменновлажный теплый (близкий современному средиземноморскому)

Возраст	Климатические зоны и подзоны	Основные типы геологических формаций	Господствующий тип растительности	Индекс температуры (K_t и влажности (K_r))
Эоценовая эпоха	II. Южно-Сибирская зона	Кремнистая и терригенно-глауконитовая (морские)	Хвойно-широколиственные вечнозеленые и листопадные леса с жестколистным кустарниковым подлеском. Сухие вечнозеленые жестколистные леса	$K_t=0,9$ $K_r=0,8$
	I. Северо-Казхастанская зона	Терригенно-глауконитовая (морская), терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная (оз. Зайсан)	Лесостепи сухие, маквисы, леса редкостойные сухие лиственно-хвойные, леса галерейные влажные хвойно-лиственные	$K_t=1,2$ $K_r=0,6$

ния как в планетарном масштабе (К. Брукс, М. Шварцбах, Н. М. Страхов), так и в провинциальном (В. М. Синицын, Н. А. Ясаманов) и в региональном [22, 23].

Из приведенных выше материалов очевидно, что эоценовый глобальный климатический оптимум, устанавливаемый по ископаемым флорам палеогена и неогена Европы, Восточной Азии и Северной Америки (А. Н. Криштофович, М. А. Ахметьев, Е. Рейд, Д. Аксельрод, Е. Баргхорн, Е. Дорф, Ю. Чатенев и др.), по составу арктической флоры высоких широт (Арктическая Канада, Гренландия, Шпицберген и др.), а также по составу листовых флор и палинокомплексов Аляски и Северо-Востока СССР (И. А. Кулькова, Л. И. Фатьянова, Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, Ю. Вольф), фиксируемый крупнейшим термическим максимумом в данных палеотермометрии для континентов и донных осадков Мирового океана (С. Савин, Б. Бухардт, К. Верно-Гразини), в Сибири не проявился. Причина этого может быть только одна — охлаждающее и иссушающее влияние прохладных вод эоценового Западно-Сибирского моря [22]. В Сибири эоценовая эпоха ознаменовалась становлением климата кайнозойского типа с его сравнительно низкими температурами и большей контрастностью по широтам, значительными амплитудами сезонных и суточных колебаний температур и наличием морозных зим в высоких и средних широтах.

В табл. 13, 14 приведены типы и основные характеристики зональных палеоклиматов мезозоя и палеогена Сибири, реконструированные на основе анализа и интеграции данных о составе и

Господствующий тип химического выветривания	Основные параметры палеоклимата			Тип палеоклимата
	Среднегодовая температура и годовая (амплитуда) ($^{\circ}\text{C}$)	Годовая сумма осадков (мм)	Режим осадков	
Подзолистый (ослабленный)	15—16 (8—10)	800—1000	Летний сухой сезон 3—4 месяца	Палеоумеренный. Гумидный переменновлажный теплый (близкий современному средиземноморскому)
Подзолистый (ослабленный с элементом аридного)	16—18 (8—10)	600—800	Летний сухой сезон 4—6 месяцев	Палеосубтропический. Семиаридный теплый (близкий современному восточно-средиземноморскому)

размещении геологических формаций, частных индикаторов палеоклимата и палинологических материалов. Значения температур и влажности палеоклиматов рассчитаны в них через шаг изменений коэффициентов термофильности и гигрофильности (с учетом данных палеотермометрии и некоторых показателей из числа частных индикаторов палеоклимата). Величины температур (и влажности), пропорциональные этому шагу, подобраны эмпирически таким образом, чтобы во всех случаях при переходе из одной зоны в смежные на всех картах они оставались постоянными, а применение их всегда удовлетворяло имеющимся индикаторам.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССОЗДАНИЯ ИНТРАЗОНАЛЬНЫХ ПАЛЕОКЛИМАТОВ СИБИРИ В АПТЕ — ЭОЦЕНЕ

На палеоклиматических схемах (см. рис. 15—20) отражена реконструкция интерзональных (местных) палеоклиматов Сибири от апта до эоцена включительно, выполненная на основе анализа взаимодействия палеогеографических обстановок и атмосферы [22]. Состояние атмосферы определялось при этом исходя из самых общих закономерностей формирования и циркуляции воздушных масс.

Для решения поставленной задачи на палеоклиматических схемах апт — альба, сеноман — турона, раннего и позднего сено-

на, палеоценовой и эоценовой эпох изображены: 1) палеогеографические обстановки (распределение суши и моря); 2) палеорельеф суши, 3) направления и характер морских течений, 4) границы палеоклиматических поясов, зон, подзон и соответствующих им фитохорий, 5) палеошироты (по палеомагнитным данным). Необходимые сведения заимствованы из следующих источников: «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (1968 г.), серии монографий по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока («Северо-Восток СССР», 1964 г.; «Алтае-Саянская горная область», 1969 г.; «Западно-Сибирская равнина», 1970 г.; «Плоскогорья и низменности Восточной Сибири», 1971 г.) и из монографии [23]. Располагая этими исходными данными, оказалось возможным реконструировать для рассматриваемых отрезков геологического времени положение пояса субтропических барических максимумов, поясов господствующих ветров, а затем и интерзональные палеоклиматы.

Основные предпосылки реконструкций интерзональных климатических проявлений геологического прошлого сводятся к следующему. Еще А. Гумбольдт указывал, что климат — это специфическое свойство атмосферы, возникшее, однако, только в результате взаимодействия атмосферы, суши и моря [10]. Современные климатологи под климатом также понимают закономерную последовательность метеорологических процессов, определяемую комплексом географических условий и выражающуюся в многолетнем режиме погоды, наблюдающемся в данной местности (Б. П. Алисов и др.). Следовательно, реконструкция палеоклиматов тех или иных участков земной поверхности, т. е. интразональных климатических проявлений, возможна только на основе выяснения взаимодействия целого ряда факторов географической среды, важнейшими из которых являются: состояние атмосферы (температура, влажность воздушных масс и основные направления их перемещений), характер рельефа суши с ее растительным покровом и другими проявлениями географической обстановки, а также взаимоотношение суши и моря и состояние морских водных масс.

Воссоздание географических обстановок на суше и в море для геологического прошлого является предметом палеогеографических исследований. Геологам хорошо известны методы этих построений, а также степень достоверности палеогеографических реконструкций. Реконструкции же состояния атмосферы в геологическом прошлом в палеогеографических исследованиях, как правило, не применяются, а методика их еще не разработана. Можно указать лишь на попытки определять направления ветров по ориентировке скульптуры волновой ряби, дюн и т. п. Морские бассейны обычно априорно и нередко ошибочно рассматриваются как факторы, смягчающие климат побережий, характер морских течений при этом не учитывается вовсе. Зачастую «не участвует» в палеоклиматических построениях и палеорельеф суши. Это и понятно: не располагая сведениями о направлении господствующих ветров, геолог не может достоверно определить влияние большинства

факторов географической среды на формирование погодных условий той или иной местности.

Естественно, возникает вопрос, а возможны ли вообще достоверные определения господствующих ветров для достаточно отдаленного геологического прошлого? На это следует ответить утвердительно. Во многих случаях при наличии определенных предпосылок такие реконструкции возможны, причем опираются они на учение о воздушных массах и общие закономерности их формирования и циркуляции в атмосфере нынешнего состояния планеты (С. В. Калесник, Б. П. Алисов, С. П. Хромов и др.). Правомочность актуалистического подхода в этом случае определяется наличием и сохранением следующих основных предпосылок: 1) климат в рассматриваемый отрезок геологического времени должен оставаться солярным, т. е. определяться солнечной инсоляцией, 2) величина солнечной радиации должна быть примерно такой же, как и в наши дни, 3) фигура Земли не должна претерпевать существенных изменений, 4) направление вращения Земли сохраняется то же, что и в настоящее время, 5) географическая оболочка Земли должна быть того же качества, что и ныне, т. е. только в том смысле, что и в геологическом прошлом на Земле имелись атмосфера и гидросфера, суша и море, горы и равнины, леса и пустыни и т. п. Из пяти этих предпосылок только вторая требует некоторых пояснений (остальные могут быть приняты безоговорочно).

Современные астрономы утверждают, что наша звезда — Солнце пребывает в состоянии «желтого карлика» уже по крайней мере 5 млрд. лет. При этом интенсивность ее излучения отличается известной постоянностью. Л. И. Сверлова и С. Ланг, ссылаясь на вычисления ряда зарубежных исследователей, указывают, что долгопериодические колебания солнечной постоянной, а именно они представляют для нас наибольший интерес, не могли превышать 10 % (скорее они были не более 2 %), что могло вызвать повышение или понижение температуры Земли на 6 °С. Непосредственные же измерения дают еще меньшую величину — 0,3 % (с 1925 по 1950 гг.). В том и другом случае можно, следовательно, констатировать сохранение условий и этой предпосылки. Итак, по крайней мере в фанерозое, на Земле существовали более холодные околополюсные области и жаркая экваториальная, т. е. всегда имела место климатическая зональность. Положение зон относительно современной градусной сетки, их ширина и контрастность климатов высоких и низких широт могли быть и, как установлено, были различными в зависимости от расположения полюсов и угла наклона эклиптики, но климатическая зональность как таковая существовала всегда (Л. С. Берг, П. П. Предтеченский, Ю. М. Шейнманн, М. И. Будыко, Г. С. Голлицын, А. С. Монин, Ю. А. Шишков). При этом поражает удивительное сходство географических условий современных тропиков и их древних аналогов, что находит свое отражение в консервативности палеотропического царства, где и ныне обитают самые

древние представители растительного мира Земли. По-видимому, климатические условия палеотропиков были примерно такими же, как в современных тропиках. Умеренный пояс, как и теперь, был более прохладным, а климаты высоких широт в той или иной мере холодными.

По данным П. П. Предтеченского, в рассматриваемый промежуток геологического времени, с раннего мела по палеоцен включительно, на Земле существовал II тип климатической зональности, когда наиболее широкая экваториально-тропическая зона простиралась примерно до 35—40° с. ш.; севернее располагались более широкая, чем ныне, субтропическая (зона притропических барических максимумов) и теплая полярная зоны. С эоцена сложился III тип климатической зональности: сузилась тропическая зона, сместилась к югу субтропическая, возникла сравнительно узкая умеренная и несколько расширилась полярная зона. Эта модель очень правильно отражает эволюцию климатической зональности и изменения типов климата в мезозое и палеогене. Она, кстати, очень хорошо согласуется с выводами о палеоклиматах Сибири [22, 23]. Модель П. П. Предтеченского интересна еще и тем, что основана не только на геологических данных, но и на общих закономерностях циркуляции атмосферы и учитывает существование пояса притропических барических максимумов как постоянный фактор состояния атмосферы и в геологическом прошлом. При воссоздании интерзональных палеоклиматов Сибири помимо пяти указанных выше предпосылок также учитывалось существование пояса субтропических барических максимумов — закономерного следствия климатической зональности Земли.

Таким образом, определение направления господствующих ветров сводилось к определению положения северной границы субтропического пояса на исследуемой и смежных территориях, а следовательно, и пояса барических максимумов (летом он располагается у северной границы субтропиков, зимой смещается к их середине). Как известно, в Северном полушарии от пояса субтропических барических максимумов происходит отток теплых воздушных масс к северу. Вследствие вращения Земли воздушный поток отклоняется к востоку — возникает пояс ветров юго-западного переноса. Ширина этого пояса составляет сейчас около 10—12°. При II типе климатической зональности он должен быть шире (15—20°). Севернее (примерно между 50 и 65° с. ш.) располагается сейчас и существовал в геологическом прошлом пояс ветров западного переноса, а еще севернее, у Полярного круга, — пояс господства восточных ветров. С соответствующими поправками на большую ширину палеоклиматических зон и на изменения положения географических полюсов на палеоклиматических схемах Сибири (см. рис. 15—20) показаны: положение северной границы пояса субтропических барических максимумов, а также обозначены пояса ветров юго-западного, западного и восточного переноса. Для Восточного Забайкалья и крайнего северо-востока

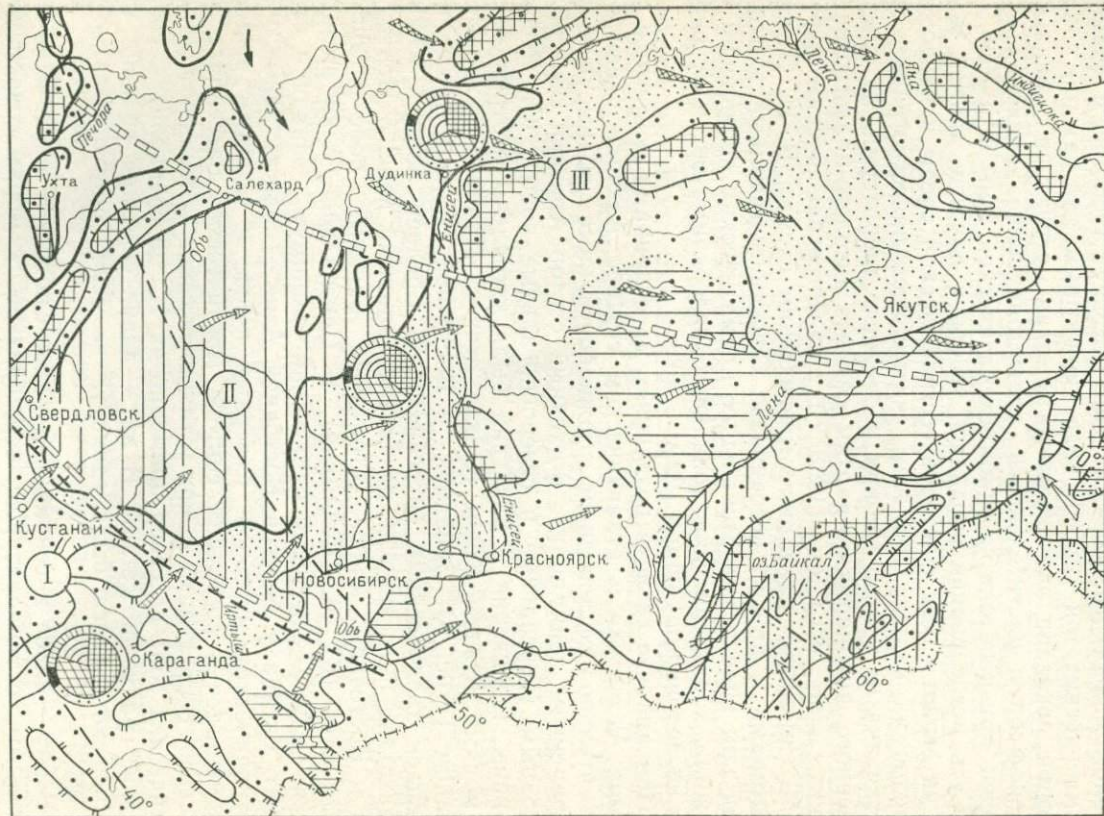
Сибири показана предполагаемая зона влияния восточных муссонов.

























На палеоклиматических схемах изображены также палеогеографические обстановки — расположение суши и морских бассейнов. На море показаны теплые и холодные течения, на суше — палеорельеф в градациях, указанных в легенде (см. рис. 20). Для расчета перемещений палеоширот на схемах нанесены также палеошироты, вычисленные по палеомагнитным данным («Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1968 г.), и границы климатических зон [22]. В виде циркуграмм для каждой климатохории показана эколого-климатическая структура зональных типов флор и растительности, иллюстрирующие изменения в их составе при переходе из одной климатической зоны в другую.

Суть исследования сводилась теперь к анализу данной модели, интеграции всех факторов географической среды и нанесению выводов на карты. При этом учитывалась палеогеографическая обстановка не только Сибири и смежных территорий, но и всего Северного полушария по картам «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1968 г.), палеогеографическим картам В. М. Сииницына, палеозоогеографическим схемам В. Н. Сакса с соавторами и другим источникам. Основополагающими материалами при оценке интразональных климатических проявлений послужили характеристики зональных палеоклиматов, полученные при исследовании Сибири [22].

При анализе свойств воздушных масс принималось, что в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики океан был относительно тепловодным (южнобореальные водные массы в современном понимании). Восточный сектор Арктики был более холодным (бореальные и северобореальные воды). Юг Русской равнины, Прикаспий и Закаспий были затоплены субтропическими морями, Южный Крым, Кавказ, отчасти Памир — тропическим океаном Тетис. Юг Западной и Восточной Европы также был затоплен тропическими бассейнами. В Средней Азии и Южном Казахстане пульсирующе развивался аридный пояс, в Центральной и Восточной Азии — устойчивый аридный пояс в глубине континента (Ю. М. Шейнманн). В Центральной Азии располагался, видимо, азиатский барический минимум, западная часть Тихого океана у берегов Восточной Азии — область зарождения субтропических муссонов. Северный полюс с течением времени перемещался в восточном секторе Арктического бассейна с юга на север. В пределах Сибири установлен сдвиг палеоширот (и климатических зон) на север примерно на 15° по сравнению с современной градусной сеткой. В апт — альбе северная граница субтропического пояса была сдвинута на север приблизительно на $20-25^\circ$.

В апт — альбе и сеномане Западно-Сибирское море было тепловодным с температурой вод, близкой к морям современных субтропиков. В туронском веке северо-западная его часть стала более холодноводной под влиянием холодного морского течения



- | | | | |
|---|----|---|----|
|  | 1 |  | 15 |
|  | 2 |  | 16 |
|  | 3 |  | 17 |
|  | 4 |  | 18 |
|  | 5 |  | 19 |
|  | 6 |  | 20 |
|  | 7 |  | 21 |
|  | 8 |  | 22 |
|  | 9 |  | 23 |
|  | 10 |  | 24 |
|  | 11 |  | 25 |
|  | 12 |  | 26 |
|  | 13 |  | 27 |
|  | 14 |  | 28 |

из восточного сектора Арктического бассейна. В раннем сенеоне происходит вторжение холодных арктических вод, Западно-Сибирское море становится относительно холодноводным; в позднем сенеоне — вторжение через Тургайский пролив субтропических морских вод, холодные воды локализуются в северо-западной части Западно-Сибирского моря. Примерно та же ситуация сохранилась и в палеоцене. Эоцен ознаменовался новым вторжением холодных арктических вод и возникновением относительно холодноводного моря в Западной Сибири.

Изменения режима вод Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна очень сильно сказались на палеоклиматах Сибири: тепловодные бассейны обусловили значительное смягчение и увлажнение климата Западной и западных районов Восточной Сибири (апт — турон, палеоцен), холодноводные — способствовали аридизации климата (ранний сенон, эоцен). Это происходило потому, что водяной пар над теплыми течениями, приходя из мест более теплых в более холодные, охлаждался и конденсировался. Холодные течения, напротив, идут из холодных в теплые области, и приносимый с ними водяной пар не конденсируется (так как, нагреваясь, он удаляется от насыщения). Это обычное явление — на берегах материков, омываемых холодными течениями, осадков чрезвычайно мало (Калифорния, Атакама). Следует отметить, что климаты Сибири с аптского века до эоцена включительно, в соответствии с классификацией Б. П. Алисова, должны рассматриваться как палеоумеренные западных побережий материков (для Западной и отчасти Восточной Сибири) и палеоумеренные континентальные для Восточной Сибири, для Казахстана — как палеосубтропические западных побережий. Представления В. В. Лаврова, В. С. Корниловой, З. К. Пономаренко и других исследователей, определяющих меловые и палеогеновые климаты Южной Сибири и Казахстана как муссонные, являются, по-видимому, ошибочными. В соответствии с актуалистической моделью роль палеорельефа в формировании интразональных климатов не требует дополнительных пояснений.

Завершая рассмотрение методической стороны проблемы, необходимо подчеркнуть, что детальность и достоверность воссозда-

Рис. 15. Палеоклиматическая схема Сибири (апт—альб). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
 1 — граница суши и моря; 2 — равнина низменная аккумулятивная; 3 — равнина низменная денудационная; 4—7 — контуры (4 — плато, холмгорья, 5 — низкогорья, 6 — гор средних и высоких, 7 — впадин); 8 — палеошироты по палеомагнитным данным; 9 — морские течения теплые; 10 — то же, холодные; 11—15 — пояса господствующих ветров (11 — северная граница пояса субтропических барических максимумов, 12 — ветров юго-западного переноса, 13 — то же, западного переноса, 14 — то же, восточного переноса, 15 — юго-восточных муссонов); 16—17 — границы климатических поясов, зон и соответствующих фитохорий (16 — палеосубтропического и палеоумеренного поясов, 17 — палеоклиматических зон и соответствующих фитохорий); 18—23 — основные эколого-климатические группировки зонального флористического комплекса [18 — преимущественно тропические, 19 — то же, субтропические, 20 — то же, умеренные, 21 — влаголюбивые (гигромезофильные), 22 — сухоустойчивые (ксерофильные), 23 — влажных и сухих местообитаний (зврифильные)]; 24—28 — зональные и интразональные (местные) климаты: 24 — климатические зоны (название зоны и характеристика зонального климата см. табл. 13 и 14), 25 — область повышенного увлажнения, 26 — участки избыточного увлажнения на наветренных склонах возвышенностей, 27 — внутриматериковая область континентального климата, 28 — участки скудного увлажнения

ния интразональных климатических проявлений всецело определяется достоверностью и детальностью палеогеографических реконструкций. Особенно здесь важна роль палеогеоморфологических реконструкций, а это как раз и является слабым местом в палеогеографических исследованиях. Отсюда следует, что изображенные на палеоклиматических схемах (рис. 15—20) интразональные климатические обстановки достоверны в той мере, в какой достоверна их палеогеографическая (особенно палеогеоморфологическая) основа.

На основании изложенной методики на палеоклиматических схемах удалось изобразить следующие интразональные палеоклиматические проявления: 1) области повышенного увлажнения (по сравнению с соответствующей характеристикой зонального климата), 2) переувлажненные участки на наветренных склонах гор и возвышенностей, 3) внутриматериковые области с более континентальным климатом, 4) участки с сухим климатом заветренных склонов и межгорных впадин.

Палеоклиматические схемы иллюстрируют и объясняют особенности размещения геологических формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Коснемся лишь некоторых из них. На схеме апт — альба (см. рис. 15) в поясе ветров юго-западного переноса благоприятные климатические условия для бокситообразования (жаркий переменновлажный зональный климат) были в Северном Казахстане, на восточном склоне Урала, обширных площадях Сибирской платформы, а также на севере Алтае-Саянской области. На Западно-Сибирской плите он был, видимо, постоянно влажным и способствовал угленакоплению (сероцветная терригенно-мезомиктовая угленосная формация). В условиях теплого и влажного зонального климата сеномана и турона на суше (рис. 16) существовали районы с избыточным увлажнением, область развития пестроцветной бокситоносной формации сохраняется в Казахстане, участки сухого климата были только в межгорных впадинах. В раннем сеноне (рис. 17) под влиянием прохладных вод Западно-Сибирского моря расширяется область с континентальным климатом. Участки избыточного увлажнения сохраняются на наветренных склонах гор. Картина существенно меняется в позднем сеноне (рис. 18). В палеоцене вновь расширяются площади с климатическими условиями, благоприятными для бокситообразования (Казахстан, юг Западной Сибири, юго-западные районы Сибирской платформы и др.) (рис. 19). В эоцене же Северный Казахстан оказался в зоне скудного увлажнения, в Восточной Сибири расширилась область внутриматерикового континентального климата (рис. 20).

Под влиянием теплых и влажных воздушных масс в поясе ветров восточного переноса и юго-восточных муссонов на северо-востоке Сибири и Дальнем Востоке постоянно существовал теплый и влажный палеоклимат, способствующий угленакоплению; сухой климат мог быть только в межгорных впадинах.

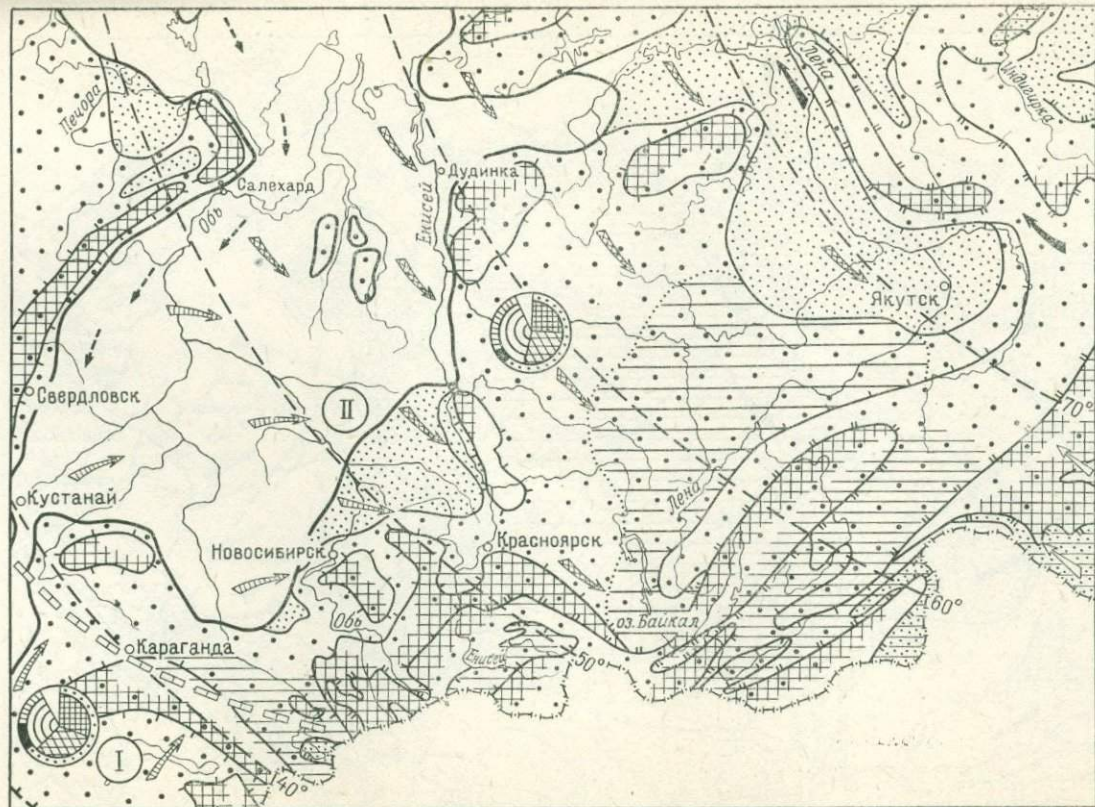


Рис. 16. Палеоклиматическая схема Сибири (сеноман-турон). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)

Условные обозначения см. рис. 15

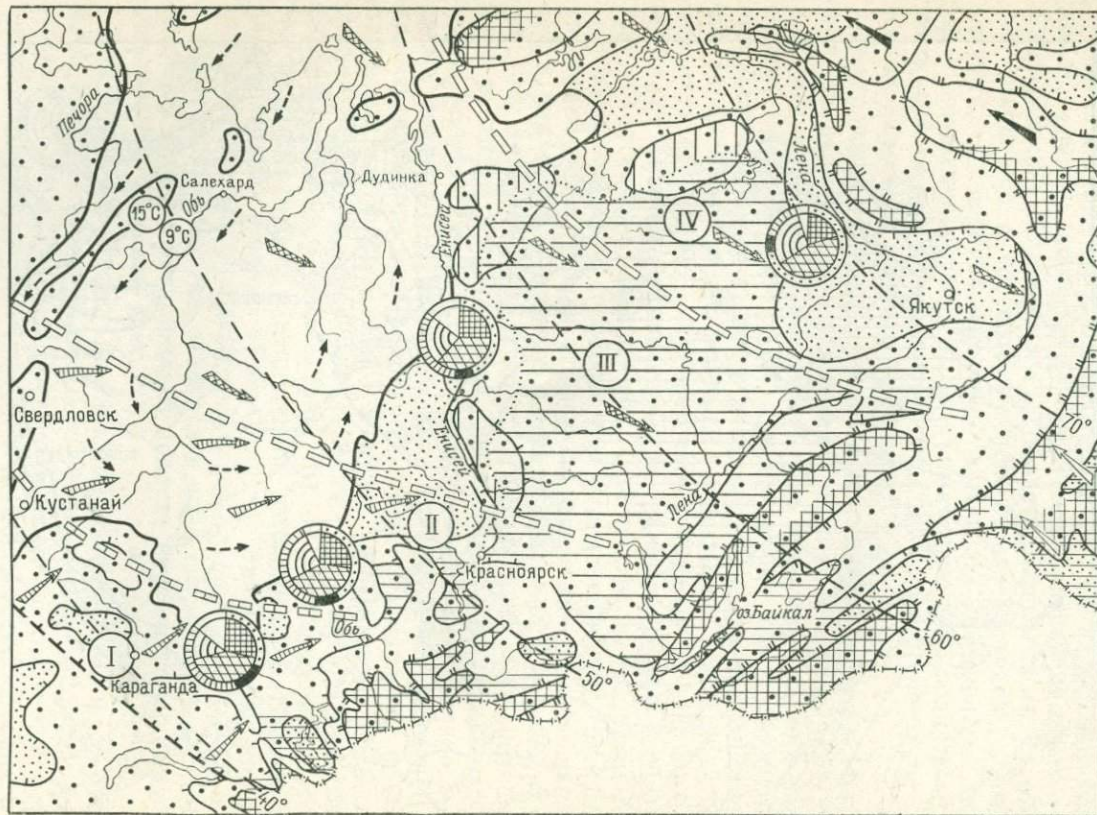


Рис. 17. Палеоклиматическая схема Сибири (ранний сенон). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
Условные обозначения см. рис. 15

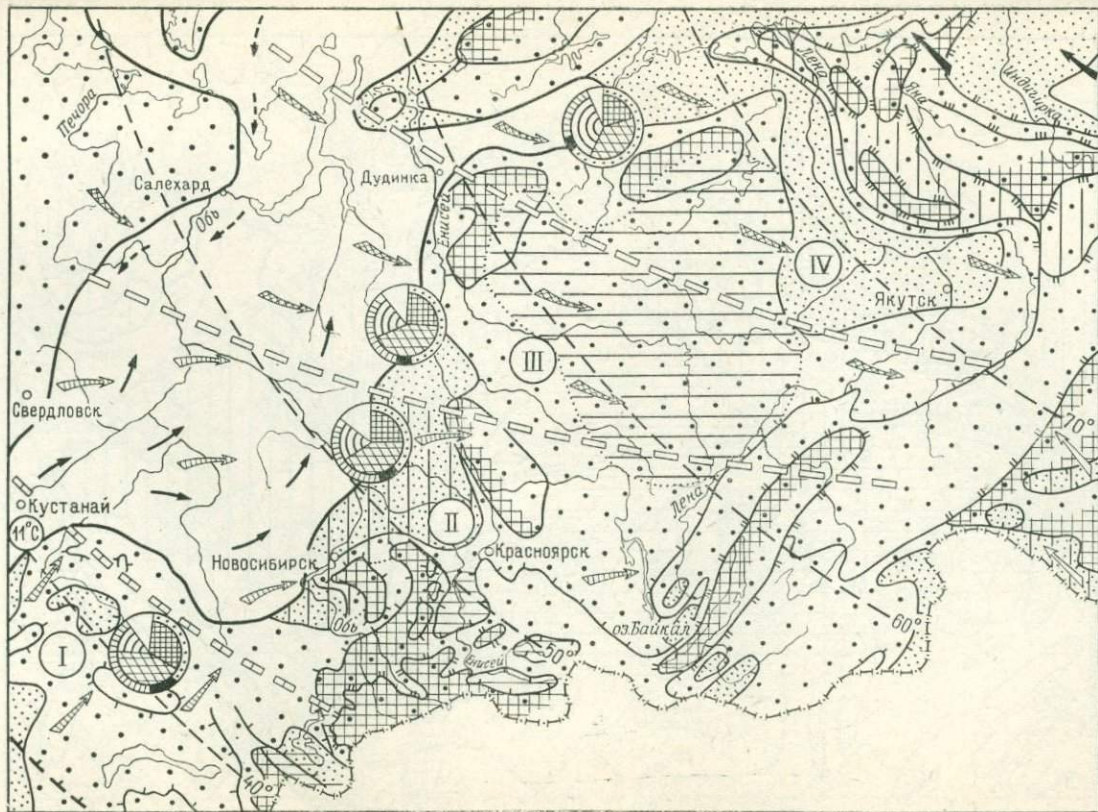


Рис. 18. Палеоклиматическая схема Сибири (поздний сенон). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
Условные обозначения см. рис. 15

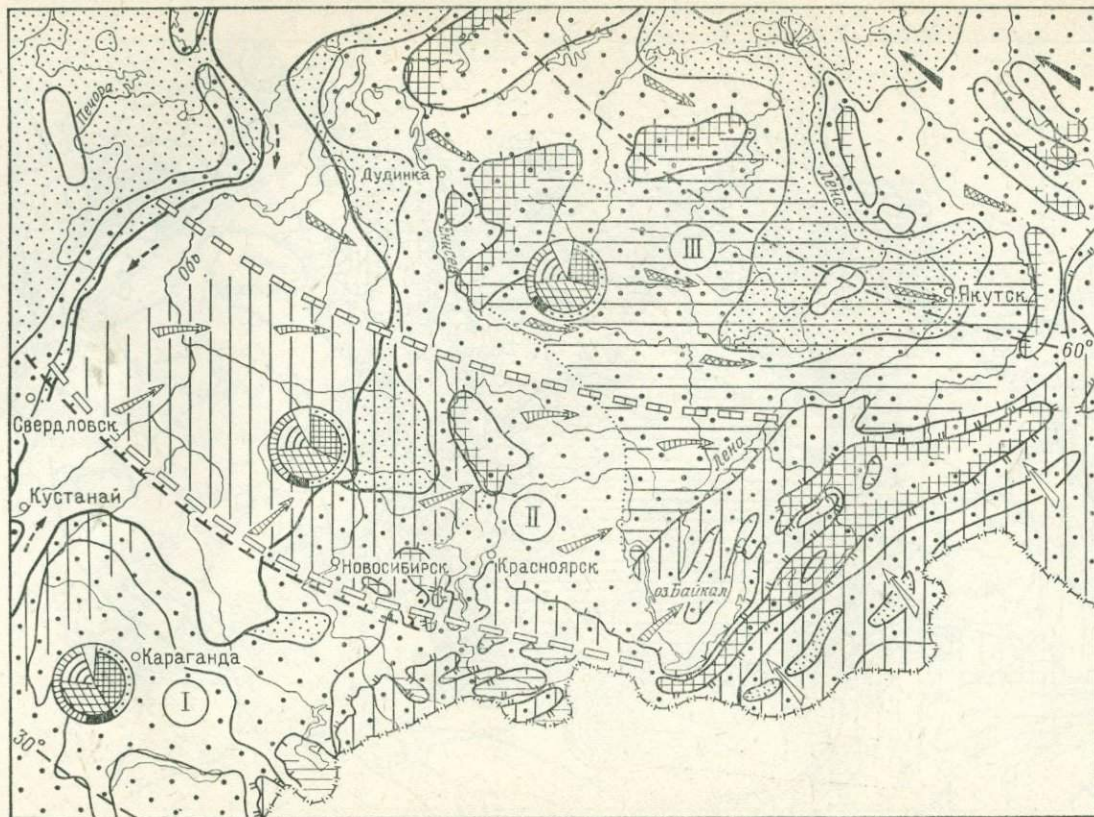


Рис. 19. Палеоклиматическая схема Сибири (палеоцен). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
Условные обозначения см. рис. 15

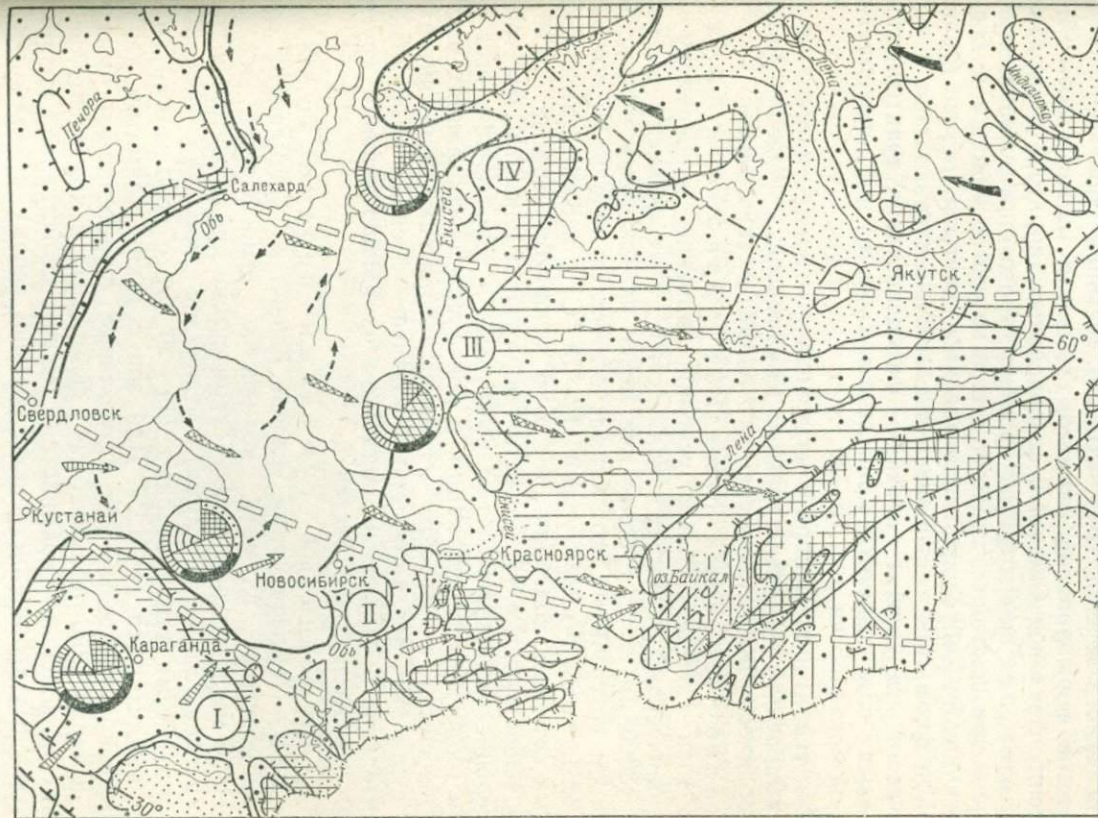


Рис. 20. Палеоклиматическая схема Сибири (эоцен). По А. В. Гольберту и др. (1977 г.)
 Условные обозначения см. рис. 15

ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА СИБИРИ В МЕЗОЗОЕ И ПАЛЕОГЕНЕ И ПРИЧИНЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЙ

Палеоклимат Сибири и главные черты его эволюции

Высказывавшиеся ранее представления о существовании в мезозое и палеогене Сибири субширотной климатической зональности подтверждены проведенными исследованиями. Климатические зоны отличались термическим режимом и характером распределения осадков в течение года. Под воздействием общепланетарных процессов формирования климатов Земли, а также палеогеографических факторов Сибири и сопредельных территорий они занимали в тот или иной отрезок времени строго определенное положение и при некотором сходстве типов климатов никогда не были идентичны. Это обусловило определенные черты в составе горных пород и формаций, своеобразии систематического состава и экологической структуры древних фитоценозов. Характеристика зональных палеоклиматов приведена в табл. 13 и 14, расположение зон показано на рис. 15—20.

Для территории Сибири в изученных геохронологических уровнях выделены следующие типы палеоклиматов в пределах палеосубтропического и палеоумеренного климатических поясов:

Палеоумеренный гумидный равномерно-влажный тип — температурные условия, близкие к современному субтропическому климату, количество атмосферных осадков 1200—3000 мм в год с более или менее равномерным их распределением по сезонам. Этот климат отличался довольно высокими среднегодовыми температурами (12—18 °С) с небольшими амплитудами сезонных колебаний (от 4—6° в юрском периоде, до 10—12° в эоценовую эпоху). Зонам с таким типом климата свойственны сероцветные терригенно-полимиктовые и терригенно-олигомиктовые геологические формации, в континентальных фациях высокоугленосные, в морских — типична терригенно-глауконитовая. Для суши этих зон характерно развитие лесной мезофильной растительности с пышным подлеском из папоротников и других тепло- и влаголюбивых растений.

Палеоумеренный гумидный переменнo-влажный тип — температурные условия близки к современному средиземноморскому климату, количество атмосферных осадков 800—1400 мм в год при летнем сухом сезоне продолжительностью 2—4 месяца. Этот тип климата отличался довольно высокими среднегодовыми температурами (14—20 °С) с небольшими годовыми амплитудами (5—12°). Для зон с таким климатом характерны слабоугленосные или безугольные терригенно-олигомиктовые и терригенно-мезомиктовые формации в континентальных фациях, в морских — кремнистая. Суше свойственно развитие вечнозеленых хвойно-лиственных (ранний сенон) и хвойно-широколиственных листопадных (эоцен) светлых сухих лесов.

Палеосубтропический гумидный переменновлажный тип — по термическому режиму в одних случаях (апт — альб, палеоцен) был близок к современному тропическому, но с несколько меньшими среднегодовыми температурами (В. М. Синицын называет такой тип климата ослабленным тропическим, или квазитропическим), в других (сеноман, турон, сенон) — современному субтропическому, но с более высокими среднегодовыми температурами. Режим влажности характеризовался 800—2800 мм осадков в году при наличии летнего сухого сезона продолжительностью от 1 до 5 месяцев; среднегодовые температуры колебались от 18 до 24° с сезонными амплитудами 3—7°. При этом климате в апт — альбе, палеоцене, а в Северном Казахстане и сеноман — туроне, формировались пестроцветные бокситоносные, а также терригенно-олигомиктовые формации; типична и терригенно-мезомиктовая слабоугленосная формация. На денудационных равнинах господствовали сухие хвойно-лиственные леса и редколесья из хвойных и жестколистных вечнозеленых растений; в долинах рек произрастали галерейные леса и заросли папоротников, на озерно-аллювиальных низменностях — влажные леса с папоротниками в подлеске.

Палеосубтропический семиаридный тип характеризовался относительно высокими среднегодовыми температурами (18—24 °С) с очень небольшими (4—5°) сезонными изменениями в юре и неокоме и более низкими среднегодовыми температурами при больших сезонных амплитудах (16—18°, годовая амплитуда 8—10°) в эоцене. Количество атмосферных осадков в юре и неокоме было достаточно высоким: от 1000 до 2500 мм/год при продолжительности летнего сухого сезона 4—6 месяцев, а в эоцене всего 600—800 мм с сухим летним сезоном также до 4—6 месяцев. По термическому режиму этот тип климата в юре и неокоме был близок к климату современных жарких субтропиков, а в эоцене почти аналогичным восточно-средиземноморскому. В зонах этого палеоклимата в континентальных фациях формировались терригенно-полимиктовая пестроцветная, терригенно-мезомиктовая пестроцветная и терригенно-полимиктовая красноцветная гипсоносная формации, в морских — терригенно-известковая и формация черных битуминозных аргиллитов. Растительность на денудационных равнинах была представлена ксерофильными хвойными редколесьями (поздняя юра — баррем), в эоцене — лесостепями, маквисами, сухими лиственно-хвойными лесами. На аккумулятивных равнинах преобладали ландшафты саванного типа с галерейными папоротниково-цикадофито-хвойно-гинкговыми (юра — баррем) и хвойно-лиственными (эоцен) лесами.

Зоны с палеоумеренным равномерно-влажным типом палеоклимата закономерно располагались в высоких широтах Сибири, расширялись к югу в этапы похолодания и увлажнения климата. Крайний север Западной и Восточной Сибири с начала юрского периода постоянно характеризовался именно этим типом палеоклимата, что отразилось в консервативности северо-сибирских

ископаемых флор и палинокомплексов. Зоны с палеосубтропическим семиаридным и переменнo-влажным типами палеоклимата занимали низкие и средние широты Сибири, а также Казахстан, располагаясь между палеоумеренным поясом на севере Сибири и палеотропическим аридным поясом Средней Азии. На юге палеоумеренного пояса временами (ранний сенон, эоцен) возникали зоны с палеоумеренным переменнo-влажным типом палеоклимата.

Отражая потепление или похолодание, увлажнение или аридизацию, граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов и соответствующие климатические зоны закономерно перемещались в пространстве. Так, в ранне-среднеюрское время на всей территории Сибири господствовали условия постоянно- и высоко-влажного умеренно теплого климата. Сообразно этому вся Сибирь располагалась в пределах палеоумеренного пояса с относительно теплым равномерно-влажным климатом. По составу флор и палинокомплексов (Ю. В. Тесленко, В. И. Ильина, В. А. Вахрамеев, В. Т. Ковальская и др.) и данным палеотермометрии в раннем тоаре Сибири устанавливается первый с начала юры термический максимум. В конце поздней юры (кимериджский и волжский века) по продвижению на север границы палеосубтропического пояса и появлению на юге зоны семиаридного климата фиксируется крупнейший термический и аридный максимум в развитии палеоклиматов Сибири и, видимо, Земли в целом. В неокое место расположение климатических зон не изменилось, но по структуре древних фитоценозов устанавливается медленное и постепенное смягчение аридности, сопровождавшееся некоторым понижением среднегодовых температур.

По максимальному смещению на север (вплоть до 67° с. ш. на северо-западе Сибири) границы палеосубтропического пояса, в апт — альбе устанавливается новый крупный термический максимум (соответствует альбскому максимуму в мировых данных изотопной палеотермометрии; для Сибири время его не может быть определено точнее чем апт — альб). Потепление климата в этом случае, однако, не сопровождалось аридизацией, а напротив, ознаменовалось дальнейшим увлажнением климата. Вследствие этого место позднеюрского-неокомских семиаридных зон заняли широкие зоны палеосубтропического переменнo-влажного климата.

Начало позднемеловой эпохи (сеноманский и туронский века) ознаменовалось существенным похолоданием и увлажнением климата, что фиксируется сильным (до 15°) смещением на юг границы климатических поясов. Практически вся территория Сибири, как и в средней юре, оказалась в палеоумеренном поясе — в зоне гумидного равномерно-влажного климата. Сеноманский климатический пессимум четко устанавливается и по флорам Северо-Восточной Азии (В. А. Самылина, В. А. Красилов, Е. Л. Лебедев и др.). Ранний сенон в Сибири, несмотря на охлаждающее влияние прохладных морских вод обширной трансгрессии на Западно-Сибирской плите, отражая глобальное потепление климата с максимумом в сантоне (или коньяк — сантоне), охарактеризовался

сравнительно небольшим потеплением климата (граница палеоумеренного и палеосубтропического поясов сдвигается к северу на 1—2°). Климат раннего сенона ознаменовался также существенной континентализацией: усилением дифференциации по широтам, возрастанием амплитуд сезонных изменений температур и общим сокращением атмосферных осадков во всех зонах. Видимо, это было первое проявление грядущих кайнозойских климатов Земли. Действительно, в это время число климатических зон в Сибири и Северном Казахстане удвоилось, сезонные температурные амплитуды возросли примерно в 1,5 раза, а количество атмосферных осадков уменьшилось почти в два раза. В средних и низких широтах Сибири в это время возникли климатические зоны палеоумеренного переменного-влажного климата с летним сухим сезоном продолжительностью 2—4 месяца, а в Северном Казахстане — зона палеосубтропического переменного-влажного климата. Эти зональные палеоклиматы впервые стали подобными современным климатам Средиземноморья.

В позднем сеноне, несмотря на близкое положение границ климатических поясов и зон, характер климатической зональности в основном, видимо, под влиянием региональных палеогеографических факторов (тепловодная морская трансгрессия в Западной Сибири) меняется. Происходит увлажнение и (отражая глобальное похолодание с минимумом в раннем маастрихте) некоторое похолодание палеоклимата, устанавливаемое по снижению среднегодовых температур во всех зонах*. Площади зон переменного-влажного палеоумеренного климата в средних широтах Сибири заняли зоны с палеоумеренным равномерно-влажным климатом. Переменно-влажный палеосубтропический климат сохраняется в Северном Казахстане. В целом климат позднего мела остается еще очень теплым. Крупные размеры, толстоственность и ребристость моллюсков континентальных водоемов — свидетельство жаркого почти субтропического климата позднемеловой эпохи на Азиатском материке [18].

Палеоценовая эпоха в Сибири ознаменовалась существенным потеплением климата, особенно в южных широтах, при сохранении им высокой влажности. Граница палеосубтропического и палеоумеренного поясов сместилась к северу примерно на 10°. С юга в районы Южного Казахстана переместился аридный жаркий пояс, в южных и средних широтах Сибири, а также Центральном и Северном Казахстане установился очень теплый (близкий к современному тропическому) переменного-влажный палеосубтропический климат. Характерно уменьшение широтной дифференциации, что отразилось в уменьшении числа климатических зон с четырех в позднем сеноне до трех в палеоцене. Снижаются и годовые амплитуды сезонных изменений. Схема климатической

* Этому противоречит заключение В. А. Красиловой по ископаемым флорам Дальнего Востока о кампанском климатическом оптимуме; такой же точки зрения придерживается и В. А. Вахрамеев.

зональности становится близкой к апт-альбской, но с более южным расположением адекватных зон.

Потепление климата Сибири в палеоцене не может быть объяснено только особенностями региональной палеогеографии. Несомненно, в этом отразилась и общая эволюция климата планеты, хотя палеоклиматическими реконструкциями по другим районам земного шара сильно потепление в эту эпоху не устанавливается. Некоторые исследователи отмечают даже похолодание в палеоцене (К. Груа-Каванетто, М. Салард-Чеболдаев). Немногочисленны и противоречивы для палеоцена и данные изотопной палеотермометрии (см., например, температурные кривые С. Савина и Б. Бухардта). Н. А. Ясаманов считает, что в начале палеоцена средние температуры морских вод умеренных широт Земли составляли 14—16 °С, а в конце эпохи повысились до 22—24 °С. Потепление в палеоцене отмечает Р. Танелл по планктонным фораминиферам. В оценке климата палеоцена сказывается и слабая изученность палеоценовых флор. По данным же палинологических исследований Западная Сибирь в палеоцене входила в Евро-Западно-Сибирскую флористическую провинцию с тропическо-субтропической флорой (Е. Д. Заклинская, Б. П. Бойцова, Л. А. Панова). В эоцене этой провинции климат был уже субтропическим (Б. П. Бойцова, Л. А. Панова, С. Б. Шацкий). Эпоха бокситообразования в Казахстане, на Южном Урале и в Западной Сибири датируется маастрихт-палеоценом или, «с западом», — сенон-палеоцен — ранним эоценом (З. К. Пономаренко и др.).

В эоценовую эпоху климат Сибири качественно изменяется. Становится весьма четкой климатическая зональность с субширотным расположением границ климатохорий, большей контрастностью среднегодовых температур, возрастают амплитуды сезонных изменений. Количество зон в пределах рассматриваемой территории вновь увеличивается до четырех. Одновременно происходит общее снижение среднегодовых температур (до 12—14° на севере Сибири и 16—18° — на юге при годовой амплитуде 10—12°) и атмосферных осадков во всех зонах. Северная граница палеосубтропического пояса проходила примерно по 52° с. ш. Вся Сибирь принадлежала к палеоумеренному поясу, Северный Казахстан располагался на севере палеосубтропиков.

Палеоклимат эоцена был, по-видимому, самым ранним климатом кайнозойского типа и обладал многими чертами сходства с современным климатом Средиземноморской области. На севере Сибири уже случались морозные зимы. В позднем эоцене и олигоцене климат похолодал еще больше, морозные зимы стали обычным явлением даже в таких южных районах, как Зайсанская котловина. Климат тем не менее оставался еще сравнительно теплым, в том числе и в Арктике. Он характеризовался теплым летом и мягкими зимами с установлением снегового покрова и слабыми морозами. Среднегодовые температуры у Северного полюса в эоцене были около 5 °С, в конце олигоцена — 0 °С

(Н. А. Ясаманов). По коэффициентам термофильности и гигрофильности палинокомплексов из тавдинской свиты (поздний эоцен — ранний олигоцен) центральных районов Западной Сибири среднегодовая температура была там 10—12 °С при годовой амплитуде не менее 10—12°, атмосферных осадков 1200—1400 мм/год.

Своеобразие климата эоцена Сибири — результат взаимодействия общепланетарных процессов формирования палеоклиматов и факторов региональной палеогеографии. Общая тенденция увеличения широтной контрастности и континентализации ускори-лась и усугубилась в Сибири влиянием прохладных вод крупнейшей морской трансгрессии на Западно-Сибирской плите. С охлаждающим влиянием ее вод связано было снижение температуры воздушных масс над морем и обширными участками суши, уменьшение атмосферных осадков. Видимо, именно поэтому глобальный эоценовый термический максимум в эоцене Сибири не проявился, хотя он достаточно определенно устанавливается даже на крайнем северо-востоке Азии.

После аридного максимума в перми — раннем триасе на большей части Евразии установился длительный этап климатов мезозойского типа. В Сибири он господствовал до палеоэоцена включительно. Для данного типа климатов были характерны слабая термическая дифференциация и значительная ширина климатических зон при довольно больших значениях среднегодовых температур, в том числе и в высоких широтах, а также весьма небольших сезонных изменениях погоды. По-видимому, это обусловило слабую циркуляцию воздушных масс в атмосфере. Кроме того, была характерна высокая абсолютная влажность тропосферы. Скорее всего, это было связано с повышенным парциальным давлением CO_2 , что создавало значительный парниковый эффект и слабую термическую дифференциацию на всем земном шаре. Это, однако, не исключало существование аридного пояса в палеотропиках, который развивался пульсационно, то расширяясь, то сужаясь. Что же касается приэкваториальных зон, есть основание полагать, что и в геологическом прошлом (по крайней мере с начала мезозойской эры) их климаты качественно не отличались от современных.

Эволюция палеоклиматов Сибири от ранней юры до эоцена имела возвратно-поступательный характер с тенденцией постепенного похолодания, увеличения амплитуд сезонных колебаний и уменьшения количества атмосферных осадков. Соответственно возрастала и степень дифференциации климатов по палеоширотам и сужались площади климатических зон. В течение ранней и средней юры в Сибири господствовали условия палеоумеренного (среднегодовые температуры близки современному тепло-умеренному и субтропическому климату) гумидного постоянно влажного климата со слабо выраженной дифференциацией. При общей относительно высокой среднегодовой температуре в отдельные этапы, например в раннем тоаре, отмечались фазы существенного потеп-

ления и иссушения климата, влияние которого ощущалось далеко на севере Сибири. Позднеюрская эпоха, берриасский и валанжинский века раннего мела характеризовались расширением зоны аридного климата из районов Средней Азии далеко на север Сибири. Аридизация сопровождалась и заметным потеплением климата вплоть до субтропического — тропического в средних широтах и на юге Сибири. Вслед за этим наступил длительный этап постепенного смягчения аридных условий при сохранении высоких значений температур. И только к началу аптского века почти на всей территории Сибири сформировался очень теплый, близкий к современному тропическому гумидный переменновлажный климат. Он господствовал вплоть до позднего альба, после чего в сеномане и туроне установился более прохладный высоко- и равномерно-влажный климат, похожий на среднеюрский. С сенона климаты Сибири развивались в направлении континентализации и иссушения, хотя имели место и отдельные этапы увлажнения, например в позднем сеноне.

В палеоценовую эпоху — в последний этап господства мезозойских климатов — в южных и средних широтах Сибири сложился весьма теплый гумидный переменновлажный климат. Видимо, несколько потеплел он и на севере. В эоцене же определились характерные черты кайнозойского климата: возросли сухость, контрастность климатов по широтам, степень дифференциации и соответственно сужение площадей климатических зон. Эти выводы полностью подтверждают представления П. П. Предтеченского об эволюции палеоклиматов в глобальном масштабе. Такие изменения вызвали и более энергичную циркуляцию воздушных масс. С конца эоцена древние климаты Сибири и Земли в целом быстро эволюционировали, как известно, в сторону общего похолодания и дальнейшей континентальности: в Сибири устанавливаются климатические условия, уже качественно не отличающиеся от современных климатов южных зон умеренного пояса. Кривые изменения климатов в юре, мелу и палеогене приведены на рис. 21.

Заканчивая общую характеристику палеоклиматов Сибири, отметим главные их особенности и тенденции развития. Климат мезозоя — палеоцена обладал очень слабой термической дифференциацией по сезонам, контрастностью температур по широтам и был более теплым и влажным, чем раннекайнозойский (эоцен — олигоцен) и тем более позднекайнозойский и современный. Климатообразующая роль радиационных условий в мезозое была значительно выше, соответственно меньшей была роль циркуляционных процессов: меридионального переноса воздушных масс, фронтогенеза и циклонической деятельности. В палеосубтропическом поясе Сибири в юре, мелу и палеогене преобладал юго-западный перенос воздушных масс, в палеоумеренном — северо-западный, а на крайнем северо-востоке Сибири ощущалось влияние юго-восточного тихоокеанского муссона [22]. Мезозойская атмосфера, по-видимому, была более облачной, содержала больше водяных паров и углекислого газа, концентрации которых

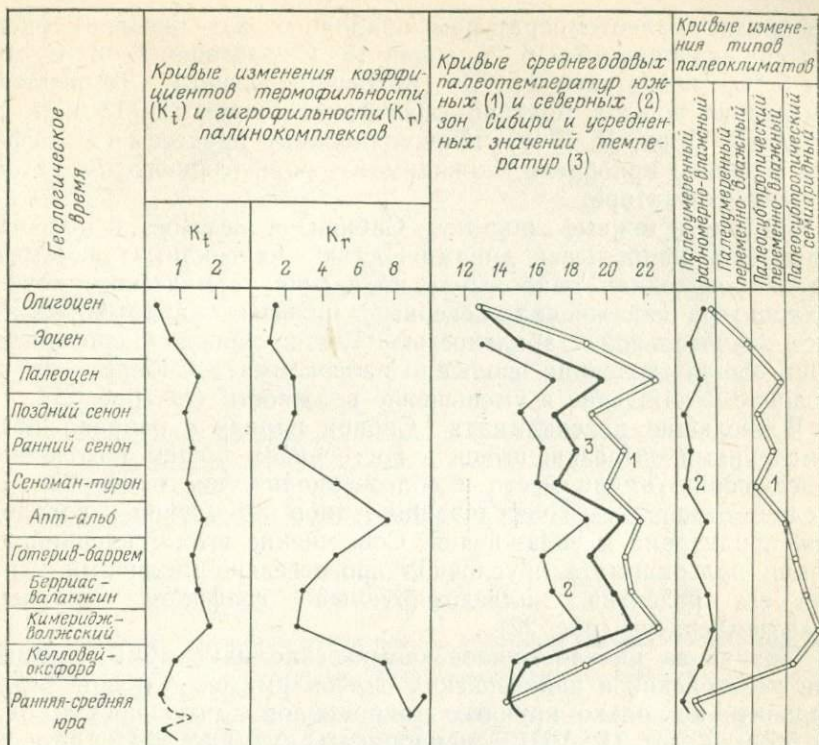


Рис. 21. Схема эволюции палеоклимата Сибири в юре, мелу и палеогене

1 — кривые изменения палеотемператур и палеоклиматов южных районов Сибири; 2 — то же, северных районов; 3 — средние значения палеотемператур

с течением времени убывали (М. И. Голенкин, Ю. В. Тесленко, М. И. Будыко, А. Б. Ронов и др.).

Климат эоцена — первый палеоклимат кайнозойского типа — был уже достаточно дифференцированным и по термическому режиму и по влажности, близким к современному климату Средиземноморья*. Климатические зоны с полярным климатом в раннем кайнозое, однако, еще отсутствовали (в том числе в Антарктике, где в позднем мелу — палеоцене температура морских вод была 12 °С; М. Я. Вербицкий, Д. Д. Квасов). Соответственно этому климатические пояса в эоцене располагались значительно севернее, чем в наши дни. Умеренно холодный климат, также отличавшийся от современного его аналога отсутствием влияния холодного арктического воздуха, в палеогене мог существовать только около полюса. Это заключение определенно следует из данных изотопной палеотермометрии океанских донных осадков. Температуры поверхностных вод полярных областей

* Как считают В. Н. Шиманский и А. Н. Соловьев, в эоцене сложилась и первая кайнозойская биота Земли.

(сообразно палеотемпературам придонных вод океанов) оцениваются: палеоцен 12—16 °С, эоцен 15 °С, олигоцен 6—8 °С, миоцен 5 °С, плейстоцен 2,5 °С (К. Верно-Гразини). Температура замерзания воды в Арктике достигнута лишь 12—13 млн. лет назад (В. Донн, Д. Шоу). Циркуляционные процессы в атмосфере уже в эоцене приобрели, по-видимому, роль главного климатообразующего фактора.

Средние и южные широты Сибири в мезозое и палеогене отличались наибольшей динамичностью палеоклимата. Именно здесь происходили наибольшие изменения термического режима и характера увлажнения. Северные широты, напротив, отличались значительной стабильностью. Там в основном проявлялась лишь общая тенденция эволюции палеоклимата Сибири — его постоянное охлаждение и уменьшение влажности (см. рис. 21).

В эволюции палеоклимата Сибири наряду с направленными изменениями, выразившимися в постепенном общем похолодании и иссушении, имели место и долгопериодические изменения. Последние отразились в чередовании этапов потепления и похолодания, аридизации и увлажнения. Совмещение этих тенденций эволюции палеоклимата обусловило прогрессивно-циклический характер его развития, иллюстрируемый графиком изменения палеотемператур (рис. 22).

Приняв за начало циклов термические максимумы, в эволюции мезозойских и кайнозойских палеоклиматов Сибири можно выделить несколько крупных макроциклов длительностью от 10 до 50 млн. лет (I—VIII — макроциклы, см. рис. 22)*. Строение макроциклов асимметричное: в каждом из них начальные полуциклы — фазы похолодания климата — значительно длительнее конечных — фаз потепления. Исключением является только III (юрский) цикл, в котором продолжительность обеих фаз примерно одинакова (25—27 млн. лет). В остальных случаях продолжительность фаз относится как 3 : 1. Отражая тенденцию эволюции климата планеты на мезо-кайнозойском этапе, абсолютные значения термических максимумов убывают в каждом последующем макроцикле. Особенно велики снижения температур в кайнозойских циклах, начиная с позднего эоцена.

Видимо, весь этап развития климата от раннего триаса до плейстоцена представляет собой начальный полуцикл (фаза похолодания длительностью около 245 ± 5 млн. лет) крупнейшего мегацикла, общая продолжительность которого вместе с грядущей фазой потепления климата длительностью около 1/3 начальной (по аналогии с соотношением начальных и конечных фаз в макроциклах) составит около 320 млн. лет (галактический год). В правильности оценки длительности мегацикла убеждает то, что

* Некоторые из них близки по длительности главным морским циклам Д. Эгера. Крупные макроциклы, такие, как триас-юрский (II), юрский (III), палеогеновый (VII), близки циклам орогенеза и магматизма (38—45 млн. лет) Г. Ф. Лунгерсаузена и Г. П. Тамразяна.

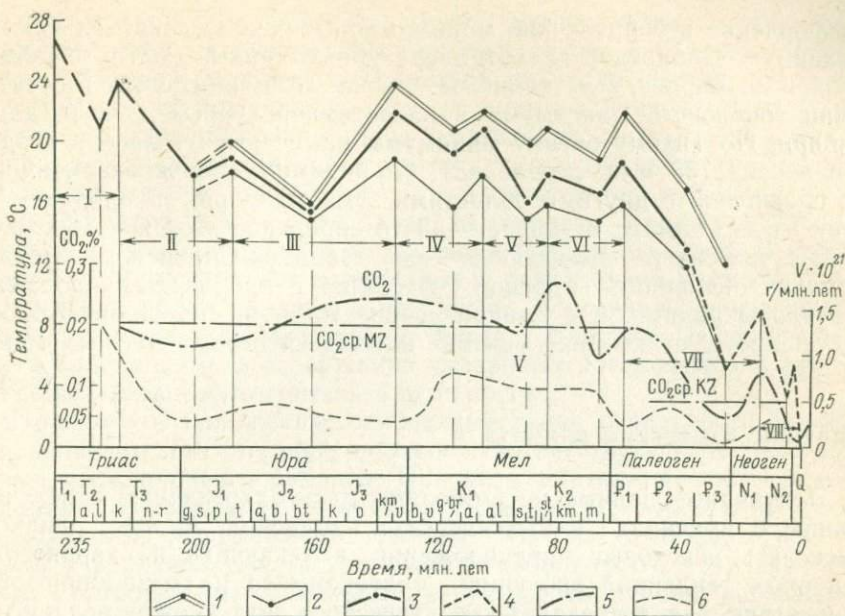


Рис. 22. Изменения палеотемператур в мезозое и кайнозое Сибири, концентрации CO_2 в атмосфере Земли и вулканической активности. Геохронологическая шкала: мезозой — по Д. П. Найдину (1982 г.) и Г. С. Одину, В. Л. Кеннеди (1982 г.), кайнозой — по Г. Н. Немкову, М. А. Ахметьеву (1981 г.)

1 — палеотемпературная кривая южных районов Сибири; 2 — то же, северных; 3 — усредненная палеотемпературная кривая; 4 — изменения палеотемператур в кайнозое Северо-Западной Европы (по В. Бухардту, 1978 г.); 5 — изменения концентрации CO_2 в атмосфере Земли; 6 — изменения вулканической активности (по М. И. Будыко, А. Б. Ронову, 1979 г.)

полученная величина совпала с длительностью интервала геологического времени между позднемезозойским (Гондванским) и четвертичным оледенениями Земли. По абсолютным значениям температур мегацикл достаточно четко делится на две части: 1) мезозойско-раннекайнозойскую (триас — эоцен) с более теплым и менее изменчивым во времени климатом (кривая относительно плавная и «высокая») и 2) позднекайнозойскую (олигоцен — плейстоцен) с резко изменчивым и в общем более холодным климатом (кривая палеоклимата сильно дифференцирована и смещена книзу, в область низкоположительных температур). Длительность геологического времени, отвечающего первой части мегацикла, около 200 млн. лет, второй — всего 38—40 млн. лет. Видимо, первая часть мегацикла отражает нормальный ход эволюции палеоклимата планеты, вторая — экстраординарный.

Температурная кривая палеоклимата Сибири в общем виде оказалась подобной кривым, построенным по палеотемпературным определениям для мезозоя СССР (Р. В. Тейс, Д. П. Найдин) и Европы (Г. Стивенс), а также для кайнозоя Северо-Западной Европы (В. Бухардт) и Тихого океана (С. Савин), хотя имеются и частные различия. Так, в данных по мезозою Сибири отсутствуют столь резко выраженные на кривой СССР келловей-

оксфордский и берриаский минимумы, а также высокий альбский максимум. Сибирские палеотемпературные кривые более подобны кривой по Европе. Для кайнозоя главное отличие состоит в отсутствии эоценового максимума в палеотемпературных кривых для Сибири. По Тихому океану минимумы намечаются только в позднем эоцене (38 млн. лет назад). По-видимому, преждевременное по сравнению с другими областями земного шара, похолодание и иссушение климата в эоцене — чисто сибирское явление, обусловленное влиянием прохладных вод Западно-Сибирского моря. Влияние обширного морского бассейна с прохладными водами сказалось, видимо, и в раннем сене Сибири, вызвав некоторое иссушение и ослабление саитон-кампанского термического максимума.

Причины изменения климата

Полученные данные не позволяют дать однозначный ответ на вопрос о причинах климатических изменений. Можно, однако, высказать некоторые предположения, вытекающие из характера основных тенденций эволюции палеоклимата на мезо-кайнозойском этапе, т. е. в пределах галактического лета (между великими оледенениями). Главная тенденция — прогрессивное похолодание от раннего триаса до наших дней наряду с сохранением вплоть до олигоцена весьма теплого климата в высоких широтах, в том числе в Арктике. Она может быть следствием только общепланетарных процессов и более высокой средней температуры земной атмосферы, а причина — общее уменьшение радиационного баланса. Никакими палеогеографическими событиями, расположением континентов и перемещением полюсов, хотя они и оказывали определенное воздействие на климат, эти факты не могут быть объяснены*. В силу постоянства солярной зональности только изменения радиационного баланса могли вызвать столь глубокие перестройки климата всех зон Земли, в том числе полярных. В пользу этого свидетельствует и циклический характер долгопериодических климатических изменений.

Действительно, процесс прогрессивного уменьшения радиационного баланса не мог развиваться линейно. Изменения его неизбежно приобретали циклический характер, поскольку величина баланса определялась суммой нескольких переменных, действующих с противоположными знаками. Прежде всего это изменения солнечной активности. По эволюции звезд М. Шварцшильд устанавливает, что светимость Солнца постепенно увеличивается и за время существования Земли она возросла от 25 до 60% (следовательно, тенденция к похолоданию климата на мезо-кайнозойском этапе с этим не связана). Затем изменения альбедо Земли, и наконец, самый действенный фактор — состав атмосферы — со-

* В мезозое они были, пожалуй, самыми грандиозными, а климат тем не менее развивался однонаправленно.

держание в ней CO_2 , водяных паров, других газов и аэрозоля. С уменьшением концентраций водяных паров и CO_2 возрастал приток к земной поверхности солнечной радиации, но еще быстрее при этом возрастали потери тепла от длинноволнового ее излучения, отчего радиационный баланс уменьшался. Уменьшение содержания аэрозоля увеличивало приток солнечной энергии. Вместе с тем охлаждение атмосферы планеты неизбежно вызывало увеличение контрастности температур по широтам, а следовательно, и усиление меридиональной циркуляции воздушных масс. В свою очередь это приводило к потеплению и увлажнению климата вне тропических областей, хотя и не могло обеспечить повышение средней температуры атмосферы Земли. Картина осложняется еще и колебаниями в содержании указанных компонентов в атмосфере вследствие фотосинтеза и вулканизма.

Приняв эти положения, отмеченные выше особенности строения макроциклов интерпретируются соответствующими изменениями радиационного баланса. При этом длительные фазы похолодания в макроциклах по крайней мере для мезо-кайнозоя можно объяснить процессом поглощения CO_2 из атмосферы растениями и изъятием его из круговорота карбонато- и углекислотного цикла. Соответственно более короткие фазы потепления естественно связывать с быстрым ростом концентрации CO_2 в атмосфере вслед за периодически повторяющейся (А. Н. Тихонов, Ю. А. Богдасаров) активизацией тектогенеза и вулканизма. Главные особенности фигуры мегацикла, обусловленные ходом эволюции климата на мезо-кайнозойском этапе, также могут быть объяснены изменениями содержания CO_2 в атмосфере планеты (см. рис. 22).

После герцинского орогенеза и связанного с ним вулканизма атмосфера Земли в конце палеозоя оказалась сильно запыленной, насыщенной CO_2 и другими газами. Это (наряду с уменьшением радиации при прохождении Солнечной системы через пылевые рукава Галактики — предполагаемая причина галактических зим) вызвало резкое ее охлаждение и как следствие — великое Гондванское оледенение с апогеем в конце карбона — ранней перми. Оледенению способствовало увеличение альбедо Земли из-за развития снегового покрова и сокращения в это время площади Мирового океана. Атмосфера планеты вскоре очистилась, но саморазвитие оледенения продолжалось до конца ранней перми при высоком содержании CO_2 в атмосфере и постоянно усиливающимся парниковом эффекте. В конце концов он растопил ледники и обусловил крупнейшую в истории Земли эпоху жаркого аридного климата с апогеем в конце поздней перми — раннем триасе. Углублению аридности климата способствовали расширение площади суши и расположение континентальных массивов в низких широтах.

В дальнейшем, на протяжении раннего мезозоя, концентрация CO_2 медленно понижалась в результате фотосинтеза. С установлением кайнофита этот процесс ускорился ввиду высокого мета-

близма цветковых, и с эоцена климат Земли стал быстро эволюционировать в сторону похолодания и иссушения. Скачки (резкие похолодания) в ходе этого эволюционного процесса вызывались модуляцией влияний различных палеогеографических событий, затруднявших обмен тепла между широтами — меридиональную циркуляцию вод Мирового океана и воздушных масс. Таковыми были открытие около 38 млн. лет назад пролива Дрейка и возникновение циркумполярного течения у берегов Антарктиды, поднятие континентов и горных цепей, особенно субширотных альпид и др.

Палеогеографические события регионального масштаба и значения, как, например, трансгрессии и регрессии эпиконтинентальных бассейнов Сибири и особенности их гидрологии вызывали определенные изменения климатов крупных территорий, обуславливали деформации общей кривой эволюции палеоклимата. Так, массовое вторжение на Западно-Сибирскую плиту прохладных северных вод в раннем сеноне и эоцене ослабило соответствующие термические максимумы и усугубило иссушение и континентализацию климата Западной и частично Восточной Сибири, тогда как на крайнем северо-востоке Азии, в зоне влияния тихоокеанского муссона, климат и в эоцене оставался весьма теплым и влажным. Напротив, вторжение теплых вод в Западно-Сибирское море вызвало потепление и увлажнение климата в позднем сеноне. Общая регрессия в олигоцене усугубила охлаждение и континентализацию климата века тургайской флоры, когда установление зимой снегового покрова впервые стало для Сибири явлением вполне ординарным.

Признание главной причиной изменения климата Земли в мезо-кайнозой концентрации в ее атмосфере углекислого газа обосновывает заключение, что этим фактором определится направленность изменения климата в ближайшем и отдаленном будущем. Чрезвычайно важное значение в связи с этим приобретает хозяйственная деятельность человека. Засорение поверхности морей и океанов — главного регулятора газового состава атмосферы, сведение лесов и другой естественной растительности наряду с выбросом в атмосферу огромных и все возрастающих масс тепла и CO_2 уже привели к повышению его концентрации в атмосфере планеты с 0,029 % в середине прошлого века до 0,031 % в 1955 г. и 0,033 % в наши дни (М. И. Будыко).

Если это положение не изменится (а к тому нет никаких предпосылок, поскольку поступление техногенного CO_2 по меньшей мере на порядок выше любых его естественных источников, а природа Земли не обладает возможностью его быстрой ассимиляции), уже в ближайшие десятилетия следует ожидать существенное потепление климата Земли (на 0,5 °C в среднем и до 10 °C в высоких широтах), что приведет к таянию полярных льдов, затоплению обширных территорий и иссушению климата средних широт — главной сельскохозяйственной зоны планеты. К 2025 г. при сохранении нынешних темпов прироста концентрации CO_2 со-

держание его в атмосфере удвоится, и тогда, как показывают расчеты (А. А. Борисов, М. И. Будыко, С. Менонб, Р. Везеральд), средняя температура земной атмосферы повысится на 2,5—3° и климат планеты приблизится к климату миоцена, а в более отдаленном будущем, возможно, и эпохи динозавров.

ЗНАЧЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Региональные палеоклиматические реконструкции, будучи более конкретными и детальными, существенно укрепляют научную базу прогноза многих видов гипергенных полезных ископаемых. В качестве примера рассмотрим климатические предпосылки нефтегазоносности седиментационных бассейнов Сибири, климатические условия формирования промышленных месторождений углей и бокситов.

Нефть и газ. Как указывал И. М. Губкин, климатические условия нефтегазообразования определяются возможностью накопления огромных масс рассеянного органического вещества в осадках морских бассейнов. В мировых запасах жидких и газообразных углеводородов 87,3 % нефти и 55,1 % газа заключено в морских толщах. При этом И. М. Губкин отмечал, что угли образуются в основном за счет гумусового органического вещества, нефть — за счет сапропелита открытого моря; многие химические структуры соединений нефти унаследованы от исходного органического вещества [9]. Развивая это положение, А. Э. Конторович считает, что газообразование и газонакопление в стратиффере связано в значительной мере с угленосными и субугленосными континентальными толщами, а нефтеобразование и нефтенакопление — с морскими толщами, обогащенными сапропелевым органическим веществом [14]. Установлена линейная зависимость запасов нефти от абсолютных масс сапропелевого органического вещества и запасов газа от абсолютных масс гумусового органического вещества (А. Э. Конторович, И. Д. Полякова). Она объясняется более высоким содержанием в сапропелите водорода, нежели у гумусового органического вещества, обогащенного кислородом. Таким образом, сапропелевый тип керогена обеспечивает главным образом образование нефти, смешанный — нефти и газа, гумусовый — в основном газа (Д. Вельте). Накопление гумусового органического вещества в морских бассейнах связано в основном с поступлением ее с суши, генерация сапропелевого органического вещества — с развитием в верхнем фотическом слое морей и океанов зоо- и фитопланктона. При этом массовое развитие планктона обуславливается и поддерживается циркуляцией морских вод, обеспечивающей приток в фотический слой глубинных вод, обогащенных питательными солями (Н. М. Страхов, Л. А. Зенкевич).

Из сказанного следует, что образование сапропелитов может

иметь место в достаточно широком спектре климатических условий, лишь бы в морском бассейне осуществлялась необходимая вертикальная циркуляция вод. Именно поэтому Н. М. Страхов морские глины, обогащенные органическим веществом, считает биклиматическими и указывает, что иногда даже заведомо один и тот же фациальный тип горючесланцевых накоплений из одной климатической зоны переходит в другую [33]. Неблагоприятными являются, очевидно, лишь условия холодного (Л. А. Назаркин, Е. Ирвинг) и при стабильном засолении вод бассейна аридного климата, препятствующие развитию растительности на суше и планктона в море. Оптимальные климатические предпосылки образования нефтегазогенерирующих толщ, естественно, более узкие, особенно для эпиконтинентальных бассейнов и, по-видимому, неоднозначны для нефти и газа.

Для образования нефти в эпиконтинентальных морях, очевидно, наиболее благоприятны условия жаркого семиаридного (или близкого к нему) климата, допускающие нормальную соленость вод этих водоемов. В подобной обстановке при пониженном темпе терригенной седиментации и сохранении главной предпосылки накопления планктоногенного органического вещества — глубинной циркуляции морских вод, обеспечивающей постоянное цветение планктона, — возникают уникальные по концентрации сапропелевого керогена толщи осадков (баженовская, тутлеймская, мулымьинская свиты Западно-Сибирской плиты, куонамская свита кембрия Сибирской платформы, доманик Восточно-Европейской платформы, цехштейн и др.). Менее благоприятны при прочих равных условиях обстановки жаркого и теплого гумидного климата, поскольку при этом происходит разубоживание сапропелевого органического вещества гумусовым и терригенным материалом. При пониженном темпе терригенной седиментации в подобных условиях в большей мере будут иметь место предпосылки формирования богатых гумусовым органическим веществом газогенерирующих толщ. В эпиконтинентальных бассейнах условия экстрааридного климата будут неблагоприятны для накопления как гумусового, так и сапропелевого керогена, поскольку вызовут засоление вод, а следовательно, и резкое снижение их биопродуктивности. Неблагоприятным также будет и экстрагумидный климат из-за неизбежного опреснения вод эпиконтинентального моря.

В соответствии с изложенным в юре, мелу и палеогене Сибири благоприятные климатические предпосылки образования нефтегазоматеринских осадочных толщ имели место в тоарском бассейне (время раннеюрского климатического оптимума) Восточной Сибири (нефть и газ, битуминозные глины китербютского горизонта и, возможно, его аналоги в Западной Сибири), а оптимальные — в волжском веке и раннем неокоме на обширной территории южной половины Западно-Сибирской плиты (в зоне семиаридного климата — нефть) и в том же интервале преимущественно газа на севере плиты, а также в северных прогибах Сибирской платформы (зона теплого гумидного климата).

Климатические предпосылки позднего неокома, апт — альба, позднего мела и палеогена с течением времени становятся все менее благоприятными, особенно в отношении нефти, ввиду гумидизации и прогрессирующего похолодания климата. Однако по крайней мере до конца раннего мела они оставались достаточно благоприятными для формирования газогенерирующих свит. Иные причины помешали накоплению в соответствующей части геологического разреза отложений с высокими концентрациями органического вещества. Главная из них, видимо, окисление рассеянного органического вещества в мелководных хорошо аэрируемых морях даже в случае их высокой биологической продуктивности (ранний и поздний сенон, эоцен на Западно-Сибирской плите).

Среди континентальных отложений мезозоя и палеогена Сибири преимущественно газогенерирующими могли быть терригенные угленосные формации, образовавшиеся в теплом гумидном климате при благоприятных условиях фоссололизации органического вещества и погружения их на глубины главной зоны нефтегазообразования.

Угли. Принимая в качестве благоприятных климатических предпосылок условия влажного теплого и умеренно теплого, а оптимальных — постоянно- и высоковлажного (обуславливающего значительную обводненность ландшафтов) теплого климата, перспективными на поиски залежей углей при наличии других благоприятных факторов (тектонический режим, поступление терригенного материала, захоронение органического вещества и др.) оказываются следующие временные уровни и районы Сибири в юре, мелу и палеогене. Прежде всего это ранняя и в особенности более прохладная средняя юра в области развития континентальных и паралических фаций на всей территории Сибири. В связи с потеплением и аридизацией климата в поздней юре и раннем мелу менее перспективны и только в северных районах Сибири (за пределами аридного пояса и зоны переменного-влажного климата) верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Угленосность последних возрастает, однако, на крайнем северо-востоке Сибири, где климат оставался более прохладным и влажным.

Весьма благоприятные климатические предпосылки (постоянно влажный теплый климат) в Сибири имели место в начале позднемеловой эпохи (сеноманский и туронский века). Отложения этого возраста в Сибири практически повсеместно насыщены углефицированным растительным детритом и содержат многочисленные, но маломощные прослои бурых высокозольных углей. Крупных месторождений они, однако, не образуют, видимо, из-за неблагоприятного сочетания иных геологических факторов. Возможно, здесь сказался и состав растительности — широкое развитие хвойных лесов, древостой которых — плохой углеобразователь. В сеноне в связи с общей континентализацией климата перспективность соответствующих отложений в Сибири существенно снижается. Благоприятные климатические условия формирования углей были лишь на площадях повышенного увлажнения, обусловлен-

ных интразональными климатическими проявлениями (см. рис. 17 и 18).

В палеоцене и эоцене оптимальные для углеобразования климатические обстановки имели место в основном на северо-востоке Сибири (за пределами зон жаркого и теплого переменного влажного климата). Климатические условия там характеризовались достаточно высокими температурами и большой влажностью. Южнее благоприятные климатические предпосылки сохранились на участках повышенного увлажнения, связанных с интразональными климатами (см. рис. 19 и 20). Похолодание климата в олигоцене, но главным образом его континентализация и общее снижение влажности практически на всей территории Сибири обусловили слабую обводненность аккумулятивных континентальных ландшафтов и низкую перспективность соответствующих отложений на поиски промышленных месторождений углей.

Во всех рассмотренных случаях (не считая участков соответствующих интразональных климатических проявлений) площади, перспективные на поиски промышленных угольных месторождений, расположены в пределах распространения высокоугленосных формаций.

Бокситы. Принимая допустимыми и благоприятными для образования латеритных кор выветривания и бокситов условия жаркого переменного влажного климата со среднегодовыми температурами не менее 20°C с количеством осадков свыше 1000 мм, при продолжительности сухого сезона не более 1,5—2 месяца (М. С. Кришнан, В. М. Сеницын, В. А. Бронева и др.), перспективы бокситоносности мезозоя и кайнозоя Сибири оцениваются следующим образом.

В изученном интервале геологического времени (юра — эоцен) зоны с такими климатическими условиями (палеосубтропический переменный влажный тип климата) имели место в аптском и альбском веках (кроме позднего альба) на территории Сибири к югу от 67° с. ш. на северо-западе и 65° с. ш. на востоке, охватывали почти весь Восточный Урал, почти всю Западную Сибирь (кроме ее заполярной части), Тургай и Северный Казахстан и южную половину Восточной Сибири. В сеноманском и туронском веках такой тип климата сложился на территории Тургайской впадины и на севере Казахского нагорья к югу от 52 — 51° с. ш. В сеноне условия палеосубтропического гумидного, переменного влажного климата существовали на крайнем юго-западе Западной Сибири и на севере Казахстана в областях, расположенных южнее 54 — 52° с. ш., но в раннем сеноне здесь было недостаточно влажно, а в позднем — недостаточно тепло.

Допустимые для процессов бокситообразования климатические условия существовали на юге Сибири и в палеоэоценовую эпоху. В этот отрезок геологического времени климат юга Сибири эволюционировал от гумидного постоянно-влажного в позднем сеноне к семиаридному в эоцене и ознаменовался при этом общим потеплением. Можно предположить, что именно на конец позднего мела и

палеоцен на юге Сибири приходилось становление гумидного переменного-влажного климата, способствующего бокситообразованию. Это подтверждается развитием в палеоцене тропических фитоценозов на севере Казахстана и на юге Западной Сибири. В свете таких предположений находят свое объяснение возраст так называемых мел-палеогеновых проявлений латеритных кор выветривания и бокситов на Енисейском кряже, юго-западе Сибирской платформы и в Прибайкалье, которые некоторыми исследователями относились к эоцену или палеоцен-эоцену. Что же касается климата эоцена, то он по своим особенностям (сухость на юге и умеренность в более северных зонах) был неблагоприятным для развития латеритного процесса. Еще в большей мере неблагоприятными были климатические условия олигоцена и последующих эпох, вплоть до современной.

Таким образом, в результате выполненных региональных палеоклиматических реконструкций можно считать перспективными на бокситы следующие стратиграфические уровни и территории: 1) апт — альб — почти для всего восточного склона Урала, Западной Сибири (за исключением заполярных районов), Тургая, Северного Казахстана, южных областей Восточной Сибири — районов, расположенных к югу от 67° с. ш. на северо-западе и 65° с. ш. на востоке изученной территории, 2) сенман — турон — прилежащих к Сибири областей южной части Тургайской впадины, на севере Казахской складчатой страны, расположенной к югу от 52° с. ш., 3) палеоцен — южных районов Сибири, лежащих к югу от 64° с. ш.

По данным палеоклиматических реконструкций на этом, по-видимому, и исчерпываются перспективы бокситоносности мезозойских и палеогеновых отложений Сибири в исследованных стратиграфических уровнях. Следует также отметить, что более или менее благоприятные климатические предпосылки для бокситообразования имели место только в конце раннего мела (апт — альб) и только в южных районах Урала и Сибири, где существовал очень теплый, близкий к современному тропическому переменному-влажный климат. В сенманском и туронском веках позднего мела в палеоцене зональные палеоклиматические условия в Сибири были близкими к экстремальным, что не исключает, однако, достаточно благоприятных климатических условий на отдельных участках.

В порядке постановки вопроса для специализированных палеоклиматических исследований на территории Урала и Сибири можно рекомендовать еще следующие возрастные интервалы: средний триас, тоарский век ранней юры, конец средней и начало поздней юры. Это заключение вытекает прежде всего из анализа общих тенденций в эволюции климатов мезозоя Сибири. Так, по-видимому, именно в среднем триасе жаркий и сухой климат раннего триаса сменился весьма теплым, возможно переменным-влажным, а затем (уже в кейпере) постоянно-влажным и относительно прохладным. Подтверждением этому могут быть бокситы Волчанской и Богословской депрессий на Урале, время образования которых В. С. Бочкаревым и некоторыми другими исследователями относит-

ся к среднему триасу. Интерес к тоарскому веку ранней юры вызван установлением факта существенного потепления климата Сибири в это время, а к рубежу средней и верхней юры — из предположения, что именно в это время гумидный теплый климат ранней и средней юры начал эволюционировать на юге Западной Сибири в сторону жаркого и засушливого климата поздней юры и неокома. Мог, следовательно, на определенное время сложиться весьма теплый переменно-влажный климат, благоприятный для латеритного процесса и бокситобразования. Следует, однако, отметить, что проявления латеритных кор выветривания и бокситов в юрских отложениях Сибири не установлены.

Указанный прогноз является общим. Формирование тех или иных полезных ископаемых может быть обусловлено и интразональными климатическими проявлениями. Локальный прогноз поэтому должен базироваться на данных региональной палеоклиматологии и детальных палеоландшафтных реконструкций. В первую очередь такого рода исследования целесообразны на площадях и стратиграфических уровнях с благоприятными зональными палеоклиматами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание книги, по сути дела, является первым опытом в разработке теоретических основ, задач и методов региональной палеоклиматологии в качестве самостоятельного раздела этой научной дисциплины. В ней приведены также результаты последовательной реализации методов региональной палеоклиматологии в воссоздании зональных и местных климатов юры, мела и палеогена двух крупнейших геологических регионов Сибири — Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, рассмотрены эволюция палеоклиматов Сибири на мезо-кайнозойском этапе, а также климатические предпосылки образования месторождений некоторых гипергенных полезных ископаемых.

Показано, что как и в глобальном масштабе, климаты геологического прошлого отдельных регионов принципиально познаваемы, а достоверность региональных палеоклиматических реконструкций может быть на уровне самых обстоятельных палеогеографических построений. Минералогические, геохимические и фациальные признаки осадочных и элювиальных горных пород, морфологические, экологические и биоценотические особенности древних организмов, их ориктоценозов, а также целых фаун и флор являются достоверными показателями климатов давно минувших эпох. Геологические документы образуют, следовательно, фактуальную базу палеоклиматологии. Актуализм как гносеологический принцип и сравнительно-исторический подход — главная методологическая основа общей и региональной палеоклиматологии.

Методика региональных палеоклиматических реконструкций (региональной палеоклиматологии) представляет собой систему операций по анализу, картированию (на палеогеографической основе региона и сопредельных территорий) и синтезу трех групп геологических материалов: осадочных формаций, частных индикаторов палеоклимата (литолого-геохимических, палеонтологических, палеотермометрических) и массовых данных палеопалинологии — с воссозданием по ним зональных типов растительности и сравнением реконструированных древних фитоценозов с их современными гомологами по эколого-климатической структуре. Палеоклиматические карты синтезируются на основе перечисленных выше вспомогательных карт-схем с использованием специальных приемов интеграции массовых данных. Благодаря этому объективно и статистически достоверно устанавливаются границы климатических зон, оценивается мера различия палеоклимата каждой из выделенных климатохорий, сравниваются палеоклиматы адекватных зон разных геохронологических уровней и, наконец, определяются соответствующие параметры зональных палеоклиматов. Всякий раз при этом выводы контролируются литологическими и другими геологическими индикаторами палеоклимата, а также данными палеотермометрии.

На основе определения поясов господствующих ветров и их взаимодействия с другими факторами палеогеографии исследуемой территории (распределение суши и моря, характер морских течений, палеорельеф суши и др.) реконструированы и закартированы интразональные климатические проявления на территории Сибири от апта до эоцена включительно.

В полном объеме предлагаемая методика региональных палеоклиматических реконструкций применима для всего мезозоя (с начала мезофита) и кайнозоя. Для позднего палеозоя потребуются, очевидно, существенные коррективы, особенно в части анализа палеоботанических данных. Для позднего кайнозоя совершенствуется анализ палеоботанических и палеозоологических данных, самостоятельной задачей становится климатическая интерпретация ископаемых почв, а в антропогене — археологических и исторических памятников, существенно детализируются палеогеографические построения, включая состояние и главные направления перемещения воздушных масс.

Региональными палеоклиматическими реконструкциями подтверждено существование в мезозое и палеогене Сибири субширотной (постепенно выполаживающейся со временем) климатической зональности. Климатические зоны имели простираение с северо-запада на юго-восток и отличались друг от друга термическим режимом, количеством и распределением осадков в течение года. Под воздействием общепланетарных процессов формирования климата Земли и факторов региональной палеогеографии они занимали в тот или иной отрезок времени строго определенное положение и при некотором сходстве типов климатов никогда не были идентичны друг другу.

Согласно полученной модели, в исследованные века юрского, мелового и палеогенового периодов территория Сибири принадлежала двум климатическим поясам: палеосубтропическому (в основном южные ее широты) и палеоумеренному (северные и средние широты). Климат палеоумеренного пояса не был похож на его современный аналог. Это был теплый (в мезозое и палеоцене безморозный, со среднегодовыми температурами 12—18 °С) и влажный климат с очень небольшими (4—6° в юре и раннем мелу и 4—10° — в позднем мелу и палеогене) сезонными изменениями. Мягкие морозные зимы с установлением снегового покрова на равнинах Северной Сибири можно предполагать лишь с эоцена, а в олигоцене они уже были обычным явлением. Климат палеосубтропического пояса отличался более высокими среднегодовыми температурами (15—24 °С) и меньшей влажностью. Временами он становился семиаридным или переменновлажным, а в сеноне и эоцене уже очень близким к современному средиземноморскому. По сравнению с современной границей субтропиков сдвиг палеоширот в этапы похолодания климата был около 10° (эоцен — палеоэоцен) 3, 5 от 14мисиям энжэимэд в 'хвээс я юры, неоком) и 20 °С (апт — альб).

Климат мезозоя — палеоцена обладал очень слабой термической дифференциацией по сезонам, контрастностью температур по широтам и был более теплым и влажным, чем климат эоцена, олигоцена и тем более позднекайнозойский и современный. В эоцене уже определились характерные черты кайнозойских климатов: возросли сухость, контрастность климатов по широтам, сезонная изменчивость. С конца эоцена древние климаты Сибири и Земли в целом быстро эволюционировали в сторону общего похолодания и континентальности; в Сибири устанавливаются климатические условия, уже качественно не отличающиеся от современных климатов южных зон умеренного пояса. В палеосубтропическом поясе Сибири в юре, мелу и палеогене преобладал юго-западный перенос воздушных масс; в палеоумеренном — северо-западный, а на крайнем востоке Сибири ощущалось влияние юго-восточного тихоокеанского муссона. Мезозойская атмосфера, по-видимому, была очень облачной, содержала больше водяных паров и углекислого газа, концентрации которых с течением времени убывали.

Эволюция палеоклимата Сибири на мезо-кайнозойском этапе имела прогрессивно-циклический характер с общей тенденцией к похолоданию, иссушению и усилению широтной и сезонной контрастности. В полярных областях Земли в мезозое и раннем палеогене отсутствовали ледовые покровы в морях и на равнинах континентов. В горных районах морозные зимы можно предполагать не ранее второй половины позднего мела. Слабоморозные зимы с установлением снегового покрова на равнинах Сибири стали обычными лишь с конца эоцена.

Предполагается, что главными причинами теплого слабодифференцированного климата планеты в мезозое и раннем палеогене были высокое содержание в атмосфере Земли углекислого газа и свободная циркуляция воздушных и океанических водных масс между полярными и экваториальными широтами. Общее похолодание климата Земли с середины мелового периода объясняется быстрым уменьшением концентрации CO_2 вслед за развитием кайнофита и ростом субширотных альпид. В конце эоцена этот процесс усугубился нарушением меридиональной циркуляции океанических вод в Южном полушарии, что привело вскоре к оледенению Антарктиды. Оледенение арктического бассейна произошло, видимо, лишь 2,5 млн. лет назад.

Признание в качестве главной причины изменения климата Земли на мезо-кайнозойском этапе содержание в ее атмосфере углекислого газа влечет за собой вывод, что этим фактором определится направленность климатических изменений в ближайшем и более отдаленном будущем. В связи с этим прогнозируется потепление климата уже в ближайшие десятилетия из-за быстрого прироста техногенного CO_2 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляева Е. И.* Некоторые итоги изучения третичных фаун млекопитающих СССР.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, 22 сессия. Докл. сов. палеонтологов. Третичные млекопитающие. М., Наука, 1964, с. 14—26.
2. *Вахрамеев В. А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., Наука, 1964, 262 с.
3. *Вахрамеев В. А.* Закономерности распространения и палеоэкология мезозойских хвойных *Cheirolepidiaceae*.— Палеонтол. журн., 1970, № 1, с. 19—34.
4. *Вахрамеев В. А.* Пыльца *Classopollis* как индикатор климата юры и мела.— Сов. геология, 1980, № 8, с. 48—56.
5. *Веклич М. Ф.* Палеогеография и ее основные задачи.— В кн.: Палеогеография. Палеоландшафты. Киев, Наукова думка, 1977, с. 3—36.
6. *Гольберт А. В.* Тектоно-седиментационные комплексы и формации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— Литология и полезн. ископ., 1968, № 5, с. 68—83.
7. *Гольберт А. В.* К термической характеристике мезозойских и кайнозойских климатов Северной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 141—148.
8. *Гольберт А. В., Полякова И. Д.* К методике региональных палеоклиматических реконструкций.— Геол. и геофиз., 1966, № 4, с. 26—34.
9. *Губкин И. М.* Учение о нефти. М., Наука, 1975, 384 с.
10. *Гумбольдт А.* Космос. Т. I, 1966, 285 с.
11. *Дарлингтон Ф.* Зоогеография. Географическое распространение животных. М., Прогресс, 1966, 518 с.
12. *Дильс А.* Ботаническая география. Приложение 16.— В кн.: Труды Бюро по прикл. ботанике. Пг., 1916, 136 с.
13. *Жизнь животных.* Т. I. Беспозвоночные (под ред. Л. А. Зенкевича). М., Просвещение, 1968, 576 с.
14. *Конторович А. Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976, 248 с.
15. *Красилов В. А.* Типы палеофлористических сукцессий и их причины.— Палеонтол. журн., 1969, № 3, с. 8—23.
16. *Криштофович А. Н.* Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода.— В кн.: Вопросы геологии Азии, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 824—944.
17. *Кулькова И. А.* Эоценовая флора Яно-Индигирской низменности и сопоставление ее с одновозрастными флорами Северного полушария.— В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., Наука, 1971, с. 7—21.
18. *Мартинсон Г. Г.* Палеоэкология мезозойских моллюсков континентальных водоемов Азии.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, 24 сессия, М., Наука, 1972, с. 336—351.
19. *Найдин Д. П.* Актуализм, актуогеология, актуопалеонтология.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 49—63.
20. *Одум Ю.* Основы экологии. М., Мир, 1975, 740 с.
21. *Палеобιοфации* нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты (под ред. А. В. Гольберта и А. Э. Конторовича)/ С. П. Булытников, А. В. Гольберт, И. Г. Климова и др. М., Недра, 1978, 85 с.
22. *Палеоклиматы* Сибири в меловом и палеогеновом периодах/А. В. Гольберт, К. Н. Григорьева, Л. Л. Ильенок и др. М., Недра, 1977, 105 с.
23. *Палеоландшафты* Западной Сибири в юре, мелу и палеогене/А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др. М., Наука, 1968, 150 с.
24. *Рождественский А. К.* Изучение меловых рептилий в России.— Палеонтол. журн., 1973, № 2, с. 90—99.
25. *Рождественский А. К.* История динозавровых фаун Азии и других материков и вопросы палеогеографии.— В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., Наука, 1974, с. 107—131.

26. Руттен М. Происхождение жизни (естественным путем). М., Мир, 1973, 411 с.
27. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1—3. Палеоген и неоген. Мезозой. Вторая половина палеозоя (девон, карбон, пермь). Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1965, 1966 и 1970, 165, 134 с.
28. Синицын В. М. Геологический метод реконструкции климатов прошлого.— Вестн. Ленинград. ун-та, 1969, № 6, с. 55—63.
29. Синицын В. М. Природные условия и климат территории СССР в раннем и среднем кайнозое. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1980, 103 с.
30. Соколов С. Несколькo слов о палеобиогеографии.— В кн.: Вопросы палеобиогеографии. Уфа, Изд. Башк. ФАН СССР, 1978, с. 4—9.
31. Страхов Н. М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 20, 1945, № 3—4, с. 34—49.
32. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1 и 2.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5 и 8, с. 3—26, 29—60.
33. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962, 211, 573, 549 с.
34. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
35. Толмачев А. И. Неполнота геологической летописи и некоторые вопросы познаваемости истории растительного мира Земли.— Вестн. Ленинград. ун-та, сер. биол., вып. 2, 1961, № 9, с. 26—35.
36. Флеров К. К. К вопросу о биологической и палеозоологической характеристике индикаториевой фауны.— Палеонтол. журн., 1961, № 1, с. 12—22.
37. Херасков Н. П. Тектоника и формации.— Избр. труды. М., Наука, 1967, 403 с.
38. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977, 152 с.
39. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Материалы совещания по осадочным породам. М., Изд-во АН СССР, вып. 2, 1955, с. 7—95.
40. Шварцбах М. Климаты прошлого (введение в палеоклиматологию). М., Изд-во иностр. лит., 1955, 283 с.
41. Эпштейн О. Г. Климаты мезозоя—кайнозоя Северной Азии и ледово-морские отложения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 49—61.
42. Янин А. Л. О принципах выделения геологических формаций.— В кн.: Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972, с. 5—12.
43. Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. М., Недра, 1976, 144 с.
44. Ясаманов Н. А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена на юге СССР. М., Недра, 1978, 229 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Теоретические предпосылки палеоклиматологии, основные направления и методы региональной палеоклиматологии	7
Реальность познания климатов геологического прошлого, основные методологические предпосылки палеоклиматологии	7
Основные задачи палеоклиматологии и особенности методики региональных палеоклиматических реконструкций	15
Картирование и климатическая интерпретация геологических формаций	19
Общие положения	19
Мезозойские и кайнозойские платформенные формации Западно-Сибирской плиты и их климатический анализ	25
Меловые и палеогеновые формации Сибирской платформы и их климатический анализ	45
Частные геологические индикаторы палеоклимата, их интерпретация, оценка и картирование	63
Общие положения	63
Картирование частных индикаторов палеоклимата мезозоя и палеогена Сибири	74
Картирование и климатическая интерпретация палеоботанических данных. Климатические зоны Сибири в юре, мелу и палеогене	108
Общие положения	108
Палинофлоры и растительность Сибири в юре—эоцене	121
Зональные палеоклиматы Сибири в юре, мелу и палеогене	162
Методика и результаты воссоздания интразональных палеоклиматов Сибири в апте—эоцене	185
Эволюция климата Сибири в мезозое и палеогене и причины его изменений	198
Палеоклимат Сибири и главные черты его эволюции	198
Причины изменения климата	208
Значение региональных палеоклиматических реконструкций для прогноза полезных ископаемых	211
Заключение	217
Список литературы	220

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Аркадий Викторович Гольберт

ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*

Обложка художника *В. П. Христинина*

Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*

Технические редакторы *В. Ю. Любимова, Е. Л. Закашанская*

Корректор *Г. Л. Петушкова*

ИБ № 6666

Сдано в набор 20.03.87.

Подписано в печать 08.07.87.

Т-15488.

Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая.

Усл. печ. л. 14,0. Усл. кр.-отт. 14,13. Уч.-изд. л. 16,20. Тираж 900 экз. Заказ 155/885-1.

Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

**В издательстве «Недра» готовятся к печати
и выйдут в свет
новые книги**

**БАРСКОВ И. С.,
ПЕЛЫМСКИЙ Г. А.,
ПРОЗОРОВСКАЯ Е. Л.**

**Стратиграфические шкалы СССР и зарубежных стран:
СПРАВОЧНОЕ ПОСОБИЕ.**

5 л. 25 к.

Впервые помещены в одном издании унифицированные региональные стратиграфические схемы для территории СССР, официально принятые Межведомственным стратиграфическим комитетом и имеющие обязательное применение при геологоразведочных работах и различных геологических исследованиях. В качестве вспомогательного геохронологического материала приведены основные стратиграфические схемы ряда зарубежных стран, показано положение во времени главнейших геологических и тектонических событий, могущих иметь геохронологическое значение.

Для геологов всех специальностей, работников научных и производственных организаций; может быть использовано студентами геологических и географических факультетов.

План 1988 г., № 64.

**КУЛИКОВ Б. Ф.,
БУКАНОВ В. В.**

**Словарь камней — самоцветов.
2-е ИЗД., ПЕРЕРАБ. И ДОП.**

18 л. 2 р.

Словарь содержит около 2000 терминов, относящихся к цветному камню и встречающихся в русской (и переводной) специальной и популярной литературе. Дана минералогическая характеристика цветных камней, указаны прочность и хрупкость, области применения. Приведены геммологические классификации цветных камней, которые помогут читателю лучше ориентироваться в мире камня. Второе издание (1-е изд.— 1982) существенно переработано и дополнено новыми данными по классификациям камней и новыми терминами, употребляемыми в мировой геммологической практике.

Для специалистов, работающих с цветным камнем, а также для широкого круга коллекционеров и любителей природного камня.

План 1988 г., № 51.

Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах книготорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра», адреса которых приведены в аннотированном плане выпуска, а также через отделы «Книга — почтой» магазинов:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2р. 50 к.

4893

НЕДРА