ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРА СССР

в юрском периоде

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 573

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРА СССР В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

УДК 591 : 551.762(265)

Палеогеография Севера СССР в юрском периоде/Захаров В. А., Месежников М. С., Ронкина З. З. и др.— Новосибирск: Наука, 1983.

В книге описана палеогеография Севера СССР в юрском периоде от Тимана на западе до Чукотки и Приморья на востоке. Описание сопровождается серией из 10 фациальных и 10 палеогеографических карт, составленных по векам. Показано развитие рельефа и эволюции осадконакопления в морских бассейнах и на континенте. Рассмотрены основные источники сноса. Выделено четыре типа морских обстановок: прибрежно-морские мелководные, умеренных глубин, относительно глубоководные и псевдоабиссальные. Для морей на севере Сибири на основании анализа катена бентоса реконструирован профиль дна. На серии из 10 циркумполярных карт-схем, составленных по векам, показано развитие юрских эпиконтинентальных морей.

Для специалистов, изучающих мезозойскую геологию Арктики.

Авторы: *В. А. Захаров, М. С. Месежников, З. З. Ронкина, Ю. С. Репин С. А. Чирва, Б. Н. Шурыгин, В. А. Басов, Т. А. Веренинова, Е. Д. Калачева, В. С. Кравец, С. В. Меледина, Т. И. Нальняева, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, И. И. Сей.*

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *К. В. Боголепов*

П $\frac{2002000000-887}{042(02)-83}$ 242—83—IV

© Издательство «Наука», 1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы палеогеографии юры севера Евразии и прилегающих частей арктического шельфа представляют особый интерес. В юрском периоде сформировалась уникальная по размерам и особенностям строения Западно-Сибирская плита, насыщенная залежами нефти и газа. В тот же период завершились процессы геосинклинального развития ранних мезозоид Северо-Востока СССР и Монголо-Охотского пояса с их разнообразными залежами цветных и редких металлов; начались активные орогенические процессы в пограничных частях Верхояно-Колымской складчатой системы; сложились такие крупные структурные формы, как Предверхоянский краевой прогиб и Вилюйская синеклиза с их большими потенциальными ресурсами каустобиолитов; началась или резко усилилась повторная орогения в древних рифейско-палеозойских складчатых сооружениях юга Сибири и Центральной Азии, наложившая существенный отпечаток на их металлогению.

Кроме того, юрская система занимает особое место среди других подразделений фанерозоя. На великолепных разрезах юры Западной Европы, насыщенных многочисленными остатками древних организмов и в первую очередь моллюсков, разработаны принципы выделения и межрегиональной корреляции основных стратонов от отдела до зоны включительно. Интересно, что на примере юрских отложений Европы Гресли в 30-е гг. XIX в. разработал понятие о фациях, а Маркоу и Неймайер через 50 лет после него создали первые палеогеографические и биогеографические схемы.

Совершенно очевидно значение исследований бореальных бассейнов геологического прошлого для решения ряда крупных историко-геологических задач. Это вопросы о времени образования Арктического океанического бассейна и его связях с Атлантическим и Тихим океанами, о возможном существовании в морях бореальной зоны центров возникновения отдельных групп фаун, проникавших затем в моря средних и низких широт, о динамике глобальных изменений климатической зональности и, наконец, о соотношениях в пространстве и времени и о ходе развития платформенных, геосинклинальных (коллизионных) и океанических (спрединговых) структур в северной циркумполярной области нашей планеты.

В отличие от Западной Европы трудная доступность юрских разрезов севера азиатской части континента и огромные пространства, где юрские отложения перекрыты мощными чехлами более молодых пород, долгое время препятствовали получению необходимых материалов.

Первый опыт создания схем соотношений суши и моря в отдельные века юры для Севера СССР был опубликован в 1940 г. В. И. Бодылевским и Л. Д. Кипарисовой, но они основывались на отрывочных данных. Широкие исследования арктических и субарктических пространств Сибири и Северо-Востока страны начались только в послевоенные годы и особенно

усилились в последние два десятилетия в связи с открытием в Западной Сибири нового нефтегазоносного бассейна, а затем и с надвигающимися энергетическими проблемами.

С середины 50-х годов ведущая роль в исследованиях геологии бореального мезозоя принадлежит школе биостратиграфов и палеогеографов, созданной В. Н. Саксом, который возглавлял ее до своей кончины в 1979 г. Результатом исследований В. Н. Сакса и его учеников И. С. Грамберга, М. С. Месежникова, З. З. Ронкиной, Н. И. Шульгиной и др. явились капитальные работы по региональной стратиграфии, вещественному составу и палеогеографии севера Западной Сибири, Усть-Енисейской и Хатангской впадин [Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др., 1958], а также обобщающие труды по стратиграфии юры и мела всего Севера СССР [Сакс и др., 1963] и геологической истории Северного Ледовитого океана [Палеогеография..., 1967). К исследованиям В. Н. Сакса и его сотрудников по арктическим и субарктическим территориям Азии примыкали работы по мезозою Западно-Сибирской плиты, основанные на опорном и нефтепоисковом бурении, возглавляемые Н. Н. Ростовцевым. Результаты этих исследований вошли важной составной частью в «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», опубликованный в 1968 г. под редакцией А. П. Виноградова.

Следующий этап более углубленного изучения юрских отложений заключался в создании зональных стратиграфических схем юры [Сакс и др., 1972б, 1980; Стратиграфия..., 1976], в дальнейшем детальном анализе вещественного состава минеральных масс [Ронкина, 1965; Каплан, 1976], в применении более тонких геохимических и изотопных методов изучения палеотемператур, солености вод, динамики морских течений и других особенностей среды обитания организмов [Сакс и др., 1972а; Захаров, Радостев, 1975]. Наметился переход к специализированным палеозоогеографическим и палеоэкологическим исследованиям [Сакс и др., 1971; Захаров, Юдовный, 1974; Захаров, Шурыгин, 1978, 1979]. Весьма существенно, что в это время были сделаны первые шаги в использовании при палеогеографическом анализе принципов современной плитной тектоники [Сакс, 1976], хотя в публикуемой работе они, к сожалению, не получили дальнейшего развития.

Итак, предлагаемая читателям книга является новой ступенью в познании ряда важных аспектов геологии и палеогеографии бореальной юры. Она содержит оригинальный материал и, как мы надеемся, будет встречена с немалым интересом широким кругом исследователей. Наиболее значительную часть книги занимает описание палеогеографических схем и схем литофаций, составленных большим коллективом авторов для каждого яруса юрской системы. Эти очерки очень подробны, сопровождаются многими важными деталями, раскрывают общие тенденции развития огромной территории и, несмотря на неравноценность сведений по разным бассейнам (особенно по платформенным и геосиклинальным), могут служить хорошим справочным материалом. Вместе с тем приходится сожалеть, что имеющихся фактических данных, главным образом стратиграфических, оказалось недостаточно для того, чтобы создать не суммарные ярусные карты, неизбежно усредненные и схематичные, а «моментальные палеогеографические снимки» по изохронным поверхностям (кровле каждого из ярусов) и сопроводить их конкретными палеогеографическими и литофациальными разрезами. Подобный метод построений мог бы дать более четкое графическое изображение динамики изменения географической обстановки в каждую геологическую эпоху.

Неравноценность сведений, использованных для изображения бассейнов платформенного и геосиклинального классов, отягощается еще

и тем, что авторы, очевидно, опять-таки из-за недостатка материалов дают сугубо фиксистское изображение геосинклинальных бассейнов, отождествляя их былое пространственное распространение с современными площадями развития соответствующих формаций. В результате возникают парадоксальные ситуации. Примером может служить выделенный на схемах Удской залив. Он протянулся в глубь континента более чем на 1200 км, имеет ширину всего около 100 км, но при этом сохраняет нормальную соленость, что подтверждается остатками богатой стеногалийной, в том числе аммонитовой, фауны. Признание существенного поперечного сокращения бассейна в результате сближения Китайской (Буреинский массив) и Сибирской платформ и вероятной субдукции по палеосейсмофокальным зонам, существование которых подтверждается анализом дислокаций и магматизма (Л. М. Парфенов), позволило бы правильнее оценить первоначальные размеры бассейна. По-видимому, он был аналогичен современному Средиземноморью. То же самое можно сказать и о первоначальных размерах некоторых морских бассейнов Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, в частности Иньяли-Дебинского. Думается, что построение новых палеогеографических моделей геосинклинальных систем с учетом современных тектонических данных — задача ближайшего времени.

Другой крупный раздел книги посвящен общим закономерностям эволюции бассейнов и условий обитания в них организмов. В начале раздела читатель впервые получает количественную оценку объемов минеральных масс, накопившихся в отдельные эпохи юры в бассейнах разной географической и тектонической природы. Приведенные цифры, особенно по бассейнам геосинклинального типа, с учетом сказанного выше в достаточной мере условны. Тем не менее они выражают общие тенденции в отношениях между объемами континентальной и морской, а также платформенной и геосинклинальной седиментаций, хотя объемы последней, видимо, занижены и нуждаются в поправочных коэффициентах. В целом же приведенные подсчеты подтверждают глобальные закономерности, выявленные ранее А. Б. Роновым.

К числу фундаментальных и весьма трудоемких разработок нужно отнести главу, посвященную терригенно-минералогическому районированию платформенных частей региона. Эта работа позволяет воссоздать области размыва в юрском периоде, располагавшиеся в пределах современных акваторий и ныне скрытые под уровнем моря и чехлом послеюрских осадков. Очень интересно для геологических и тектонических построений и, конечно, для палеогеографии предположение о барьере (так называемый Сибирский порог), разделявшем Южно-Карскую и Баренцево-Карскую акватории. В этой интересной гипотезе, которая, впрочем, должна быть подтверждена дополнительными сейсмическими данными, остается неясным, почему к северу от этого узкого барьера распространилась устойчивая гранат-турмалин-рутил-цирконовая ассоциация, тогда как к югу с него транспортировались продукты размыва основных и ультраосновных пород, представленные минералами титанистой группы с пироксеном и оливином. Не играли ли здесь роль подводные кордильеры, образованные протрузиями офиолитовых комплексов?

В следующей главе книги наряду с обсуждением общей схемы формационного расчленения юрских осадочных толщ приводится синтез новых данных по палеобатиметрии, палеотемпературам, солености, характеру циркуляции вод и развитию биоты в связи с последовательными изменениями физико-географических условий. В главе широко используются оригинальные материалы, полученные в последние годы авторами книги на Севере Советского Союза, и факты, установленные зарубежными

исследователями по Северо-Американской и Гренландской частям циркумполярной области. Это позволяет создать общую, хотя во многом еще гипотетическую картину особенностей развития Арктического бассейна и его биоты и наметить меняющуюся со временем систему связей бореальных морей с акваториями Атлантики и Тихого океана.

Рассмотренные в книге проблемы палеогеографии севера Евразии имеют и неоспоримое практическое значение. Нет сомнений, что результаты этой интересной работы будут широко использованы при прогнозировании осадочных полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа в обширных седиментационных бассейнах юры.

К. В. Боголепов

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава I.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЮ СЕВЕРА СССР В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

Представление о существовании и сравнительно широком распространении юрских морских бассейнов на севере Евразии можно найти в работах М. Неймайера, Э. Ога, А. А. Борисяка, Н. Помпецкого, Г. Фребольда, Г. Зельфельда, В. А. Обручева, но в их основе лежали крайне ограниченные геологические данные. Недостаток данных ощущается и в знаменитой сводке В. Аркелла [Arkell, 1956], в которой показан лишь маленький морской залив на севере Западной Сибири.

Первые циркумполярные палеогеографические схемы для мезозоя были построены В. И. Бодылевским и Л. Д. Кипарисовой [1940] к XVII сессии геологического конгресса (Москва, 1937). На схемы, отражающие современное положение материков, были нанесены контуры моря для среднего лейаса (плинсбаха), аалена, раннего келловея, позднего оксфорда и раннего кимериджа, поздневолжского времени. Основываясь на немногочисленных точках сбора морской фауны, известных на севере Евразии, в Восточной Гренландии, в заполярных районах Северной Америки и на некоторых арктических островах, авторы выразили идеи о широком распространении юрского моря в Центральной Арктике и о постоянных связях его с морями Северной Атлантики и Пацифики. Эти идеи оказались плодотворными и явились основой для всех последующих палеогеографических построений.

В результате интенсивного изучения Севера СССР, предпринятого в предвоенные и особенно в послевоенные годы, получена масса геологической информации, позволившей существенно уточнить контуры развития юрских отложений, реконструировать палеогеографию юрского периода ряда крупных областей (Тимано-Печорская область, Западная и Восточная Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток СССР) и предложить ряд обобщающих палеогеографических схем для всей рассматриваемой территории.

К числу первых региональных реконструкций, основанных на конкретном фактическом материале, доставленном глубоким бурением и полученном в результате специальных маршрутных исследований, принадлежат краткие палеогеографические очерки Усть-Енисейского и Хатангского районов [Сакс, Ронкина, 1957; Сакс и др., 1958], в которых уже были намечены основные черты юрской палеогеографии севера Средней Сибири. На основе этих очерков В. Н. Сакс и З. З. Ронкина [1958] составили первые палеогеографические карты Севера СССР в юрском периоде. На картах были показаны не только границы моря и суши, но и типы фаций. Для моря выделены фации верхней и нижней сублиторали и переходных зон (литоральной и лагунно-морской). На суше показаны разные типы континентальных отложений, в том числе угленосные и вулканогенные образования, источники сноса и их характер. Примечательно то, что при палеогеографических реконструкциях использовались

сведения не только по породам и минералам, но и по биоте — морской фауне и наземной флоре. Например, для обоснования соединения морей Арктики с Северной Атлантикой (море на севере Западной Европы и на северо-востоке Гренландии) был проведен биогеографический анализ моллюсков, а вывод о более прохладном, чем на юге, климате в Арктике основывался на сравнительном анализе наземных растений (пыльцы и спор хвойных и папоротников). Особенности распределения остатков биоты в Северном полушарии и на Крайнем Севере СССР привели авторов к выводу о нахождении Северного географического полюса в пределах Полярного бассейна. Для суждения о солености и подвижности вод привлекались сведения об экологии ряда бентосных и пелагических групп. Развитие подводного рельефа рассматривалось в тесной связи с тектоническими событиями. Таким образом, в упомянутой работе при палеогеографических реконструкциях впервые приводится комплексный анализ всех данных по юре Севера СССР. Позднее В. Н. Сакс [1961] построил подобные палеогеографические схемы для трех эпох юрского периода на циркумполярной проекции.

Одновременно И. И. Тучков [1957] создал первые палеогеографические реконструкции для Северо-Востока СССР, основанные на материалах геологических съемок и палеонтолого-стратиграфических обработок, а А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и В. П. Муравьев [1960] выполнили аналогичные построения для территории Западной Якутии, используя помимо общегеологических данных также данные литологических исследований. В 1959 г. группа геологов ВНИГРИ и Уральского геологического управления опубликовала серию детальных палеогеографических карт мезозоя и палеогена западной половины Западной Сибири [Балабанова и др., 1959]. На этих картах отмечены основные палеогеографические изменения в Западно-Сибирском бассейне в течение юрского периода и тщательно отрисована западная граница бассейна. Карты были включены в «Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» [1961]. Для этого издания В. И. Бодылевский и М. С. Месежников также составили по векам палеогеографические карты Тимано-Уральской области, детализированные позже В. С. Кравец [1966], использовавшей большой материал бурения в бассейне р. Печоры.

З. З. Ронкина [1965], обобщив данные по терригенно-минералогическим комплексам юрских отложений, существенно уточнила динамику осадконакопления на севере Средней Сибири, обосновала главные направления транспортировки обломочного материала и состав пород в областях сноса.

Таким образом, к началу 60-х гг. были выполнены палеогеографические реконструкции по всем крупным регионам Севера СССР, в результате оказалось возможным обобщение этих региональных построений в рамках «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» [1968]. Для центральной части советской Арктики подобное обобщение приведено в монографии под редакцией Н. С. Грамберга [Палеогеография..., 1967]. Помимо детального рассмотрения палеогеографических изменений и литофаций в этой монографии были затронуты также проблемы крупной цикличности осадконакопления и сделаны первые определения скоростей седиментации.

Поступление нового геологического материала, особенно по закрытым районам Сибири, а также уточнения (порой принципиальные) возраста и взаимоотношений отдельных свит, полученные в процессе специальных стратиграфо-палеонтологических и литологических исследований, позволили внести дальнейшие коррективы в палеогеографические построения.

Так, З. Д. Москаленко, Т. М. Окунева и И. И. Сей [1970] детально рассмотрели юрскую палеогеографию Дальнего Востока, И. И. Тучков [1973] составил новый вариант палеогеографических схем позднего палеозоя и мезозоя (в том числе юры) Якутии и детально рассмотрел формационные ряды, И. В. Полуботко и Ю. С. Репин [1978] обосновали имеющее очень большое значение для всего востока рассматриваемой территории представление о коренных палеогеографических перестройках на рубеже ранней и средней юры.

В это же время М. Е. Каплан [1976] публикует всесторонние исследования вещественного состава и условий формирования морского терригенного комплекса мезозоя севера и востока Сибирской платформы, В. А. Захаров и Б. Н. Шурыгин [1978] провели детальный анализ биофаций и условий существования фаун в среднеюрских морях Средней Сибири, а М. Е. Каплан, С. В. Меледина и Б. Н. Шурыгин [1979] подробно рассмотрели палеогеографию келловея.

В 1976 г. под редакцией И. И. Нестерова были опубликованы «Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины» и объяснительная записка к нему. Огромный материал, доставленный поисковым и глубоким бурением, дал возможность существенно уточнить распространение отдельных литофаций и весьма детально реконструировать обстановки бассейна. В частности, авторы реконструировали речную сеть в ранней и поздней юре и сумели обоснованно показать сложный характер рельефа дна позднеюрского морского бассейна в западной части региона.

Другим направлением палеогеографических построений явилось воссоздание рельефа и в целом палеоландшафтов. Это направление началось работой В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной [1962], специально посвященной проблемам эволюции рельефа. В основу анализа авторы положили геологические данные и результаты изучения минерального состава пород. А. В. Гольберт и др. [1968] для палеоландшафтных реконструкций Западной Сибири широко использовали также данные по крупномерным растительным остаткам и спорово-пыльцевым комплексам, что позволило более детально охарактеризовать как конкретные ландшафты, так и изменение климатических условий. Идея выделения палеогеографических уровней была положена в основу палеогеографических реконструкций, выполненных геологами ВНИГРИ для западного и центрального секторов Севера СССР [Месежников и др., 1971а]. Подсчет объемов осадочных толщ, размеров седиментационных бассейнов разных типов и т. д. по литолого-фациальным картам позволил также обнаружить общие закономерности терригенного осадконакопления, уточнить его скорости и выявить динамику переотложения осадков.

В. Н. Сакс и З. З. Ронкина [1979] обобщили все новые данные, полученные за предшествующие 20 лет, внесли ряд уточнений в рисовку отдельных элементов рельефа по сравнению с более ранней работой [Сакс, Ронкина, 1962], а также составили палеогеографическую схему всего Севера СССР в позднем плинсбахе.

Все перечисленные построения выполнялись на современной географической основе. При этом, однако, выяснилось, что многие особенности развития северных бассейнов с трудом могут быть объяснены, если исходить из современных соотношений континентальных и океанических блоков. Так, например, затруднена интерпретация причин, вызвавших обособление байос-батского Арктического бассейна, остаются неясными обстоятельства, обусловившие близость позднеюрских фаунистических ассоциаций Восточной Гренландии и восточного склона Приполярного Урала и их отличия от одновозрастных ассоциаций Южного Таймыра и

т. п. Поэтому В. Н. Сакс [1976] рассмотрел мобилистическую модель развития Арктического бассейна в мезозое. Эта модель находит все большее признание в работах отечественных и зарубежных исследователей, прежде всего основывающихся на анализе ареалов различных групп юрской фауны. Ряд интерпретаций этой модели приведен и в настоящей работе.

Глава II

КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Юрские отложения чрезвычайно широко распространены в северной половине СССР. Их выходы известны от Земли Франца-Иосифа до Чукотки и Приморья (рис. 1). На большей части этой территории юра входит в состав чехла крупных структур древних и молодых платформ (Баренцевоморская платформа, север Московской синеклизы, Печорская синеклиза, Западно-Сибирская плита, Енисей-Ленский прогиб, Вилюйская синеклиза). Восточнее юрские отложения распространены в пределах Приверхоянского прогиба, а еще далее на восток юра входит в геосинклинальные комплексы Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской систем.

Несмотря на то, что в пределах этой громадной территории юра представлена почти исключительно терригенными породами (лишь в геосинклинальных комплексах к ним прибавляются пирокластические породы и эффузивы), значительная литологическая изменчивость отложений в пространстве, широкое варьирование мощностей (например, от 20—30 м волжских слоев в Западной Сибири до 3000 м на Северо-Востоке), недостаточная изученность отложений в труднодоступных и, особенно, закрытых районах Севера — все это чрезвычайно осложняет как создание достаточно детальных и обоснованных стратиграфических схем по отдельным крупным регионам, так и, тем более, проведение широких межрегиональных корреляций. Однако весьма значительный объем стратиграфических и палеонтологических исследований, выполненных за последние 20 лет, позволил все же накопить если не исчерпывающие, то достаточно надежные данные о строении и взаимоотношениях юрских толщ в пределах рассматриваемой территории. Эти данные позволили составить стратиграфические схемы юры, которые в последнее время были приняты межведомственными совещаниями по Северо-Востоку СССР (Магадан, 1975), Западной Сибири (Тюмень, 1976), Уралу (Свердловск, 1977), Дальнему Востоку (Хабаровск, 1977), Средней Сибири (Новосибирск, 1978). Принятые схемы полностью отражают современный уровень знаний о вещественном составе, ареалах и возрасте литологических тел, слагающих юрскую систему в перечисленных регионах, наглядно показывают степень полноты разрезов, характер латеральных замещений отдельных свит и пачек, порядок изменения их мощностей.

Сопоставление литостратиграфических подразделений проводилось как с помощью общегеологических и (в закрытых районах) геофизических методов, так и главным образом с помощью биостратиграфических данных. Особенно эффективно использование данных биостратиграфии для морских толщ.

Отложения юрской системы в морских фациях широко распространены на территории Севера и Дальнего Востока СССР. Они заключают богатую фауну аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков, гаст-

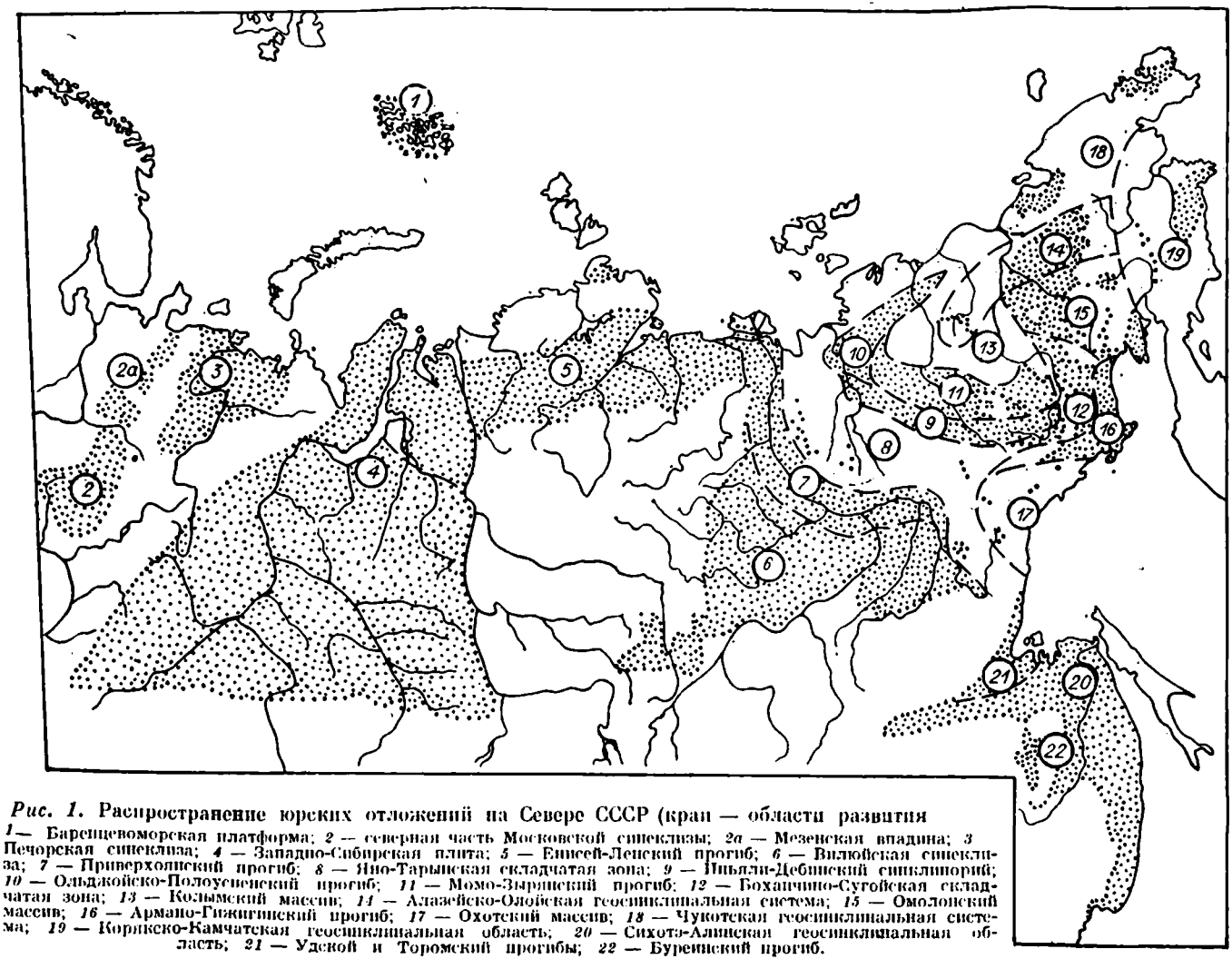


Рис. 1. **Распространение юрских отложений на Севере СССР (кран — области развития**

1 — Баренцевоморская платформа; *2* — северная часть Московской синеклизы; *2а* — Мезенская впадина; *3* Печорская синеклиза; *4* — Западно-Сибирская плита; *5* — Енисей-Ленский прогиб; *6* — Вилюйская синеклиза; *7* — Приверхоянский прогиб; *8* — Ино-Тарынская складчатая зона; *9* — Иньяли-Дебинский синклинорий; *10* — Ольджойско-Полоусненский прогиб; *11* — Момо-Зырянский прогиб; *12* — Бохапчино-Сугойская складчатая зона; *13* — Колымский массив; *14* — Алазейско-Олойская геосинклинальная система; *15* — Омолонский массив; *16* — Армано-Гижигинский прогиб; *17* — Охотский массив; *18* — Чукотская геосинклинальная система; *19* — Корякско-Камчатская геосинклинальная область; *20* — Сихотэ-Алинская геосинклинальная область; *21* — Удской и Торомский прогибы; *22* — Буреинский прогиб.

Таблица 1

Биостратиграфическая корреляция нижнего и среднего отдела юры Севера СССР

Ярус	Подъярус	Средняя Сибирь и Северо-Восток СССР		Средняя Сибирь	Северо-Восток СССР	Дальний Восток	
		Зоны, лоны и слои с аммонитами		Слои с двустворками		Зоны, лоны и слои с аммонитами	Слои с двустворками
Батский	Верхний	Arctocephalites elegans	Arctocephalites elegans	*Mytiloceramus polaris*	*Mytiloceramus bulunensis*	Слои с *Umaltites era* (нижняя часть)	*Mytiloceramus bulunensis* (нижняя часть)
			Oxycerites jugatus		*Mytiloceramus polaris*		
	Средний	Cranocephalites vulgaris		*Mytiloceramus kystatymensis*	*Mytiloceramus electus*	—	*Mytiloceramus kystatymensis*
	Нижний	Boreiocephalites pseudoborealis					
		Слои с *Lissoceras psilodiscus*					
Байосский	Верхний	—		*Mytiloceramus clinatus*	*Mytiloceramus clinatus*		
	Нижний	Слои с *Normannites*, *Arkelloceras*		*Mytiloceramus lucifer*	*Mytiloceramus lucifer*	Слои с *Arkelloceras tozeri*	*Mytiloceramus lucifer*
		Слои с *Tugurites fastigatus*		*Mytiloceramus menneri*	*Mytiloceramus menneri*	Tugurites fastigatus	*Mytiloceramus jurensis*
Аленский	Верхний	Tugurites tugurensis		*Mytiloceramus elegans*	*Mytiloceramus jurensis*	Tugurites tugurensis	*Mytiloceramus obliquus*
					Mytiloceramus elegans		
	Нижний	Pseudolioceras maclintocki			*Mytiloceramus priscus*	Pseudolioceras maclintocki	*Mytiloceramus priscus*
			Слои с *Pseudolioceras beyrichi*	*Propeamussium olenekense*, *Arctotis marchaensis*	*Trigonia alta*	Слои с *Pseudolioceras beyrichi*	

Тоарский	Верхний	Pseudolioceras rosenkrantzi	?		—	
		Porpoceras polare		*Vaugonia literata*		
	Нижний	Zugodactylites monestieri	*Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata*	*Meleagrinella faminaestriata*	Zugodactylites monestieri	—
		Dactylioceras athleticum				
		Harpoceras falcifer: Harpoceras falcifer		«*Pseudomytiloides*» *mytileformis*	—	
		Harpoceras falcifer: Harpoceras excaratum				
		Harpoceras falcifer: Eleganticeras alajaense				
		Tiltoniceras propinquum	?			
Плинсбахский	Верхний	Amaltheus viligaensis	*Tancredia schiriaevi, Meleagrinella tiungensis*	*Radulonectites*	Слои с *Amaltheus* ex gr. *viligaensis*, *Paltarpites*	
		Amaltheus margaritatus	*Harpax laevigatus, Myophoria lingonensis*		Amaltheus margaritatus	*Plicatula* spp.
		Amaltheus stokesi	*Eopecten viligaensis*	*Eopecten viligaensis*	Amaltheus stokesi	
	Нижний	Слои с *Polymorphites*	*Harpax spinosus*	*Amonotis*	—	
Синемюрский	Верхний	Angulaticeras kolymicus	*Otapiria limaeformis, Meleagrinella subolifex*	*Otapiria limaeformis*		*Otapiria limaeformis*
				Monotis inopinata		
		Coroniceras siverti				
	Нижний	Arietites libratus		*Otapiria omolonica*		
Геттангский		Schlotheimia angulata		*Otapiria pseudooriginalis*		—
		Waehneroceras frigga				
		Psiloceras planorbis				

Ярус	Подъярус	Север европейской части СССР: Зоны, лоны, слои с аммонитами	Средняя Сибирь и Северо-Восток СССР: Зоны, лоны
1	2	3	4
Волжский	Верхний	?Craspedites nodiger	Chetaites chetae
			Craspedites taimyrensis
		Craspedites subditus	Cracpedites okensis: Craspedites originalis; Craspedites okensis
		Kachpurites fulgens	Virgatosphinctes exoticus
	Средний	Epivirgatites nikitini	Epivigratites variabilis
		?	Taimyrosphinctes excentricus; Dorsoplanites sachsi
		Dorsoplanites maximus	Dorsoplanites maximus
		Dorsoplanites panderi	Dorsoplanites ilovaiskii
			Pavlovia iatriensis
	Нижний	Subplanites pseudoscythicus	Pectinatites pectinatus
		?	Слои с *Subdichotomoceras subcrassum*
			Eosphinctoceras magnum
Кимериджский	Верхний	Aulacostephanus autissiodorensis	Streblites taimyrensis
		Aulacostephanus eudoxus	Aulacostephanus eudoxus
		?	Aulacostephanus mutabilis
	Нижний	Слои с *Amoebites*, *Rasenia*	Rasenia borealis
			Pictonia involuta
Оксфордский	Верхний	Amoeboceras ravni; ?	Ringstedia pseudocordata; Amoeboceras ravni
		Amoeboceras alternans	Amoeboceras alternans
	Средний	Amoeboceras alternoides: Слои с *Amoeboceras alternoides*; Слои с *Vertebriceras*, *Plasmatoceras*	Amoeboceras alternoides: Слои с *Amoeboceras alternoides*; Слои с *Plasmatoceras*
	Нижний	Слои с *Cardioceras*	Cardioceras cordatum
			Cardioceras percaelatum
			Cardioceras gloriocum: C. gloriosum; C. praecordatum
		Quenstedtoceras mariae	Cardioceras obliteratum

Таблица 2

верхнего отдела юры Севера СССР

Средняя Сибирь	Северо-Восток	Дальний Восток	
Слои с бухиидами	Слои с бухиидами	Слои с аммонитами	Слои с двустворками
5	6	7	8
Buchia unschensis	*Buchia tenuicollis*, *B. terebratuloides*	*Partschiceras schetuchaense*	*Buchia piochii*, *B. fischeriana*
Buchia obliqua			
Buchia taimyrensis	*Buchia piochii*, *B. fischeriana*		
Buchia russiensis			
Buchia rugosa	*Buchia piochii*, *B. mosquensis mosquensis* ssp.		
Buchia mosquensis			
Buchia tenuistriata	*Buchia rugosa*, *B. mosquensis paradoxa* ssp.	—	*Buchia mosquensis*, *B. tenuistriata*
Buchia concentrica	*Buchia mosquensis tenuistriata* ssp.		
	Buchia concentrica, *Praebuchia kirghisensis*	—	*Buchia concentrica*
Praebuchia kirghisensis	*Praebuchia impressa*		
Praebuchia orientalis		*Cordioceras* (*Scarburgiceras*)	*Meleagrinella ovalis*, *Modiolus strajeskianus*, *M. czekanowskii*

1	2	3	4
Келловейский	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	Eboraciceras subordinarium
		Longaeviceras keyserlingi	Longaeviceras keyserlingi
	Средний	Erymnoceras coronatum	Слои с *Rondiceras milaschevici*, *Erymnoceras*
		Kosmoceras jason	
	Нижний	Kepplerites gowerianus	Cadoceras emelianzevi
		Cadoceras elatmae	Cadoceras elatmae
		Arcticoceras ishmae	Arcticoceras kochi

ропод, фораминифер и остракод, в изучении которой достигнуты большие успехи. В результате разработано зональное деление юрских отложений северной части СССР, которое сопоставимо со стандартной шкалой, а для верхней юры по своей детальности не уступает этой шкале (табл. 1, 2).

Зональное деление юрской системы осуществляется по аммонитам. Однако при отсутствии или редкой встречаемости их остатков стратиграфическое расчленение юры с успехом проводится и по другим группам ископаемых беспозвоночных.

Параллельно с аммонитовой шкалой для отдельных достаточно крупных регионов уже разработаны шкалы по двустворчатым моллюскам, белемнитам, фораминиферам. Так, для средней юры Средней Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР создана шкала по иноцерамидам, для верхней юры — шкала по бухиям, выделен ряд горизонтов по характерным комплексам белемнитов. Наконец, для расчленения и корреляции разрезов на закрытых территориях успешно используются комплексы микрофауны — фораминифер, остракод, радиолярий.

Континентальные и лагунные фации, слагающие бо́льшую часть разреза нижней и средней юры на западе рассматриваемой территории (от Земли Франца-Иосифа до Енисея) и широко распространенные в юрских отложениях Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба, а также в верхнеюрских (волжских) отложениях Северо-Востока СССР, в значительной мере сопоставляются по данным палеофлористических и палинологических исследований (табл. 3).

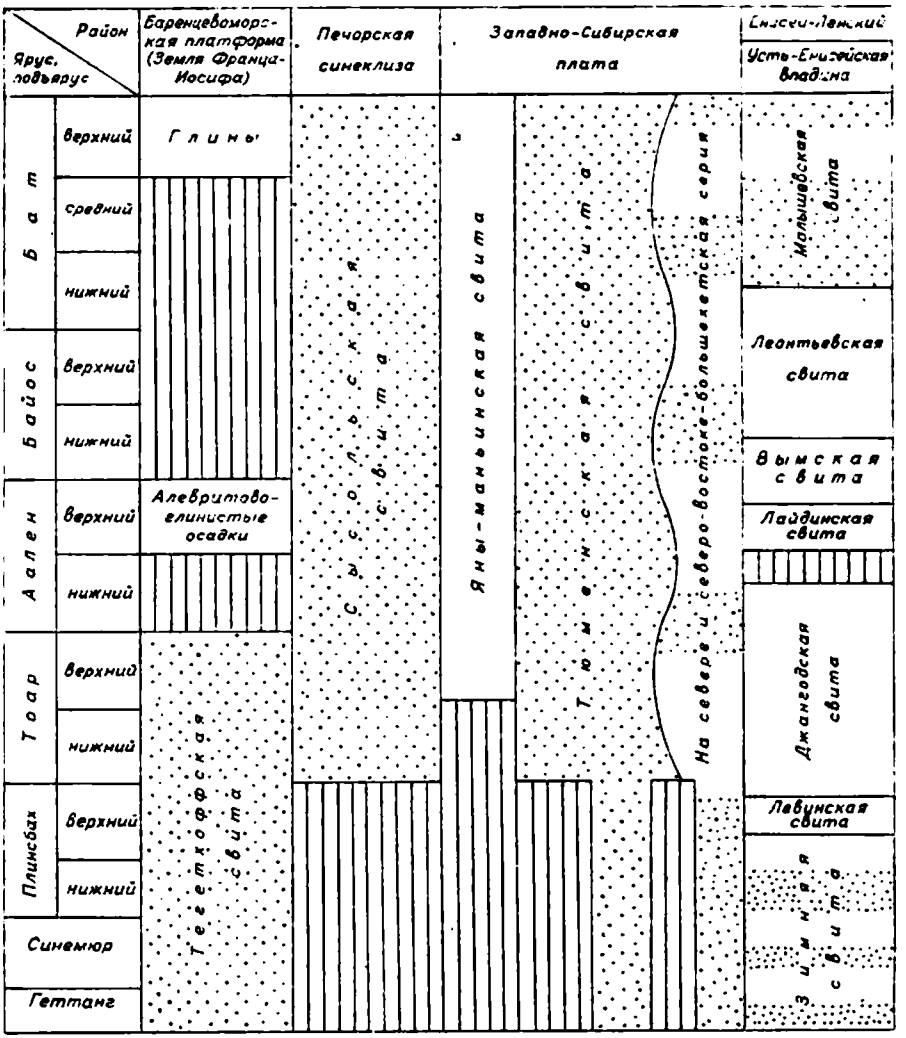
Обобщение данных всех этих работ [Стратиграфия..., 1972; Стратиграфия..., 1976; Сакс и др., 1980] позволило установить на большей части территории развитие всех отделов и ярусов юрской системы. Эта хроностратиграфическая шкала и стала основой для межрегиональных и в значительной мере для внутрирегиональных сопоставлений. Однако, несмотря на большую детальность зональных схем юры Севера СССР, остается еще много неясных и спорных моментов. Главными дискуссионными вопросами являются граница средней и верхней юры и проблема «бореального бата», а также граница юрской и меловой систем. Как известно, западноевропейскими геологами принята точка зрения В. Аркелла [1961] об отнесении келловейского яруса к средней юре. В СССР келловей традиционно включается в верхнюю юру. Для севера это расхождение еще усугубляется выделением, в сущности, нового яруса — «бореального бата» [Callomon, 1959], который, в трактовке его автора, соответствует

5	6	7	8
Praebuchia orientalis ? —	?	—	*Meleagrinella ovalis*, *Modiolus strajeskianus*, *M. czekanowskii*
Praebuchia anabarensis	*Praebuchia anyensis*		
Mytiloceramus polaris	—	*Umaltites era* (верхняя часть)	*Mytiloceramus bulunensis*

Таблица 3

Стратиграфическая схема юры Ленского угленосного бассейна

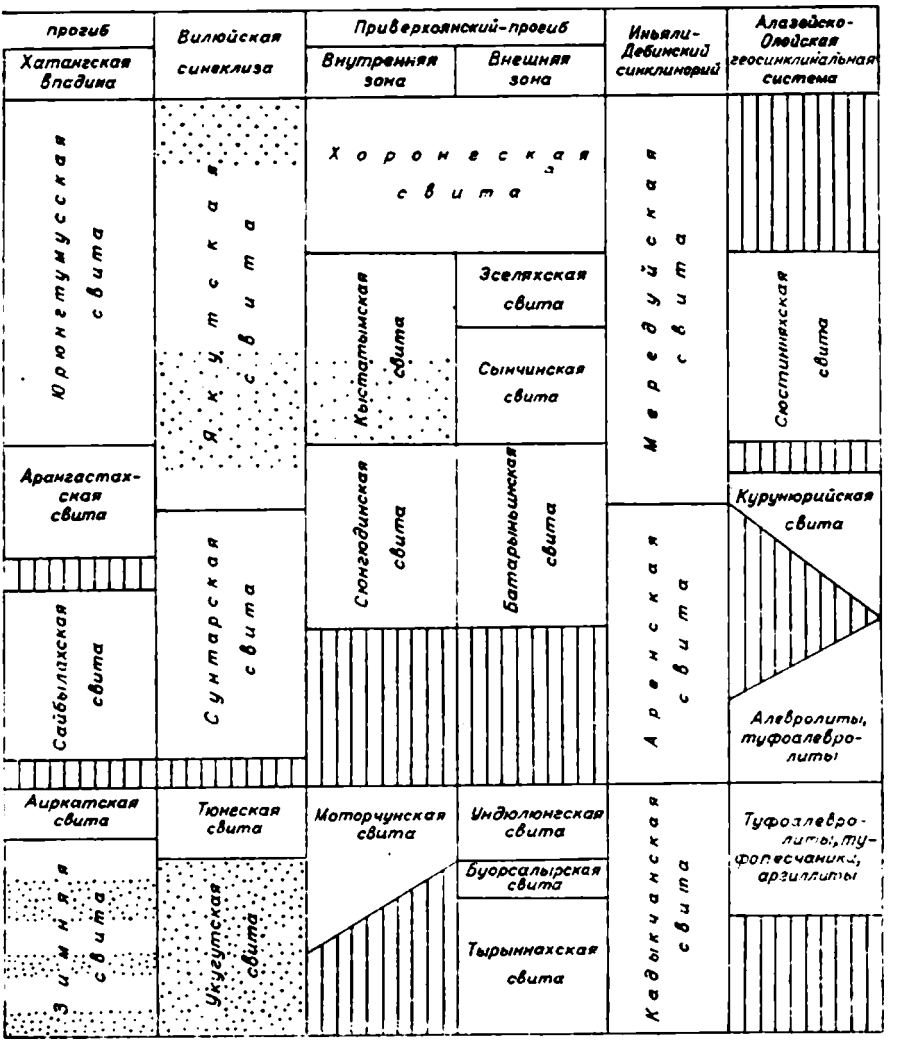
Отдел	Ярус	Фитостратоны: Горизонт	Фитостратоны: Слои с флорой
Верхняя юра	Волжский	**Чечумский горизонт** Доминируют папоротники — крупнолистные *Cladophlebis* — *C. aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Samyl., *C. grandifolius* Kiritchk., род *Raphaelia*, немногочисленные *Coniopteris* и хвойные — *Florinia*, *Pseudolarix*, *Conofirites*, *Taxocladus*, *Schizolepis*. Гинкгофиты — *Leptotoma lenaensis* Kiritchk. et Samyl., *Ginkgo sibirica Heer*, разнообразные *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*	Слои с *Equisetites tschetschumensis*, *Cladophlebis aldanensis*, *Raphaelia diamensis*, *Coniferites marchaensis*
	Кимеридж		
	Оксфорд		Слои с *Cladophlebis serrulata*, *Raphaelia kiriuae*, *Schizolepis zabalueri*
	Келловей		
Средняя юра	Бат	**Якутский горизонт** Доминируют папоротники — *Cladophlebis* с крупнолистной *Raphaelia kiriuae* Kiritchk. и редкими *Coniopteris*; хвойные — *Schizolepis*. Гинкгофиты немногочислены: *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*	?
	Байос		
	Аален		
Нижняя юра	Тоар	Преимущественно морские отложения	Слои с *Ptilophyllum*
	Плинсбах	**Укугутский горизонт** Доминируют мелкостволыные хвощевые из родов *Equisetites*, *Neocalamites*, редкие *Annulariopsis*; мелколистные папоротники из рода *Cladophlebis* (*C. whitbiensis* Brongn.). Из хвойных преобладают проблематичные сосновые — *Schizolepis*, *Pityospermum*	?
	Синемюр		
	Геттанг		



значительной части байоса, бату и низам келловея (слои с *Arcticoceras*). Несмотря на хорошую увязку по всему Северу слоев с Arctocephalitinae [Меледина, 1973], их возраст определяется на Севере СССР и в зарубежных бореальных бассейнах с большими расхождениями. Второй большой проблемой является положение границы юры и мела. По-видимому, следует считать уже общепринятым представление о соответствии рязанского горизонта верхней (и, быть может, средней) части берриаса. Рязанский горизонт, согласно последним данным [Месежников и др., 1979], соответствует практически всему сибирскому берриасу [Сакс, Шульгина, 1964]. В то же время сколько-нибудь значительный перерыв между верхневолжскими и рязанскими слоями отсутствует, а это значит, что частично или полностью верхневолжский подъярус должен параллелизоваться с низами берриаса, разумеется, при современной трактовке границы юры и мела (в основании зоны jacobi-grandis). Эти противоречия могут быть сняты при установлении подошвы берриаса не в основании, а в кровле

Таблица 4

и средней юры на Севере СССР



зоны jacobi-grandis [Casey, 1962, 1973]. Однако пока такое решение еще не принято, следует считаться с тем, что граница юры и мела на Севере и Юге СССР, вероятно, проводится на разных уровнях.

Помимо перечисленных существует еще целый ряд более частных проблем увязки юрской стратиграфической шкалы Севера СССР со стандартной шкалой.

С учетом сделанных замечаний и следует рассматривать строение юрской толщи Севера СССР (табл. 4, 5). По характеру и мощностям разрезов вся область развития юрских отложений на Севере СССР может быть разделена на три сектора — западный, центральный и восточный. Юрская толща западного сектора (Баренцевоморская платформа, северная часть Московской синеклизы, Западно-Сибирская плита) имеет четкое двучленное строение: в основании залегают преимущественно пресноводные песчано-глинистые отложения нижней — средней юры, которые сменяются преимущественно морскими глинистыми верхнеюрскими осад-

Ярус, подъярус / Район		Оюлонский массив: Северо-западная зона	Оюлонский массив: Центральная зона	Арманo-Гижигинский прогиб	Сихотэ-Алинская геосинклинальная область	Удской и Торомский прогибы	Буреинский прогиб
Бат	верхний	Нимчанская свита		Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов	Ульбинская свита	Алевролиты, в основании песчаники	Эльгинская свита
Бат	средний						Эпиканская свита
Бат	нижний	Дилькучанская свита	Вулканомиктовые песчаники	Аргиллиты, алевролиты			
Байос	верхний		Известковые песчаники	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	Хурбинская свита		
Байос	нижний		Песчаники			Песчаники, алевролиты	Умальтинская свита
Аален	верхний	Эльгеджакская свита	Алевролиты	Тефрогенные песчаники		Алевролиты	
Аален				Аргиллиты, алевролиты			
Аален	нижний	Хогындонская свита		Аргиллиты, туффиты		Песчаники	
Тоар	верхний		Песчаники	Кластолавы, базальты, туфы	Буюрская свита	Песчаники, алевролиты	
			Пизолитовые туфы				
Тоар	нижний		Аргиллиты	Аргиллиты		Песчаники с прослоями гравелитов	
			Песчаники				
Плинсбах	верхний	Бытыгинджинская свита	Аргиллиты				
			Туфопесчаники	Песчанистые алевролиты			
			Аргиллиты	Мелкозернистые песчаники			
Плинсбах	нижний	Алигапская свита (верхняя часть)		Аргиллиты, Алевролиты	Киселевская свита		Песчаники, алевролиты
Синемюр			Бродненская свита	Тефрогенные песчаники			
				Аргиллиты, туффиты			
Геттанг				Аргиллиты, алевролиты			

ками. В верхах разреза широко развиты битуминозные фации. Лишь на крайнем северо-западе (Земля Франца-Иосифа) появляются отдельные морские горизонты в средней, а на севере Западной Сибири — и в нижней юре. Мощность отложений, как правило, невелика и колеблется от 400—600 м в Мезенской впадине до 1000—1500 м на Западно-Сибирской плите. Для всей толщи в целом характерны перерывы, объем которых достигает одного или двух подъярусов.

Юрская толща центрального сектора (Енисей-Ленский и Приверхоянский прогибы, Вилюйская синеклиза) имеет упорядоченное строение. В пределах Енисей-Ленского прогиба юрские отложения представлены преимущественно морской серией терригенных осадков. Разрез нижне- и среднеюрских отложений на крайнем западе (низовья Енисея) включает сравнительно мощные толщи прибрежно-морских и прибрежно-континентальных осадков (основание юры — зимняя свита; верхи средней юры — малышевская свита). Мощности юры закономерно сокращаются с

запада на восток от 2500—2700 м в низовьях Енисея до 1000 м в центральной части региона и до 600—700 м на Лено-Анабарском междуречье. В Приверхоянском прогибе морскими отложениями представлена лишь нижняя и средняя юра. Верхнеюрская толща сложена угленосными осадками и лишь на крайнем севере в ее составе преобладают морские отложения, которые характеризуются большим количеством крупных перерывов. Общая мощность юрских отложений достигает здесь 2500 м. В Вилюйской синеклизе юра представлена чередованием мелководно-морских и пресноводных образований, причем количество морских горизонтов убывает вверх по разрезу — они широко развиты в нижней юре (плинсбах, нижний тоар), спорадически представлены в средней юре и отсутствуют в верхней. Суммарная мощность юрских отложений не превышает здесь 800—1000 м.

На Северо-Востоке СССР (восточный сектор) юрские отложения развиты в пределах чрезвычайно контрастных структур Верхояно-Чукотской складчатой системы. Строение юрской толщи, представленной почти исключительно морскими отложениями, в пределах этих структур резко различается. В Яно-Тарынской складчатой зоне юрские отложения довольно однообразны в литологическом отношении. Это в основном терригенные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты. Прослои туфов и туфогенных пород имеют незначительную мощность. Разрез юры достаточно полно охарактеризован фауной и представлен нижне- и среднеюрскими толщами, общая мощность которых достигает 1500—1600 м.

В Иньяли-Дебинском синклинории отложения юры включают все ярусы юры от геттанга до оксфорда и обладают большой мощностью (до 5000 м). Средняя юра представлена мощной толщей терригенного флиша; граница нижней и средней юры из-за редкости фаунистических остатков весьма условна.

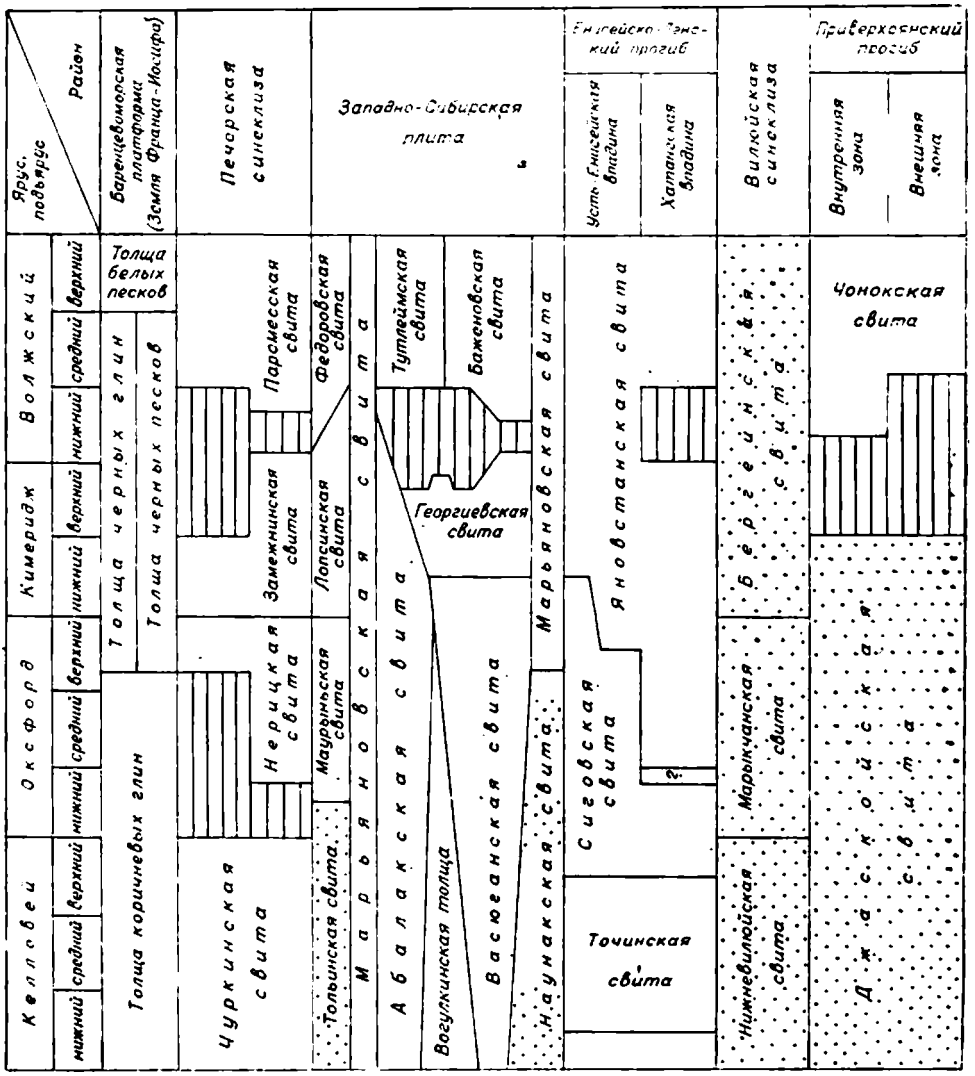
Разрезы юры Бохапчи-Сугойской складчатой зоны характеризуются терригенным составом пород, значительными мощностями (до 4000 м), наличием почти повсеместного стратиграфического несогласия между нижней и средней юрой. Типичны большие мощности нижней юры (1000—2500 м), ее флишоидный облик, бедность фаунистическими остатками. Отложения средней юры местами представлены фрагментарно, в составе верхней юры имеются только келловей, оксфорд и местами кимеридж.

Для разреза юры Ольджойско-Полоуснинского прогиба свойственны большие мощности (6000—8000 м), непрерывность и исключительно терригенный состав пород. Нижняя и средняя юра изучена слабо; обычны полные разрезы волжского яруса.

В Момо-Зырянском прогибе развита мощная (3000—8000 м) вулканогенно-осадочная верхнеюрская толща с морской фауной, местами завершающаяся континентальными фациями. Полнота разреза юры различна. В некоторых районах юра начинается с геттанг-синемюрских отложений, в других с бат-келловейских.

Для Омолонского массива характерен изменчивый литологический состав юры, неполные, со значительными стратиграфическими перерывами разрезы и небольшие мощности стратонов (300—1000 м).

В пределах Алазейско-Олойской геосинклинальной системы выходы юры протягиваются от междуречья Колымы и Индигирки и истоков Алдей на западе в бассейны рек Олоя, Большого Анюя и до верховий правых истоков Анадыря. Нижняя и средняя юра имеет вулканогенно-осадочный состав и мощности до 3000 м; верхняя юра характеризуется полным набором ярусов, большими мощностями (до 2000—2500 м) и вулканогенно-осадочным составом пород. В Армано-Гижигинском прогибе развиты



мощные (до 5000—8000 м) осадочно-вулканогенные толщи юры с участием лав андезитов и базальтов. Наибольшую мощность имеют отложения нижней юры (до 1800 м).

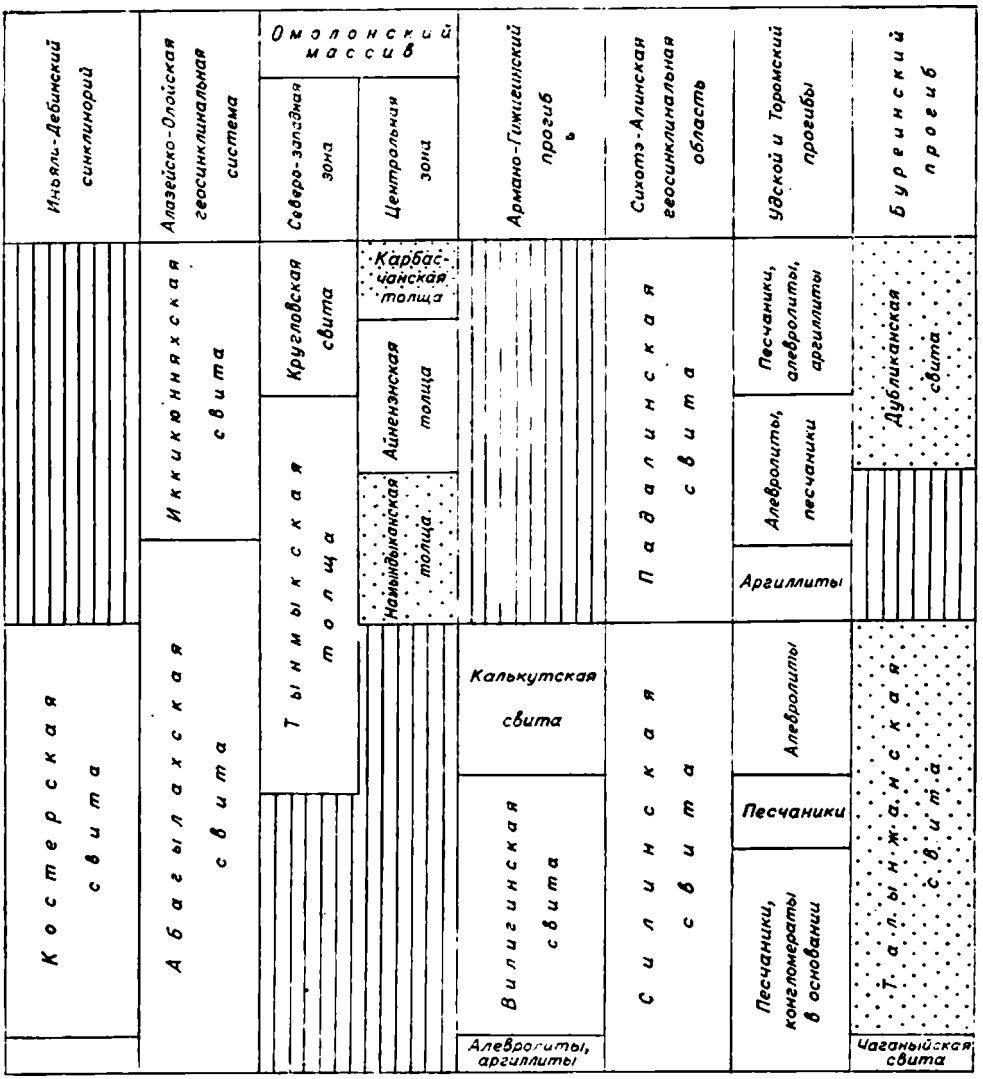
На поднятиях отложения юры становятся относительно маломощными (800—1300 м) и заключают перерывы в осадконакоплении. В прогибах разрез юры непрерывен и достигает максимальных мощностей.

В Чукотской геосинклинальной системе в основном распространены кимеридж-волжские, преимущественно терригенные отложения мощностью 500—800 м. В отдельных районах развиты и более древние отложения: геттанг-синемюрские и келловей-оксфордские.

В Корякско-Камчатской геосинклинальной области (бассейн Анадыря, Пенжины и побережье Берингова моря) распространение юры ограничено. Юрские отложения сравнительно маломощны (1000—1700 м), представлены осадочно-вулканическими породами.

Таблица 5

верхней юры Севера Сибири



В пределах Дальнего Востока могут быть выделены два основных типа разрезов юрских отложений. Наибольшим распространением пользуются отложения юры геосинклинального типа. Они выполняют Сихотэ-Алинский и Джагдино-Амгунский прогибы. Юрские отложения в этих районах представлены мощными (до 1000 м) интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми толщами флишоидного характера, реже вулканогенно-кремнистыми образованиями. Остатки фауны в них редки.

Второй тип разреза характеризует пригеосинклинальные прогибы, расположенные по периферии геосинклинальных структур. Это Удской, Торомский и Буреинский прогибы в северной части Дальнего Востока и Южно-Приморский — на юге. Здесь юрские толщи представлены терригенными морскими и континентальными отложениями различной мощности (до 5000 м в Буреинском прогибе и свыше 7000 м в Удском). Характерны для этого типа разреза многочисленные стратиграфические несогласия.

Глава III

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Палеогеографические и литолого-фациальные карты юрского периода Севера СССР построены в основном по ярусам и, по существу, отражают в обобщенной форме направленность палеогеографических и литолого-фациальных преобразований. Главным обоснованием предлагаемых палеогеографических реконструкций является анализ литолого-фациальных условий. Однако мелкий масштаб основы не позволил совместить палеогеографическую и литолого-фациальные легенды и обусловил необходимость построения раздельных карт.

На литолого-фациальных картах показан состав осадков в областях размыва и в пределах бассейнов седиментации. В соответствии с масштабом карт в областях сноса выделены обобщенные комплексы пород (рис. 2), которые установлены в основном по аналогии с вещественным составом питающих суш в современном срезе и с учетом особенностей минерального состава обломочного материала прилегающих к ним участков бассейнов седиментации.

В пределах областей аккумуляции, заполнявшихся преимущественно терригенными осадками, соотношение глин, алевритов и песков в конкретных разрезах подсчитано и выражено методом литологического треугольника [Крумбейн, Слосс, 1961]. Он разделен на 15 крупных полей (рис. 2). Каждое поле отвечает своеобразному типу пород с определенными процентными содержаниями отдельных литологических разностей. Совокупность принятых градаций позволяет отразить на мелкомасштабных картах вариации состава осадков по площади бассейнов седиментации. Присутствие кремнистого, карбонатного, вулканогенного и другого материала показано дополнительными знаками.

В основу палеогеографических карт положено районирование суш и моря по морфологическому и генетическому признакам (рис. 2). Выделенные таким образом крупные элементы рельефа по своему содержанию более всего отвечают геоморфологическим уровням. Их батиметрия и гипсометрия для большей части территории определена по аналогии с глубинами и высотами соответствующих геоморфологических уровней в современном рельефе.

В основу реконструкции рельефа дна и глубин морских бассейнов юрского периода был положен анализ фаций. Способы и приемы изучения осадка (пород) с целью извлечения батиметрической информации изложены во многих публикациях и хорошо известны [Условные обозначения..., 1962; Методы составления..., 1963; Методические указания..., 1967; Применение..., 1969; Михайлова, 1973; и др.]. В ряде руководств содержатся также рекомендации по использованию для этих же целей биологических данных. Однако ввиду большой сложности объектов биологической природы методы исследования биофаций постоянно изменяются

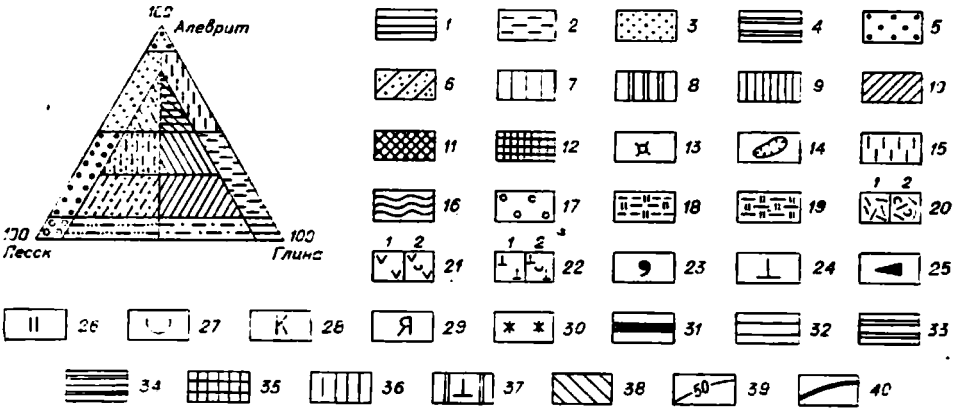


Рис. 2. Условные обозначения к палеогеографическим (1—16) и литолого-фациальным (17—40) картам.

Море: *1* — псевдоабиссаль (глубины 200—500 м и более), *2* — нижняя сублитораль (100—200 м), *3* — верхняя сублитораль (0—100 м), *4* — сублитораль без расчленения (0—200 м), *5* — прибрежное мелководье (0—20 м), *6* — опресненный бассейн; АМ — Алазейское (залив), БКМ — Баренцово-Карское, БМ — Буреинское, ВМ — Вилигинское, ДМ — Джагдино-Амгунское, ЕМ — Усть-Енисейское ПМ — Печорское, СВМ — Северо-Восточное, СМ — Сихотэ-Алинское, УМ — Удское (залив), ХМ — Хатангское, ЧМ — Черского, ЯМ — Якутское. Суша: *7* — прибрежные равнины (высота 0—50 м), *8* — озерно-аллювиальные равнины (20—100 м), *9* — денудационные равнины (до 200 м), *10* — денудационные плато (200—500 м), *11* — горы низкие (500—1000 м), *12* — горы высокие (более 1000 м); АС — Арктическая, БС — Балтийская ВС — Верхоянская, КОС — Колымо-Охотская (полуостров), КС — Колымская, ЛС — Лено-Охотская, ОМС — Омолонская, ОС — Охотская, СС — Среднесибирская, ТМС — Тиманская, ТС — Таймырская, УС — Урало-Новоземельская, ЭС — Эскимосская, ЮС — Южнокутская (равнина). Прочие обозначения: *13* — центры подводных вулканических извержений; *14* — границы областей вулканической деятельности; *15* — суша в пределах современных акваторий; *16* — зоны послеюрского раздвига. Литологический состав: *17* — валуны, галька; *18*, *19* — опоковидные глины с содержанием аморфного кремнезема соответственно до 15 и до 30%; вулканогенные породы (1 — излившиеся, экструзивные и субвулканические, 2 — туфы и вулканогенно-осадочные): *20* — кислые, *21* — средние, *22* — основные. Показатели палеогеографической среды: *23* — глауконит; *24* — карбонатность; *25* — битуминозность; *26* — кремнистость; *27* — примесь вулканогенного материала; *28* — каолинизация; *29* — янтарь; *30* — красноцветность; *31* — уголь. Типы пород в областях размыва: *32* — осадочные обломочные; *33* — осадочные карбонатные; *34* — осадочные обломочные и карбонатные; *35* — изверженные, метаморфические и осадочные; *36* — основные изверженные и метаморфические; *37* — траппы; *38* — состав пород неизвестен. Прочие обозначения: *39* — изопахиты; *40* — границы литологических комплексов.

и совершенствуются. Так, для характеристики глубин палеобассейнов, а также конкретных факторов среды — температуры, солености, гидродинамики, газового режима и др.— все реже привлекаются в качестве индикаторов отдельные таксоны, а чаще анализируются экологические группировки организмов [Гладенков, 1969; Салин, 1972; Захаров, Шурыгин, 1978; Кузнецов, 1980]. В последнее время при реконструкции рельефа морского дна и суши большое внимание уделяется анализу катен. Палеокатенный анализ разработан на растительных сообществах [Красилов, 1972, 1977]. Однако он может быть эффективно использован и при изучении морского бентоса [Буко, 1979]. В последнем случае палеокатена понимается как последовательность донных сообществ на склоне седиментационного бассейна, реконструированных на основе изучения рекуррентных ориктоценозов в естественных выходах или по керну скважин. Приемы реконструкции сообществ бентоса по тафономическим, палеоэкологическим и седиментологическим наблюдениям на слоях изложены ранее [Захаров, 1974, 1981; Захаров, Шурыгин, 1978]. В процессе изучения ориктоценозов большое внимание уделялось количественной оценке частоты встречаемости каждого вида. При этом использовалась 7-балльная шкала [Опорный разрез..., 1969]. Последовательное применение ее позволяет показать условную долю каждого вида (рода) в ориктоценозе (и сообществе). Роды, характеризующиеся наибольшей частотой встречаемости, принимались за доминирующие в том или ином сообществе. Есте-

ственно, что воссоздать сообщества бентоса полностью невозможно в связи с несовершенством палеонтологической летописи. Однако доминирующие в сообществах группы различаются отчетливо. При этом, как правило, стабильна во времени связь двух-трех доминирующих в конкретном сообществе родов, чаще принадлежащих разным трофическим группировкам.

Эти «связки» (ассоциации) жизненных форм (таксонов) и определяют биотопические особенности сообщества бентоса, даже в тех случаях, когда резко доминируют эврибионты. Поэтому при реконструкции катены бентоса сообщества разных биономических зон моря мы обозначаем через характерные для них ассоциации. При анализе латерального размещения бентоса каждая ассоциация представляет собой звено (член) катены [Красилов, 1977]. Последовательность ассоциаций на профиле шельфа контролируется комплексным влиянием абиотических факторов (температура, гидродинамика, грунт и т. д.), чаще связанным с изменением глубины по мере удаленности от берега [Буко, 1979]. Таким образом, последовательность ассоциаций (структура катены) хорошо описывает рельеф дна в зоне ее распространения.

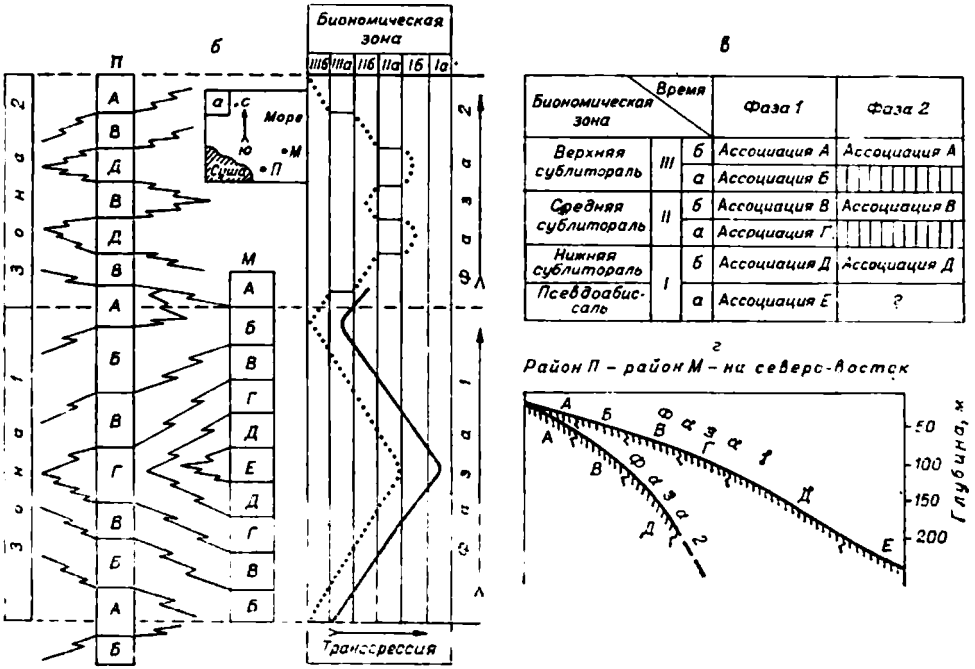
Для воссоздания катены проводился анализ следов сукцессий по ориктоценозам в конкретных разрезах и изучались одновозрастные территориально разобщенные ориктоценозы на геологическом профиле от палеоберега к срединным частям седиментационных бассейнов.

Первый из этих путей ведет к наиболее достоверным реконструкциям части или (реже) всей катены. Поскольку каждое звено катены связано с определенным типом фаций, то приемы реставрации катены и фациальных рядов очень сходны. Известно, что контактирующие в нормальном залегании слои формировались в палеобассейне в пограничных фациальных обстановках (закон Головкинского — Вальтера).

Таким образом, имеется много оснований утверждать, что катена, воссозданная по наблюдениям ориктоценозов единого разреза, ближе всего отвечает природной.

Второй путь связан с изучением нескольких (желательно многих) разрезов, сформированных в разнофациальных зонах, но в стабильных условиях. В этом случае для воссоздания катены требуется детальная и надежная стратиграфическая корреляция. За исключением тех случаев, когда возможно прямое прослеживание по латерали. Как известно, максимальная «разрешающая» способность биостратиграфии ограничена уровнем зоны (подзоны). Имеется немало оснований полагать, что катена, построенная в результате обобщенной во временных пределах фазы, по своему содержанию не всегда эквивалентна ее классическому понятию. Часто нет полной уверенности в том, что отдельные звенья катены при неизбежной в таком случае интерполяции могут быть пропущены. Максимальна достоверность реконструкций в тех случаях, когда реализуются во взаимном контроле оба пути воссоздания катены, т. е. на хорошо скоррелированных разрезах разнофациальных зон в ориктоценозах наблюдаются следы последовательных звеньев катены. Надежность реконструкции еще более возрастает при анализе синхронных трансгрессивно-регрессивных циклитов [Карагодин, 1978] многочисленных разрезов соседних фациальных зон, при перекрытиях последовательности звеньев катены.

Один из важных вопросов, который решается путем анализа катены,— это определение степени уклона дна. Замечено, что в областях со спокойным тектоническим режимом, устойчивой береговой линией и пологим дном формируются более многочленные катены в отличие от таковых на участках с изменчивым тектоническим режимом, изрезанной береговой



Биономическая зона	Время		Фаза 1	Фаза 2
Верхняя сублитораль	III	б	Ассоциация А	Ассоциация А
		а	Ассоциация Б	
Средняя сублитораль	II	б	Ассоциация В	Ассоциация В
		а	Ассоциация Г	
Нижняя сублитораль	I	б	Ассоциация Д	Ассоциация Д
Псевдоабиссаль		а	Ассоциация Е	?

Рис. 3. Схема реконструкции рельефа дна бассейна при анализе катены бентоса.

а — палеогеографическое положение исследуемых разрезов; *б* — рекуррентная смена автохтонных танатоценозов в трансгрессивно-регрессивных циклитах двух синхронных разнофациальных разрезов и реконструкция последовательности биономических зон во времени; штриховые линии — изохронные уровни; ломаные линии — фациальные переходы, *А—Е* — автохтонные танатоценозы ассоциаций мелководья (III), умеренных глубин (II) и относительно глубоководных (I): *А, В* — приближенных к берегу (IIIб, IIб), *Б, Г* — удаленных от берега (IIIа, IIа), *Д* — нижнесублиторальных (Iб), *Е* — псевдоабиссальных (Iа), на графике смещения биономических зон пунктирная линия — для прибрежного (*П*) разреза, сплошная — для мористого (*М*) разреза; *в* — распределение сообществ двустворок по биономическим зонам (катена) исследуемого района палеобассейна: *А—Е* — сообщества двустворок, основные ассоциации которых реконструированы по соответствующим ориктоценозам в разрезах; вертикальная штриховка — выпадение ассоциации (биономической зоны) из катены (на профиле дна); *г* — схематический батиметрический профиль исследуемого участка палеобассейна в разных фазах.

линией и крутыми уклонами дна [Anderson, 1971]. Кроме того, на пологом шельфе экотонные зоны между смежными сообществами шире, чем на крутом. На очень крутых склонах сообщества сменяют друг друга практически без экотона. В соответствии с этими представлениями можно считать, что каждому палеобассейну были свойственны катены с определенным набором звеньев (сообществ разных биономических зон), число которых, как и характер экотонов, в условиях нормально падающего профиля равновесия дна контролировалось его уклоном (рис. 3). Каждое сообщество занимало свое место в катене и граничило со строго определенным сообществом. На этой основе можно сформулировать представление о полной катене, т. е. о такой последовательности, в которой будет представлено все разнообразие донных сообществ, известных для определенного профиля дна конкретного бассейна. Выпадение любого бентосного сообщества (или нескольких) из «нормального ряда», зафиксированного рекуррентными ориктоценозами в трансгрессивно-регрессивных циклитах стратиграфически полных разрезов, обычно связано с изменением профиля дна (см. рис. 3).

При изменении рельефа дна происходит смещение катены, выражающееся в редуцировании ассоциации исчезнувшей биономической зоны. Иногда происходит наложение друг на друга соседних сообществ, при

этом в ядро вновь сформированного сообщества могут войти доминанты обеих совмещенных ассоциаций (телескопирование звеньев катены) [Красилов, 1977].

Анализ катены и ее эволюции, выполненный в соответствии с изложенными представлениями, позволяет изобразить профиль дна палеобассейна от предполагаемого берега в направлении к его центральным частям. Каждый бассейн имел свою катену, поэтому работа по изложенной методике начинается с реставрации полной катены для определенного интервала времени существования бассейна. В юрских морях на севере Сибири наиболее дифференцированная катена установлена для волжского века. Она состояла из шести звеньев (см. табл. 16) и размещалась на южном борту Хатангского моря. Эта катена реконструирована главным образом на основе изучения синхронных (в объеме аммонитовой зоны) отложений на площади и лишь отчасти в конкретных разрезах.

Основой палеокатенного анализа юрских морей на севере Сибири были палеоэкологические исследования прежде всего двустворчатых моллюсков. Эта группа резко доминировала во всех типах донных сообществ, которые четко дифференцированы по различным биономическим зонам палеобассейна. Ядра большинства сообществ составляли ассоциации жизненных форм с ярко выраженными экологическими особенностями: способом питания, этологией, отношением к абиотическим факторам среды. Неоднократны в течение юры были обширные распространения некоторых родов двустворок-оппортунистов по экологическим особенностям [Levinton, 1970], преимущественно после кризисов биоты, свидетельствующие о биотопических аномалиях. Опыт показал, что среди юрских арктических двустворок жизненной форме, как правило, соответствует таксон родового, реже семейственного ранга. Именно поэтому родовой ранг таксона был использован при экологической классификации юрских и раннемеловых двустворчатых моллюсков Арктики [Захаров, Шурыгин, 1978; Захаров, Сакс, 1980]. Наибольший прогностический вес в этой классификации имеют трофические группировки: по способам захвата пищи и уровням питания. Двустворки разделяются на две группы по способам питания: сестонофаги (фильтраторы) и детритофаги (собиратели) и на четыре группы по уровням питания [Захаров, Шурыгин, 1978, рис. 15]. По этологии они могут быть сгруппированы в четыре группы, объединяющие 12 этологических типов. Важная информация об условиях существования, включая комплексный вывод о глубине обитания, извлекается из других экологических группировок двустворок: гидродинамических, кислородных, термальных, солевых, эдафических. Порядок распределения донных сообществ в катене устанавливается с привлечением экологических данных по остальным группам макробентоса (гастроподам, скафоподам, брахиоподам), а также нектобентоса (аммонитам, белемнитам) и планктона (радиоляриям и микроводорослям).

Комплексный анализ биотических и абиотических данных позволяет выделить в морях на севере Сибири до трех крупных седиментационно-биономических зон, примерно соответствующих условиям нижней (до 200 м), средней (до 100 м) и верхней (до 50 м) сублиторали. С помощью катенного анализа эти зоны достаточно надежно разделяются на подзоны. При этом наиболее детально удается расчленить мелководно-морские обстановки; с удалением от берега и возрастанием стабильности обстановок критерии глубинности становятся все менее надежными. Псевдоабиссальные условия определяются присутствием в катене звена с исключительно бедным бентосом и преобладанием в ориктоценозах остатков нектобентосных и пелагических организмов. Косвенным доказательством глубоководности ассоциации является ее чередование в едином разрезе,

расположенном в центральной части бассейна, с ассоциацией нижнесублиторальной природы. Дальнейшее расчленение псевдоабиссальных глубин возможно на основании анализа палеогеографических данных, как-то: площади зеркала бассейна, особенностей состава пород (включая тонкую геохимию и биохимию) и их текстуры, экологические и количественные характеристики отдельных составляющих биоты.

Одной из важнейших характеристик морских бассейнов является их гидродинамика. Из всех известных в настоящее время типов движения водных масс для палеобассейна устанавливаются только волновые и течения. Степень подвижности вод, вызванных волнением, затухает с глубиной. О силе волнения на конкретных участках палеобассейнов судят по особенностям текстуры пород, экологическим и тафономическим характеристикам окаменелостей.

В юрских отложениях различается несколько типов захоронения макрофауны, сформированных при различных гидродинамических режимах. В зоне наиболее активной гидродинамики и в условиях крайнего мелководья образовывались ракушники и захоронения типа «мостовая» (скопления плотно лежащих на единой плоскости напластований отдельных створок, обращенных выпуклостью вверх) и «роза» (скопления вертикально стоящих, плотно соприкасающихся створок) [Захаров, 1974].

Другой тип захоронения: линзовидные скопления и равномерно рассеянные целые раковины, отдельные створки и их обломки — фиксировали нестабильность режима гидродинамики. В относительно спокойноводных условиях захоронялись целые раковины или их группы, отдельные разобщенные створки, лежащие на выпуклой стороне.

Условия преимущественного покоя, периодически застойные, характеризуются ориктоценозами, в которых отсутствует сортировка раковин по размеру, форме и весу. Нередко в таких захоронениях преобладают «ювенильные» и «молодые» экземпляры. Здесь же часты остатки пелагических организмов.

Степень волнового воздействия на дно полого падающего профиля может быть рассчитана по формулам гидродинамики:

$$V_{max} \frac{\pi h}{\sqrt{\frac{h}{\pi g} sh\, 4\pi \frac{H}{L}}},$$

где V_{max} — максимальная донная скорость волны при глубине H, м; L — длина волны; h — высота волны.

Длина и высота волны зависят от ширины бассейна (максимально возможного расстояния пробега волны). Эти характеристики даны в работах по динамике развития морских берегов [Зенкевич, 1962].

Донные течения в бореальных юрских палеобассейнах реконструируются несколькими способами: 1) прослеживанием путем миграции организмов; 2) построением розы направления ориентировки удлиненных раковин (ростров белемнитов); 3) наблюдением за рельефом и организмами «каменного дна»; 4) анализом географического распределения среднегодовых температур водных масс в условиях мелкого шельфа. Все эти приемы использованы в данной работе.

Поверхностные течения намечены только предположительно, например циклоническая модель поверхностных течений предложена для объяснения особенностей размещения остатков морских организмов в волжском море Западной Сибири (см. рис. 48). Исходя из характеристики донного населения волжского бассейна в периоды максимального его углубления, предполагается наличие конвекционных (вертикальных) перемещений водных масс. Сравнительный биогеографический анализ

макробентоса волжского моря и окружающих акваторий заставляет предполагать наличие холодных донных противотечений из морей Арктики в Западно-Сибирскую псевдоабиссальную впадину [Захаров, Сакс, 1980, 1983].

Оценка общих климатических изменений, прежде всего температур, велась путем комплексного анализа. Приемы палеоклиматических реконструкций широко известны и здесь детально не обсуждаются. Наиболее надежными индикаторами климата являются растения. Сведения по юрской растительности Евразии в связи с климатом приведены в работах В. А. Вахрамеева [1964; Вахрамеев и др., 1970]. Комплексный анализ данных по растительности и составу пород выполнен для Западной Сибири [Гольберт, 1968]. Ценная информация об особенностях климата в юрском периоде на Севере СССР получена на основе изучения морских беспозвоночных [Сакс и др., 1971]. Выводы о климате в юре, основанные на комплексном анализе данных по растительности, фауне и породам, в какой-то мере подкрепляются палеотермометрией: абсолютными значениями температур, определенными по соотношению изотопов кислорода и Ca/Mg-отношению в биогенном карбонате [Берлин и др., 1966; 1970; Сакс и др., 1972; Сакс, Нальняева, 1979; Захаров, Сакс, 1980]. В настоящей работе использованы сведения из перечисленных выше публикаций и новые данные авторов.

Глава IV

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

1. РАННЕЮРСКАЯ ЭПОХА

В конце триаса к началу юрского периода, значительная часть Северной Евразии представляла собой сушу, простиравшуюся на востоке до левобережья Омолоя и Бытантая. На ней большие площади занимал высокий денудационный рельеф. Крупные с небольшими высотами депрессии, в которых преобладали процессы континентальной аккумуляции, существовали с конца триаса, положив начало формированию основных бассейнов юрской седиментации (Тимано-Уральский, Западно-Сибирский, Енисей-Хатангский).

Морские бассейны Севера СССР к началу юры были сосредоточены в восточной части Северной Евразии (Северо-Восток СССР) [Палеогеография..., 1967; Геология..., 1972; Тучков, 1973; и др.].

В течение ранней юры в северной половине Евразийского континента, имевшей отчетливый наклон на восток и менее крутой на север и северо-запад, на больших площадях сохранялся континентальный режим. В целом в эту эпоху характерно было возрастание площади аккумулятивных равнин и расширение юрских бассейнов. В западных регионах палеогеографические преобразования в ранней юре были обусловлены общим снижением и выравниванием рельефа суши и расширением областей седиментации. Появление морских бассейнов на западе Евразии произошло в плинсбахском веке, когда море проникло в северные районы современной Баренцево-Карской акватории, где и сохранялось до конца эпохи.

Палеогеографические перестройки в восточной части Северной Евразии в основном определялись изменением границ и глубин морских бассейнов, чередованием трансгрессий и регрессий, которые, как правило,

не носили повсеместного характера. Так, в синемюре трансгрессия охватила только восточную окраину Сибирской платформы. С поздним плисбахом связана значительная трансгрессия на восточной окраине Сибирской платформы и на Дальнем Востоке. Одновременно на северо-востоке Азии развивалась крупная регрессия. Тоарский век ознаменовался трансгрессией по северной окраине Сибирской платформы, во время которой море затопило и север Западной Сибири. На востоке Сибирской платформы, на северо-востоке Азии и на Дальнем Востоке в это время произошла регрессия, достигшая наибольшего размаха в Дальневосточном регионе.

Геттангский и синемюрский века

В начале юрского периода большая часть Северной Евразии представляла собой сушу, восточная граница которой протягивалась с северо-запада на юго-восток от нижнего течения р. Хатанги до побережья Охотского моря (рис. 4). Эта суша с востока и юго-запада омывалась морями, которые иногда глубоко вдавались в нее узкими заливами (Хатангский и Вилюйский заливы, Джагдино-Амгунское море).

В раннем лейасе в пределах суши преобладали процессы денудации. Озерно-аллювиальная аккумуляция происходила на ограниченной территории в Тимано-Уральской области и в Западной Сибири, а также отчасти в Енисей-Хатангском прогибе и в Вилюйской синеклизе. Основными областями морского осадконакопления на Севере СССР в геттангском и синемюрском веках были бассейны северо-востока Азии и Дальнего Востока (рис. 5). Северо-восточный бассейн кроме материковой части охватывал также акватории современных северо-восточных морей. Заливы этого бассейна достигали восточного побережья Таймыра и Анабаро-Хатангского междуречья и в отдельные моменты распространялись до низовьев Енисея. В континентальных и морских бассейнах седиментации формировались преимущественно терригенные осадки, содержащие на Северо-Востоке примесь вулканогенного материала, и вулканические породы. На Дальнем Востоке значительную часть осадочных образований составляли вулканиты основного состава и кремнисто-терригенные породы. Мощности нижнего лейаса в пределах суши не превышают 200 м, в акваториях Северо-Востока и Дальнего Востока составляют 1000 м. Главные палеогеографические преобразования на протяжении раннего лейаса были связаны с общей нивелировкой рельефа суши: расширением площади озерно-аллювиальных равнин за счет выравнивания и снижения областей денудации. Границы морских бассейнов также менялись во времени. В геттангском и синемюрском веках происходили ингрессии в Хатангскую и Вилюйскую (синемюр) низменности [Стратиграфия..., 1976]. Крупные палеогеографические перестройки в позднем синемюре связаны с общей регрессией на северо-востоке Азии и началом раннеюрской трансгрессии на Дальнем Востоке.

В геттангском и синемюрском веках северная половина Московской синеклизы и бо́льшая часть Тимано-Уральской области представляли собой невысокую денудационную равнину, смыкавшуюся с более высокими и расчлененными Тиманской и Уральской сушами. Пологий региональный наклон к северу обусловил общее понижение рельефа и сток вод в этом направлении. По-видимому, денудационная суша постепенно переходила на севере в озерно-аллювиальную равнину, занимавшую в пределах континента ограниченную площадь.

В Тимано-Уральской области осадки раннего лейаса достоверно не установлены, хотя в понижениях рельефа в пределах озерно-аллювиальной равнины в это время могло происходить осадконакопление. Некото-

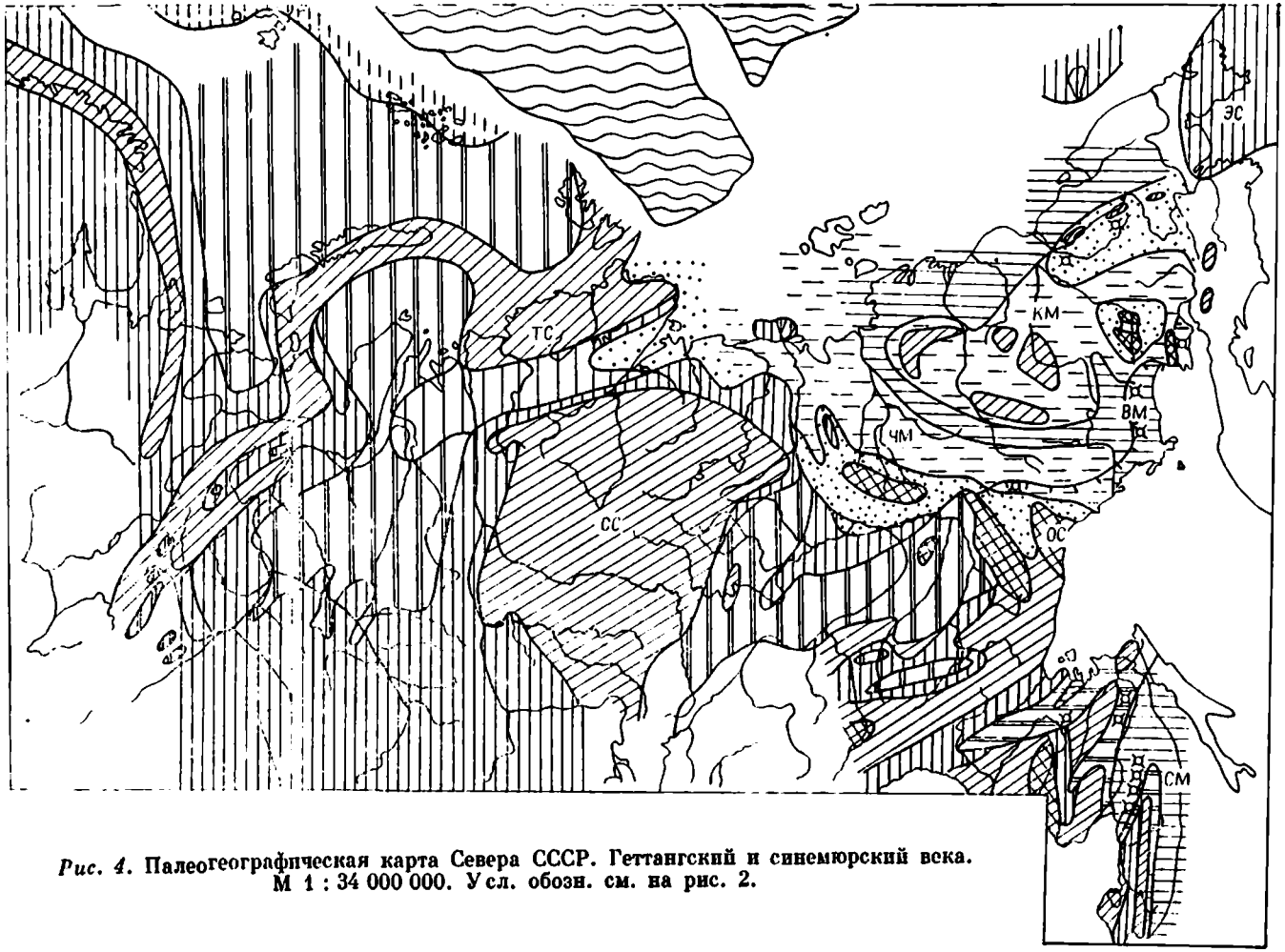


Рис. 4. Палеогеографическая карта Севера СССР. Геттангский и синемюрский века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

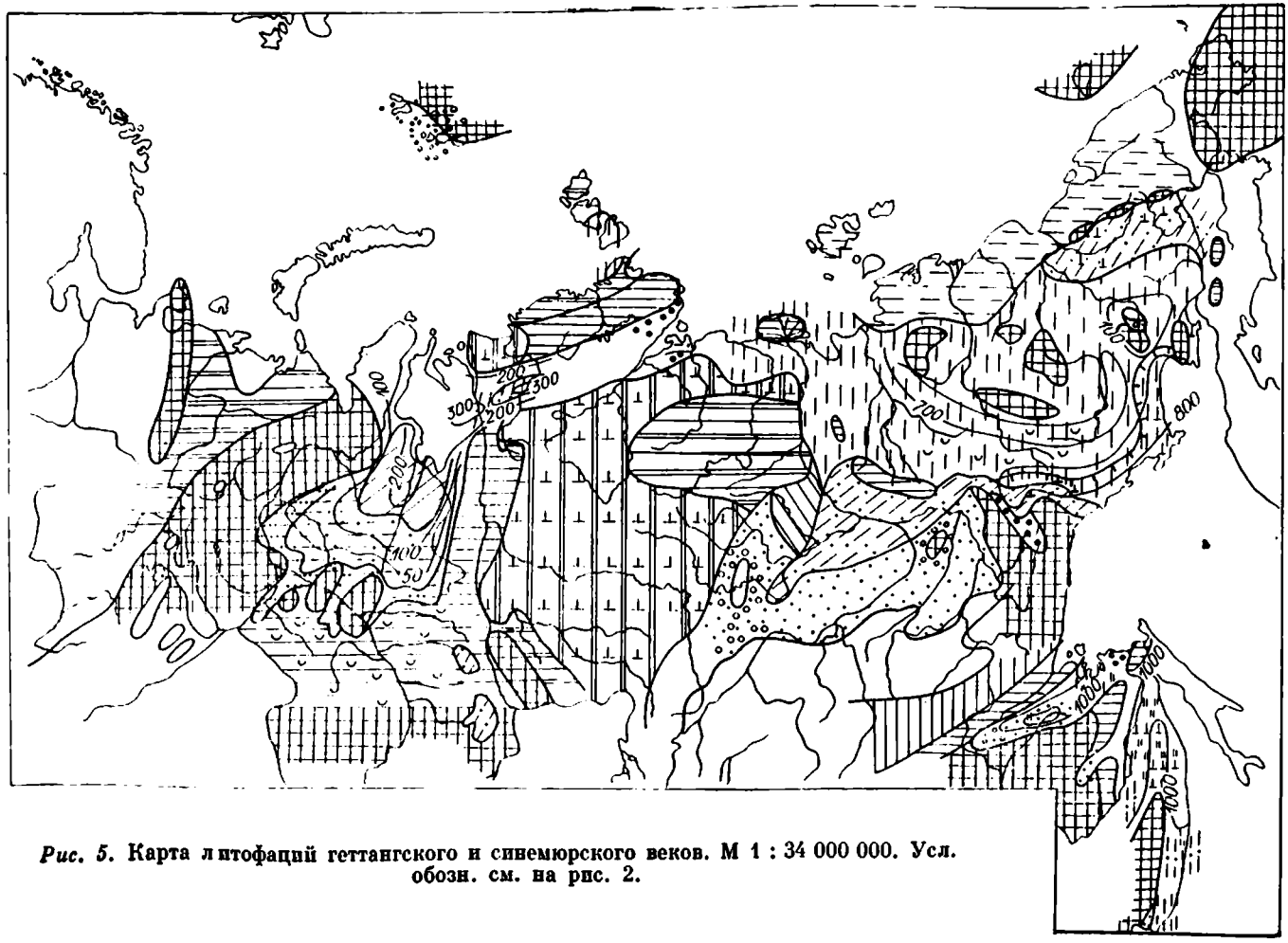


Рис. 5. Карта литофаций геттангского и синемюрского веков. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

3 Заказ № 440

рые исследователи [Калантар, Голубева, 1976] условно относят к ранней юре харьягинскую свиту, базальная часть которой, возможно, соответствует нижнему лейасу. Харьягинская свита формировалась в озерно-аллювиальных условиях и сложена мелко- и среднезернистыми, иногда каолинизированными песками, с гравием и галькой в базальной части. Озерно-аллювиальная равнина в пределах Тимано-Уральской области была широко открыта к северу и, по-видимому, занимала бо́льшую часть акватории Баренцева и отчасти Карского морей. Со стороны континента ее окружал пояс денудационных равнин (Балтийская, Тиманская, Печорская и Урало-Новоземельская суши), центральные участки которых были приподняты. Следует подчеркнуть, что все элементы рельефа в пределах современных акваторий выделены, в достаточной мере условно.

На островах Земли Франца-Иосифа в обстановках, по-видимому, озерно-аллювиальной равнины формировалась тегетгофская свита, условно сопоставляемая с нижним лейасом. Она сложена разнозернистыми песками с прослоями известняков, алевролитов, галечников, с крупными обломками древесины и с пластами угля. Мощность отложений составляет до 220 м [Дибнер, 1970]. Грубый состав осадков свидетельствует о близости области размыва, располагавшейся непосредственно к северу. Аргиллиты и угли с обломками древесины на Новой Земле (п-ов Бритвин) также, возможно, относятся к нижнему лейасу.

Западная Сибирь южнее широтного Приобья в геттангском и синемюрском веках представляла собой обширную денудационную равнину, обрамлявшуюся более высокими Уральской, Казахской, Алтае-Саянской и Среднесибирской сушами.

К северу от широтного Приобья в раннем лейасе располагались области седиментации. Почти на всей этой территории осадконакопление происходило в озерно-аллювиальных условиях. На Тазовском полуострове и Гыдане озерно-аллювиальная равнина понижалась и переходила в прибрежную равнину. К северу от нее располагалась озерно-аллювиальная равнина, заходившая в пределы Карского моря и ограниченная на востоке и севере водоразделом (Урало-Новоземельская возвышенность — Северный порог). С севера и с юга рельеф понижался в сторону прибрежной равнины, наклоненной на восток к Хатангскому заливу (см. рис. 4). Таким образом, основной сток западносибирских рек в раннем лейасе происходил в этом направлении и отчасти в небольшие изолированные депрессии в пределах денудационной равнины (Чулымо-Енисейская, Омская и др.). На востоке Уральской суши отлагались глинисто-алевритово-песчаные осадки, представленные косослоистыми песками с прослоями и линзами гравия, чередующимися с алевролитами и глинами с пластами и пропластками углей. По-видимому, эти осадки имеют аллювиальный генезис и соответствуют русловым и пойменным фациям, а также фациям озер и болот. В пределах озерно-аллювиальной равнины на протяжении геттангского и синемюрского веков формировались также терригенные осадки с линзами углей и обугленной древесины (нижние слои тюменской свиты), заполнявшие депрессии достаточно расчлененного предъюрского рельефа. Соотношение песков, алевритов, глин меняется по площади, иногда они обогащены гравием. В целом от окраин к центру бассейна возрастает роль более тонких осадков (см. рис. 5) и уменьшается песчанистость, хотя существование внутренних источников сноса (крупных выступов) обогащало осадки материалом крупной размерности и на отдельных участках в центральных районах. В распределении основных осадков по разрезу не наблюдается общей закономерности. В некоторых районах (Ханты-Мансийская впадина) глины, пески и алевриты тонко переслаиваются, в других — ритмично чередуются пачки глин, алеври-

тов и песков различной мощности (4—70 м). В целом состав осадков и текстурно-структурные особенности свидетельствуют об их аллювиальном или бассейновом генезисе. По-видимому, в Западной Сибири на протяжении раннего лейаса сформировалась мощная и разветвленная речная сеть, бравшая свое начало за пределами области аккумуляции. Фрагменты древних долин сохранились в широтном Приобье в виде депрессий между крупными выступами рельефа (сводами) и на юго-восточной окраине денудационной равнины (см. рис. 4). На отдельных участках озерно-аллювиальной равнины осадконакопление происходило в крупных озерах. Прибрежная равнина, занимавшая в раннем лейасе часть Западной Сибири и западные районы Енисей-Хатангского междуречья, на востоке ограничена Хатангским заливом. С севера и юга ее окружали Таймырская и Среднесибирская возвышенности.

На западе прибрежной равнины (низовья Енисея) отлагались преимущественно пески, алевриты и глины с прослоями галечников общей мощностью до 300 м (зимняя свита) [Карцева и др., 1971]. Характерна разнообразная слоистость: линзовидно-слоистая, косая, наклонная. Отмечаются конкреции пирита и сидерита. В осадках присутствуют обломки древесины, обугленные и сидеритизированные растительные остатки. По-видимому, осадконакопление происходило в нижних течениях рек или в дельтах. Редкие раковины двустворок и фораминифер свидетельствуют о периодических ингрессиях с востока, распространявшихся, возможно, до р. Таз.

Залив, отделявший Таймыр от Сибирской платформы, сформировался уже в раннем лейасе. В юго-восточной его части (Усть-Анабарский район) отлагались прибрежно-мелководные песчано-алевритовые осадки с обильным детритом, обломками древесины и следами жизнедеятельности мягкотелых. Мощность этих отложений превышает 65 м. Преобладание в нижнелейасовых отложениях грубозернистых слабосортированных осадков свидетельствует как о близости высокой суши, так и о мелководности участков седиментации. Этот вывод подтверждается наблюдающейся качественной бедностью фауны. Остатки головоногих найдены лишь в открытой части палеоакватории (Оленекский район) совместно с наиболее разнообразными для этого времени двустворками [Стратиграфия..., 1976; Дагис и др., 1978; Шурыгин, Левчук, 1980]. Среди бентоса количественно резко преобладают любители мелководных, хорошо аэрируемых биотопов (*Myophoria*, *Tancredia*, *Meleagrinella* и др.) и эврибионты (*Homomya*). Сообщества двустворок характеризуются простой трофической структурой и находятся в пионерном состоянии, вследствие предшествовавшего в конце триаса кризиса биоты [Захаров, Шурыгин, 1978, 1979; Захаров, Сакс, 1980].

В Анабарском районе в трансгрессивных фациях нижнего лейаса отмечается смена ориктоценозов, характеризующих сообщества двух соседних биономических зон в пределах верхней сублиторали (до 50 м). Песчаные и алеврито-песчаные породы с многочисленными следами жизнедеятельности типа *Arctichnus* и *Rhizocorallium* фиксируют прибрежное мелководье, возможно зону заливов и лагун [Захаров, 1972]. Алевриты и глинистые алевриты с *Meleagrinella*, *Tancredia* и другими отвечают мелководным, удаленным от берега биотопам. Этот вывод подтверждается также частыми находками следов активной гидродинамики: тонкой косой и волнистой слоистости, изобилием растительного детрита, рассеянной мелкой гальки. Следы обеих описанных выше зон моря зафиксированы и в разрезах на Восточном Таймыре. Кроме того, здесь же в наиболее глинистой завершающей части трансгрессивных циклитов отмечены ориктоценозы, сформированные среднесублиторальными сообществами бентоса (глубины

до 100 м). В них доминировали *Pseudomytiloides*, а характерными и сопутствующими были *Lima*, *Taimyrodon*, *Chlamys* и др.

Бассейн седиментации в пределах Енисей-Хатангского прогиба заполнялся обломочным материалом, поступавшим со Среднесибирской и Таймырской возвышенностей.

Более углубленная часть бассейна располагалась восточнее. Соответствующие ей фации известны в бассейне Оленека, где они представлены главным образом черными и темно-серыми аргиллитами с карбонатными конкрециями и стяжениями пирита, заключающими аммониты (*Psiloceras*). Вверх по разрезу аргиллиты сменяются алевролитами с прослоями песчаников [Вознн, Дагис, 1972; Дагис и др., 1978]. Общая мощность отложений превышает 50 м. Обнаруженные здесь ориктоценозы весьма сходны по систематическому составу и количественным характеристикам с восточнотаймырскими. Причем пур-оленекские ориктоценозы, сформированные сообществами, приближенными к палеоберегу, лишь немногим более разнообразны и изобильны в сравнении с усть-оленекскими. Среди двустворок здесь доминировали *Pseudomytiloides* и *Homomya*, характерны были *Veteranella*, *Taimyrodon*, *Otapiria* и др.

По особенностям распределения ассоциаций двустворок и смещениям их ареалов в трансгрессивно-регрессивных последовательностях можно с определенностью судить о мелководности эпиконтинентального бассейна на севере Сибири с широким распространением верхней и отчасти средней сублиторальных зон. При этом градиенты глубин в сторону открытого моря были очень незначительными. Область шельфа со стороны Сибирской платформы постоянно оставалась отмелой.

Очень близкие по литологии к оленекским, преимущественно алеврито-глинистые отложения с *Otapiria* и своеобразным комплексом фораминифер установлены на о-ве Котельном [Корчинская, 1977; Герке, 1977]. Здесь увеличение вверх по разрезу содержания алевритового и песчаного материала связано, по-видимому, с обмелением этой территории в синемюрском веке.

К началу юрского периода восточная часть Сибирского континента характеризовалась расчлененным рельефом. Юго-восточнее располагалась обширная Вилюйская низменность, которая отделяла Среднесибирскую возвышенность от Байкало-Патомского нагорья, переходящего к востоку в возвышенности Становика и Джугджура. Морской бассейн охватывал весь северо-восток Азии (см. рис. 4).

На восточной окраине Сибирской платформы главной областью аккумуляции была Вилюйская низменность. С ранней юры или даже с позднего триаса она интенсивно прогибалась. Наиболее ранние нисходящие движения фиксируются и в районах, прилегающих к р. Лене и Алданской впадине. В геттангский век Вилюйская низменность представляла озерно-аллювиальную равнину, в западной части которой накапливались мелко- и среднегалечные конгломераты (до 40 м) и полимиктовые разнозернистые пески. Гальки в конгломератах хорошо окатаны, разнообразны по составу, с преобладанием магматических и метаморфических разностей [Арсеньев, Иванова, 1954; Бердичевская, 1954]. В них встречены остатки пресноводных двустворчатых моллюсков *Unio*, *Sibireconcha*, *Utchamiella* [Кирина, 1966]. Эти отложения являются осадками предгорных конусов выноса и указывают на примерное положение поймы Палеовилюя, протекавшего в центральной части низменности. Восточнее и вдоль южной окраины низменности накапливались разнозернистые полимиктовые пески, часто косослоистые, с линзами галечников и конгломератов, с обильным растительным детритом [Месежников и др., 1971].

Вдоль северо-западной окраины Вилюйской низменности формировались маломощные (до 20—30 м) песчано-глинистые озерно-болотные и

речные осадки (см. рис. 5). В геттангском и синемюрском веках обломочный материал поступал в Вилюйскую низменность с Байкало-Патомского нагорья, Становика, а также со Среднесибирской возвышенности, в том числе и с Анабарского массива.

Морской бассейн, окружавший с северо-востока край Сибирской суши, разделялся на ряд акваторий, различавшихся по глубинам и типу седиментогенеза.

Море Черского, ограниченное с Востока островами Колымского архипелага, вдавалось в сушу двумя мелководными заливами: Приверхоянским и Юдомским (см. рис. 4). Приверхоянский залив был сильнее изолирован от вод моря Черского Верхоянским островом и п-овом Сетте-Дабан, что, возможно, приводило к его значительному опреснению. Обедненный и своеобразный состав сообщества бентоса не противоречит этому предположению. В Приверхоянском заливе в дельтах и на прибрежном мелководье с весьма интенсивной гидродинамикой накапливались толщи (до 200 м) полимиктовых и кварцево-полевошпатовых разно- и среднезернистых песков и алевритов с линзами галечного материала, обильным растительным детритом, знаками ряби и следами илоедов. В Юдомском заливе образовывались сходные осадки мощностью до 500 м. Терригенный материал в заливы и на восточную окраину моря Черского поступал с Сибирской суши и с Верхоянских островов.

В синемюрском веке в связи с ингрессией происходит перемещение береговой линии к западу, углубление бассейна и некоторая пенепленизация рельефа в областях питания. Море проникает в центральную часть Вилюйской низменности вплоть до среднего течения современного Вилюя, образуя опресненный Палеовилюйский лиман, который заполнялся однообразными темноцветными илами (до 30 м) с остатками морских беспозвоночных (двустворки, гастроподы, остракоды) и наземных растений (гинкго, низкорослые папоротники, хвойные, хвощи) [Месежников и др., 1971]. В сообществах бентоса, распространенных вдоль западного побережья моря Черского и в его заливах, доминировали *Tancredia*, *Cardinia*, реже *Glyptoleda*, *Malletia*. В синемюре таксономическое разнообразие бентоса возрастает: появляются *Kolymonectes*, *Pseudomytilioides* (?), *Chlamys*, редкие *Otapiria*.

Область глубокого шельфа (нижняя сублитораль), окаймлявшая Среднесибирскую сушу от устьевой части Лены до Охотского побережья, занимала большую центральную часть моря Черского. На западе эта часть моря соединялась с Хатангским бассейном. На востоке от устья р. Яны до Охотского побережья линейно протягивалась относительно глубоководная Иньяли-Дебинская псевдоабиссальная впадина. В нижнесублиторальной зоне моря Черского при переменной, преимущественно слабой динамике вод отлагались алевритовые и глинистые илы с подчиненным количеством песчаного материала. Для пород характерны карбонатные и кремнисто-глинистые конкреции, желваки и стяжения пирита, иногда отчетливо конседиментационного происхождения. В юго-восточной части моря Черского фиксируются следы вулканической деятельности, часто весьма значительной. Они проявляются в виде тонких прослоев кремнистых аргиллитов, пепловых туфов и примеси вулканогенного материала. Источником вулканогенного материала служила Кобюминская вулканическая структура *. Она располагалась на границе мелководья и нижней сублиторали (р. Кобюме, бассейн р. Индигирки), где в субаквальных условиях накопилась толща осадочно-вулканогенных пород с пластами

* Не исключена возможность наличия местных поставщиков вулканогенного материала, но их следов пока не обнаружено.

лав андезитов и базальтов суммарной мощностью до 700 м [Коростелев, 1972; Попов и др., 1975]. Не исключено также, что продукты вулканической деятельности привносились течениями со стороны Олыньской вулканической дуги, располагавшейся в Вилигинском море.

В Иньяли-Дебинской глубоководной впадине формировалась однородная толща тонкогоризонтальнослоистых алевритов и глин с примесью вулканогенного материала и нередко окремненных (см. рис. 5).

Область моря Черского в геттанге и синемюре испытывала интенсивное, но неравномерное прогибание, о чем свидетельствуют значительные мощности накопившихся осадков (1000 м), хотя на отдельных участках отмечаются падения мощностей до 300 м. Вариации мощностей по площади указывают на зарождение и рост поднятий уже в начале раннеюрской эпохи. Вероятно, в конце синемюра стала оформляться в виде самостоятельного трога Сартангская впадина, занимавшая район верхнего и среднего течения р. Яны и вытянутая параллельно Иньяли-Дебинской.

На крайнем юго-востоке море Черского сливалось с водами периокеанического Вилигинского моря. В нем располагались глубоководные изометричные и линейные впадины, разделенные участками относительных поднятий. Этот район характеризовался интенсивной субаквальной вулканической деятельностью, достигшей максимума в раннем синемюре, когда мощности толщ, образованных лавовыми потоками андезитобазальтов (междуречье Кивалги — Нявленги), достигали 200 метров. Продукты вулканизма поступали с подводной Олыньской вулканической дуги, сопряженной с Угулано-Ямской зоной глубинных разломов и отделявшей Северо-Приохотский прогиб от расположенных западнее впадин [Репин, 1975]. В течение геттанг-синемюра в этом районе накопилась осадочно-вулканогенная толща, представленная чередованием аргиллитов, кремнистых аргиллитов и алевролитов, туфов и лав базальтов и андезитобазальтов максимальной мощностью 800 м. Индекс вулканизма в разрезе достигает 30%, вулканиты относятся к андезитовой формации островных дуг. Юго-восточнее параллельно Олыньской островной дуге намечается Кони-Тайгоносская [Некрасов, 1976].

Характерной особенностью биоты моря Черского и Вилигинского моря было широкое распространение нижнесублиторальных слабодифференцированных сообществ бентоса с небольшой популяционной плотностью доминантов. Среди них преобладают тонкораковинные двустворчатые моллюски-фильтраторы: *Otapiria*, *Pseudomytiloides*, *Kolymonectes*, *Meleagrinella* и постоянно присутствуют криноидеи. На дне шельфовых впадин в застойных водах обычными были криноидеи и редкие собиратели детрита: *Clyptoleda*, *Malletia*. В пелагиали широко распространены разнообразные аммониты *Psiloceras*, *Waehneroceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*, *Angulaticeras* (*Gydanoceras*).

Основной объем обломочного материала в седиментационные бассейны моря Черского и Вилигинского моря поступал с окраин Сибирской суши. Наряду с этими областями размыва значительную роль в осадкообразовании играла Охотская суша, которая имела гористый, довольно расчлененный рельеф. В северо-восточных участках палеобассейнов, удаленных от материкового края, возрастало значение местных островных источников сноса, а вулканогенная составляющая осадка обеспечивалась ими полностью. Крайний северо-восток современного Азиатского континента занимало Колымское море с расчлененным рельефом дна и крупными архипелагами островов (Колымский, Омолонский, Анюйский, Понтонейский). На значительной части рассматриваемой акватории осадконакопление происходило в условиях нижней сублиторали. Располагавшиеся здесь архипелаги (главным образом Омолонский) были окружены отно-

сительно узкими зонами верхней сублиторали. Наибольшее прогибание испытывали участки, разделявшие относительно приподнятые зоны (Омолонский массив, Приколымское поднятие и др.). В этих относительно глубоководных прогибах накопилась толща глинисто-алевритовых осадков, достигавшая мощности 700—800 м. В мелководной зоне вблизи Омолонского архипелага отлагались тонкопереслаивающиеся глины и алевриты с подчиненными прослоями полимиктовых и вулканомиктовых песков. Максимальная мощность образовавшихся здесь толщ 100—120 м. Почти повсеместно в Приомолонском районе наблюдаются окремнение пород и примесь тонкого вулканогенного материала. Поступление кремнезема, по-видимому, было связано с вулканической деятельностью, центры которой находились в районе Охотского побережья (Кони-Тайгоносская и Олыньская островные дуги). Обломочный материал поставлялся преимущественно местными источниками сноса. Омолонская суша в геттанге состояла из двух крупных холмистых островов. В синемюре острова были соединены перемычкой низкой приморской равнины, на которой сформировалась толща хорошо отмытых вулканомиктовых песков с прослоями и линзами гравия и галечников мощностью до 40 м. В приостровных верхнесублиторальных сообществах наряду с доминирующими видами бентоса высокой популяционной плотности присутствовали разнообразные характерные и сопутствующие виды. Основной фон сообщества составляют *Otapiria*, *Kolymonectes*, *Pseudomytiloides* (?), *Oxytoma*, *Lima*, с сопутствующими *Chlamys*, *Steinmannia*, *Meleagrinella*, *Anomia*. Присутствуют брахиоподы рода *Ochotorhynchia* и криноидеи. Из пелагических животных здесь обычны аммониты: *Psiloceras*, *Waehneroceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*, *Coroniceras*, *Angulaticeras* (*Gydanoceras*). Во второй половине синемюра в связи с расширением мелководных зон увеличивается разнообразие биотопов и происходит дифференциация сообществ. В некоторых заметную роль начинают играть *Modiolus*, *Astarte*, *Pleuromya*, *Pholadomya*, *Bureiamya*, *Tancredia* и др.

Район Анюйского архипелага и прилежащей акватории испытывал неравномерное прогибание, вследствие чего на отдельных участках в условиях верхней сублиторали происходило накопление толщ осадков мощностью до 800 м (бассейн р. Банной), а на других, соответствовавших поднятиям, мощность синхронных отложений была в 3 раза меньше (верховье р. Большой Анюй). В основном здесь сформировалась толща разнозернистых вулканомиктовых и кварцево-полевошпатовых песков и алевритов, чередующихся с туфами и лавами андезитов и андезитобазальтов. Следы вулканизма тяготеют к бассейну р. Банной. Источником обломочного материала служили многочисленные острова и Эскимосская суша, имевшие в разной степени расчлененный рельеф (см. рис. 4).

Южнее Эскимосской суши и к востоку от Понтонейских островов, по-видимому, существовал морской бассейн (Корякское море) переходного типа между морями северо-востока Азии и Палеопацификой. Свидетельства раннеюрской истории перикеанического Корякского моря очень скудны. Судя по единичным разрезам, в синемюре здесь отлагались алевриты, возможно окремненные. Бесспорный интерес представляют находки неизвестных в других районах северо-востока Азии остатков морской фауны тетического типа (*Aequipecten*) совместно с типично бореальным аммонитом *Angulaticeras* (*Gydanoceras*).

Для Дальнего Востока в раннем лейасе, как и в конце триаса, характерно общее поднятие территории: морская обстановка, видимо, сохранилась лишь в пределах Сихотэ-Алинской и Джагдинской геосинклинальных систем, где развиты мощные кремнисто-вулканогенные и песчано-сланцевые толщи. Возраст этих отложений в значительной степени проблемати-

чен и условно определяется как поздний триас—ранняя юра или начало ранней юры (см. рис. 5).

Сихотэ-Алинское море в это время занимало Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб и северную часть Горинского прогиба и представляло собой сравнительно узкий, меридионально вытянутый, довольно глубокий (псевдоабиссальные глубины) морской бассейн, западная граница которого проходила примерно вдоль р. Амур в его нижнем течении. Положение восточной границы неясно. С ограничивающими этот геосинклинальный трог крупными разрывными нарушениями была связана подводная вулканическая деятельность, особенно интенсивная в северной части бассейна. Здесь шло накопление вулканитов основного состава — диабазов, спилитов, их туфов и лавобрекчий и кремнистых пород (до 2000 м), включающих редкие прослои туфогенных и кремнисто-терригенных осадков. Южнее, в районе Северного Сихотэ-Алиня преобладают кремнистые породы с единичными прослоями эффузивов, еще далее к югу в пределах Среднего Сихотэ-Алиня накапливались исключительно кремнисто-терригенные осадки (до 300 м). Отдельные рифовые постройки, распространенные в краевых частях бассейна, могут рассматриваться как свидетельства его тепловодности.

Расположенный севернее Джагдино-Амгунский морской бассейн, занимавший Джагдинский и Амгунский прогибы, имел широтную ориентировку и, видимо, значительно меньше (сублиторальные) глубины. Здесь отлагались в основном песчаные осадки с прослоями и линзами гравия и неокатанных обломков пород. Причем наблюдается отчетливая тенденция уменьшения размерности частиц и увеличения роли более тонкого алевритового материала в западном направлении. Здесь же, в западной части бассейна, фиксируются следы подводной вулканической деятельности — прослои зеленокаменных пород.

Береговая линия раннелейасового моря не оставалась постоянной. К синемюрскому веку, вероятно ко второй его половине, относится начало раннеюрской трансгрессии, получившей дальнейшее развитие в плинсбахское время. В позднем синемюре она имела скорее всего характер ингрессии с образованием отдельных глубоко вдающихся в сушу заливов. Такой достаточно узкий и протяженный залив образовался к западу от Сихотэ-Алинского моря — в бассейне р. Урми (южная часть Буреинского прогиба). Тонкозернистый характер осадков — пески и алевриты, присутствие известняков, незначительная роль грубозернистых пород говорят о наступлении моря на низкую выровненную сушу, при отсутствии сколько-нибудь значительных абразионных процессов. Видимо, в такой же обстановке произошло наступление Сихотэ-Алинского моря на юге региона с образованием залива в районе Южного Приморья (п-ов Трудный), где сформировалась толща (более 300 м) глинистых осадков, местами с тонкой горизонтальной слоистостью, образованной тонким песчаным материалом (см. рис. 5).

Высокая тектоническая активность геосинклинальных бассейнов, сопровождаемая проявлениями вулканизма, создавала, по-видимому, малоблагоприятную обстановку для развития органической жизни в их пределах. Исключение составляют планктонные радиолярии. Высокое содержание в воде свободного кремнезема, вероятно, способствовало их широкому расселению и процветанию в раннелейасовых акваториях. Лишь в относительно мелководных заливах, образовавшихся в синемюре, происходит быстрое расселение бентоса — *Otapiria*, *Pseudomytiloides*, реже — *Posidonia* и *Anomia*. Сюда проникают и головоногие моллюски — аммониты и белемниты (п-ов Трудный).

Преимущественно тонкозернистый характер поступающего в бассейны материала свидетельствует о невысоком стоянии окружающей суши.

Особенно это касается районов, осушенных в результате регрессии трпасового моря и представлявших, по-видимому, невысокую денудационную равнину. Поступление обломочного материала в Сихотэ-Алинский бассейн происходило в основном с запада, с приподнятой суши в районе Центрального Сихотэ-Алинского поднятия.

Суша, окружавшая Джагдино-Амгунское море, видимо, имела более высокие отметки, особенно южное обрамление — районы Буреинского массива и Кербинского выступа, откуда в основном шел снос. Расположенная западнее континентальная территория Монголо-Охотии также представляла собой достаточно низкую равнину, в пределах которой можно предполагать осадконакопление в небольших масштабах, но следов его нет.

Плинсбахский век

В раннем плинсбахе в северной половине Евразии сохранялись палеогеографические обстановки, унаследованные от раннего лейаса. Условность выделения нижнего плинсбаха на значительной территории не позволяет достоверно оценить направленность палеогеографических преобразований в первой половине века. С поздним плинсбахом во многих регионах связаны существенные палеогеографические перестройки. Море затопило значительную площадь на севере Баренцево-Карской озерно-аллювиальной равнины (рис. 6). В Западной части Евразии на протяжении плинсбахского века продолжалось снижение и выравнивание областей денудации и расширение границ озерно-аллювиальных равнин. Они заполнялись обломочным материалом, поступавшим из питающих провинций (рис. 7). Таким образом, происходило становление основных мезозойских бассейнов седиментации на этой территории — Тимано-Уральского и Западно-Сибирского. Поздний плинсбах ознаменовался обширной трансгрессией в центральной части региона, вследствие которой были затоплены прибрежная низменность в Енисей-Хатангском междуречье и Вилюйская низменность. Наконец, море проникло далеко в глубь суши на Дальнем Востоке, образовав новые акватории: Удский залив, Буреинское море и Южно-Приморский залив.

В позднем плинсбахе одновременно с трансгрессией по окраинам Сибирской платформы мелели моря на Северо-Востоке, сокращалась их площадь, увеличивалось число островов в акваториях, что способствовало изоляции палеобассейнов.

На Дальнем Востоке во второй половине века в связи с трансгрессией границы морских бассейнов значительно расширились и изменились из глубины, в частности увеличилась протяженность глубоководной зоны в Джагдино-Амгунском море.

В плинсбахе, как и в раннем лейасе, основная морская седиментация происходила в бассейнах Северо-Востока и Дальнего Востока, к которым приурочены отложения максимальной мощности. Повсеместно на континентах и в морских бассейнах формировались преимущественно терригенные осадки, среди которых на Северо-Востоке и особенно на Дальнем Востоке существенную роль играли вулканогенные породы.

В плинсбахском веке ландшафты Тимано-Уральской области и северной половины Московской синеклизы были унаследованы от раннего лейаса (см. рис. 4, 6). Высоты и очертания основных элементов рельефа не претерпели заметных изменений. В пределах озерно-аллювиальной низменности, занимавшей ограниченную площадь на севере Тимано-Уральской области, преимущественно в аллювиальных условиях продолжалось накопление главным образом песчаных осадков харьягинской свиты [Калантар, Голубева, 1976].

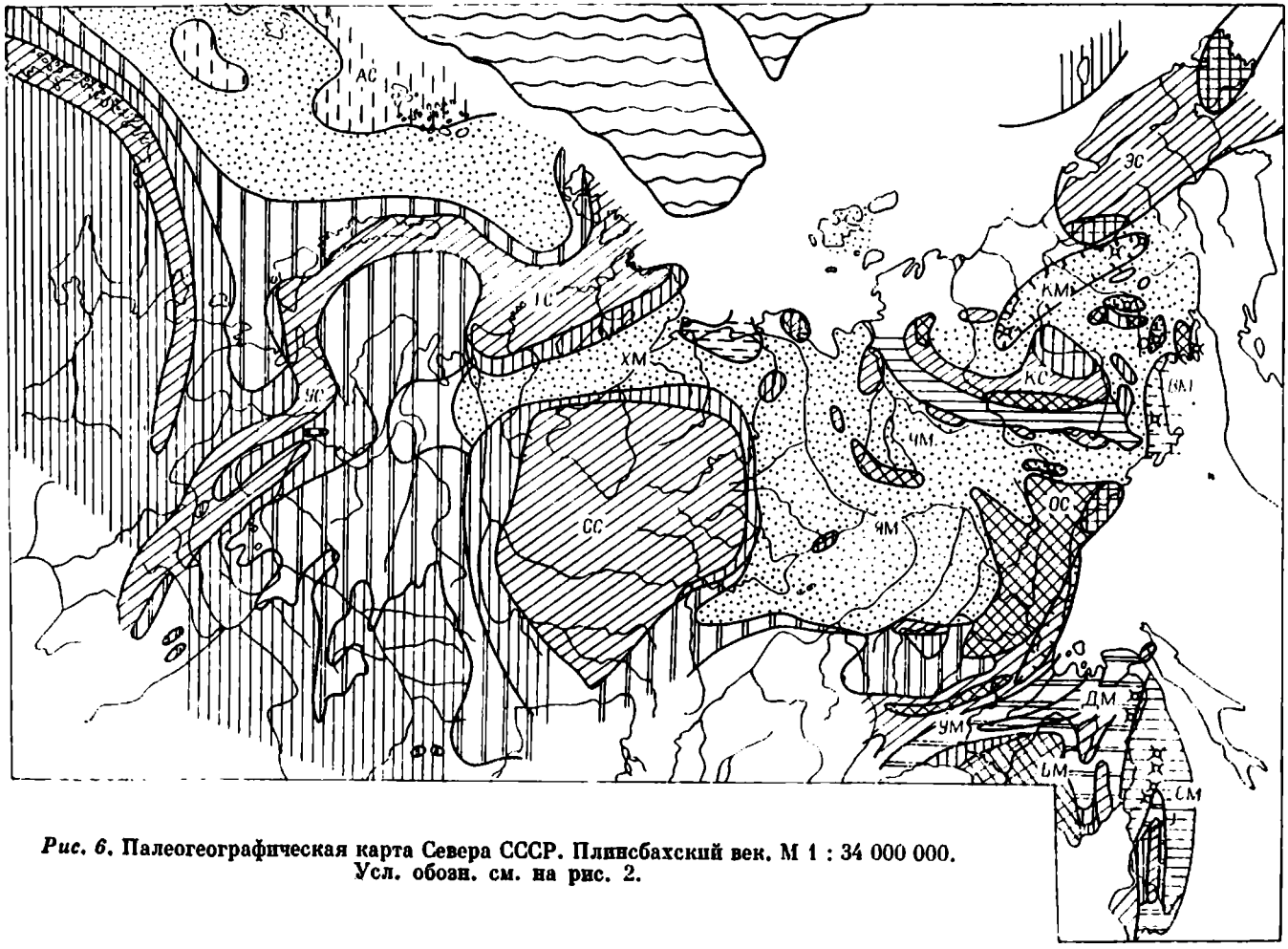


Рис. 6. **Палеогеографическая карта Севера СССР. Плинсбахский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.**

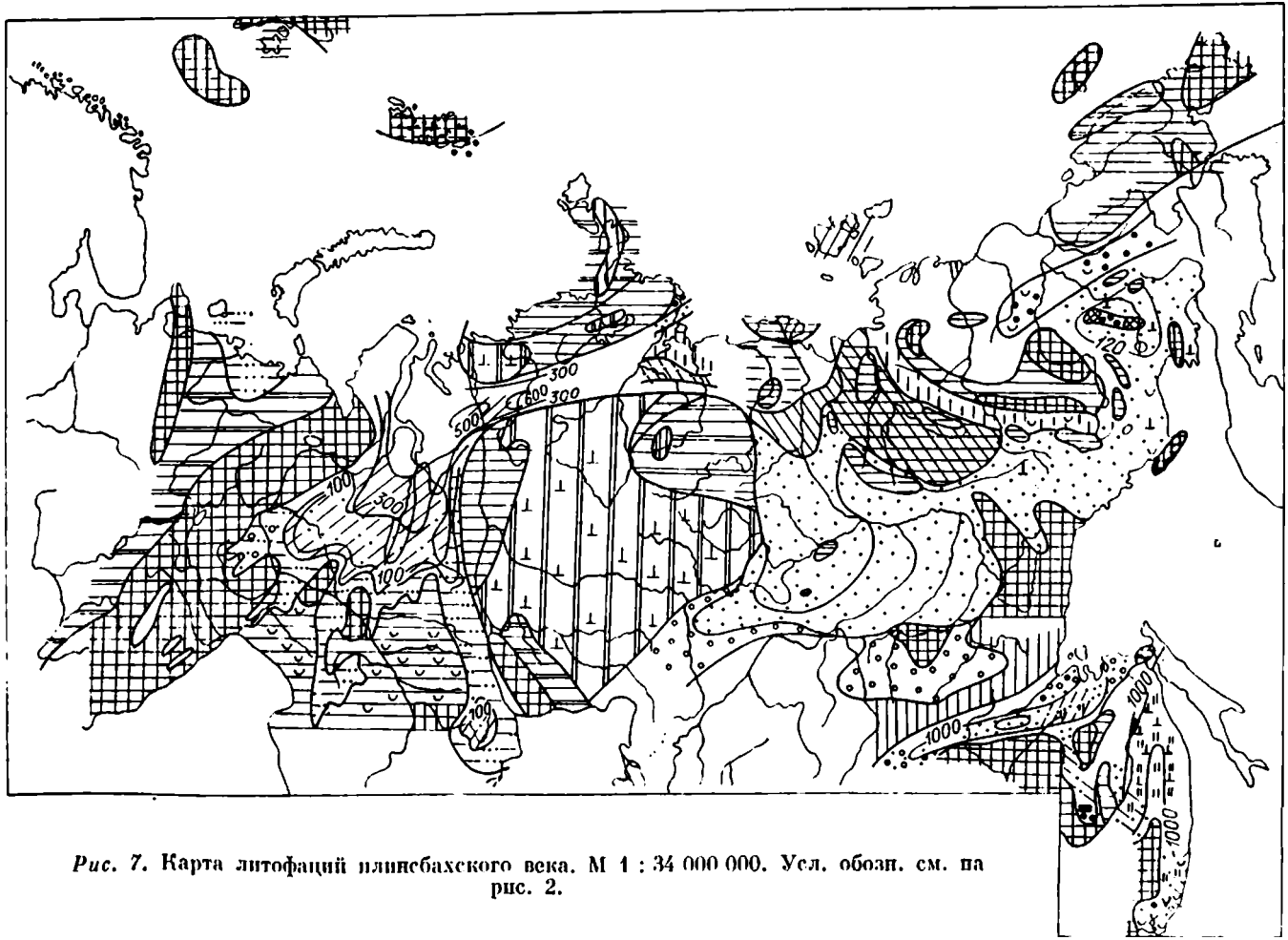


Рис. 7. Карта литофаций плинсбахского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Как и в начале юры, Печорская низменность представляла собой часть озерно-аллювиальной равнины, располагавшейся по периферии Баренцева и Карского морей и обрамлявшей с севера области денудации (Балтийскую, Тиманскую, Печорскую и Урало-Новоземельскую суши). В пределах Баренцева моря осадки, с определенной условностью сопоставляемые с плинсбахом, установлены на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа. На о-ве Вильгельма (Шпицберген) к среднему лейасу отнесена пачка аргиллитов с конкрециями глинистых известняков, в подошве и кровле которой найдены фораминиферы. Мощность пачки 4 м [Клубов, 1965]. Состав осадков и присутствие в них фораминифер позволяют предполагать их морской генезис. Существование в плинсбахском веке в районе Шпицбергена морского бассейна также подтверждается находками переотложенной плинсбахской фауны в основании поздней юры на Западном Шпицбергене [Пчелина, 1967].

На о-ве Белл (Земля Франца-Иосифа) плинсбаху, вероятно, соответствует нижняя часть пачки мелкозернистых песков, содержащих прослои глинистых алевритов, конкреции сидерита, пирита, редкие прослои и включения рассеянной гальки (верхи тегетгофской свиты). Для осадков характерны горизонтальная, волнистая и косая слоистость. Мощность отложений 22 м [Михайлов, 1979]. Состав осадков, характер слоистости и присутствие в них фораминифер указывают на формирование в условиях морского мелководья.

Мелководный морской бассейн, занимавший в плинсбахе значительную часть территории современного Баренцево-Карского шельфа, на севере граничил с активно размывавшейся сушей [Сакс, Ронкина, 1979], поставлявшей в него обломочный материал своеобразного минерального состава, на юге — с озерно-аллювиальной равниной.

Палеогеографическая обстановка Западной Сибири в плинсбахском веке в целом близка к существовавшей в раннем лейасе. Основные перестройки произошли на юге и особенно на юго-востоке территории, где значительно расширились границы озерно-аллювиальной равнины. Здесь сформировались крупные речные долины, прорезавшие денудационную сушу и заполнявшиеся аллювиальными осадками.

На севере Западной Сибири в раннем плинсбахе сохранились основные элементы рельефа, унаследованные от раннего лейаса. В позднем плинсбахе в связи с общей трансгрессией на востоке море достигало Западной Сибири, продвинувшись к западу от Енисея вплоть до Ямала [Верещинова, Яковлева, 1982].

На Западно-Сибирской озерно-аллювиальной равнине в плинсбахском веке продолжалось формирование песчаных и в меньшей степени алевритовых и глинистых осадков (верхняя часть нижнетюменской подсвиты) с прослоями и линзами гравия и гальки вблизи Уральской и Алтае-Саянской возвышенностей, с пропластками и пластами углей (достигающими на юго-востоке мощности 12—15 м). Как и в раннем лейасе, размерность осадков уменьшается от окраин к центру бассейна седиментации (см. рис. 7), хотя на некоторых внутренних участках отмечается обогащение крупнообломочным материалом за счет местных источников сноса.

В периферических районах осадки имеют преимущественно аллювиальный генезис. В аллювии преобладали русловые фации. Они формировались в долинах рек с быстрым течением. В направлении к центру бассейна речные потоки становились более спокойными, текли в крупных, хорошо разработанных долинах, которые заполнялись пойменными и русловыми осадками. Кроме того, осадконакопление происходило на заозеренных и заболоченных междуречьях и в отдельных крупных озерных водоемах.

На прибрежной низменности в низовьях Енисея и в западной части Енисей-Хатангского междуречья в раннем плинсбахе продолжалось накопление алевритово-песчаных осадков зимней свиты (см. табл. 4). В позднем плинсбахе прибрежная низменность была затоплена морем (см. рис. 6). В левинское время здесь формировались преимущественно глинистые осадки (мощностью 47—250 м) с маломощными прослоями конгломератов (нижние слои), алевролитов и песчаников (верхние слои), с косой, горизонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью, с обломками обугленной древесины, сидеритизированными растительными остатками, разнообразными двустворками и форамминиферами. В конце века в связи с обмелением моря в нем стали накапливаться алевритово-песчаные осадки с прослоями глин (нижние слои джангодской свиты). Типичными доминантами в сообществах бентоса становятся реофильные любители мелководья *Harpax* [Карцева и др., 1971]. Отсутствие аммонитов, брахиопод, иглокожих в ориктоценозах, возможно, обусловлено опреснением морского бассейна [Шульгина, 1957; Объяснительная..., 1976].

В восточной части Енисей-Хатангского междуречья в плинсбахе сохранялся морской режим. В Хатангском море, широко сообщавшемся с морями северо-востока Азии, вблизи Таймырской суши (Восточный Таймыр) накапливались пески и алевриты мощностью до 307 м. Вдоль южной окраины залива отлагались песчаные (р. Попигай) и песчано-алевритовые осадки с подчиненными прослоями глин, содержащие раковины аммонитов и двустворок позднего плинсбаха (р. Анабар). Их мощности составляют 90—153 м. Присутствие в осадках всех этих районов гравия, гальки, валунов, обломков древесины, разнообразных карбонатных конкреций свидетельствует об их мелководном генезисе. По-видимому, на большей части площади залива осадконакопление происходило в условиях верхней сублиторали. Зона относительно больших глубин, вероятно, обособлялась на участке между Анабарской губой и низовьями Оленека. На западном побережье Анабарской губы в плинсбахе формировались пески, алевриты и глины с прослоями известняков (мощность до 200 м) (см. рис. 7).

Анализ катен, реконструированных по ориктоценозам, изученным в коренных выходах на территории Лено-Анабарской впадины [Стратиграфия..., 1976; Дагис и др., 1978; Шурыгин, Левчук, 1981], позволяет детализировать подводные ландшафты плинсбахского моря.

Для раннего плинсбаха в Анабарском районе установлены две биономические зоны, располагавшиеся в пределах верхней сублиторали (глубины до 50 м), прибрежная мелководная и мелководная удаленная от берега. На фоне общей трансгрессии гидрологический режим бассейна был весьма неустойчив, трансгрессии чередовались с кратковременными регрессиями, что сопровождалось изменением солености прибрежных вод [Грамберг, Спиро, 1965]. Вследствие колебаний этих факторов донные сообщества не были стабильными. Они слабо дифференцированы по площади, качественно бедны, упрощена их трофическая структура [Захаров, Шурыгин, 1979].

На грубозернистых грунтах прибрежного мелководья поселения невысокой популяционной плотности образовывали фильтраторы низкого уровня — *Myophoria*, *Tancredia*, *Homomya*. Лишь в отдельные моменты времени в этой зоне широко распространялись изобильные моновидовые сообщества (*Tancredia*, *Myophoria*). Возможно, что резкое увеличение численности отдельных таксонов было связано с отклонением солености вод от нормально-морской. Относительно удаленную от берега зону мелководья, распространявшуюся в конце раннего плинсбаха до района Анабарской губы, населяли «шипастые» харпаксы (группа *Harpax spinosus*) и *Homomya*. Обе формы были скорее всего эвригалинными, но предпочи-

тали устойчивый температурный, газовый режим и спокойные воды. Распространение «шипастых» харпаксов контролировалось эдафическим фактором, поскольку эти моллюски свободно лежали на мягких грунтах [Бодылевский, 1956]. Из-за высоких, но изменчивых темпов осадконакопления поселения двустворок имели низкую популяционную плотность [Захаров, Шурыгин, 1979]. Наиболее стабильные темпы (и максимальные мощности) осадконакопления отмечаются в осевой части Хатангской впадины, интенсивно прогибающейся в это время.

В районе Восточного Таймыра в течение раннего плинсбаха также присутствовали обе биономические зоны, но особенно отчетливо выражена удаленная от берега мелководная. Таким образом, анализ распределения сообществ двустворок свидетельствует о чрезвычайно пологом и неглубоком шельфе западной части раннеплинсбахского Хатангского моря с сублиторальными глубинами (до 50 м). Следы средней и нижней сублиторали в пределах Анабаро-Хатангского района не зафиксированы.

В Оленек-Келимярском районе шельф был несколько круче. Здесь в толще, условно отнесенной к нижнему плинсбаху, комплексы двустворок разнообразнее описанных выше, однако трансгрессивно-регрессивная последовательность ориктоценозов, аналогичная Анабаро-Хатангской, наблюдается и здесь. Обе биономические зоны верхней сублиторали оставили в разрезе свои следы, но зона мелководья в этом районе, вероятно, уже была. В максимально трансгрессивных частях циклитов в этом районе отмечаются фрагменты ассоциаций (*Taimyrodon*) умеренно глубоководных сообществ (средняя сублитораль). В ориктоценозах экотонов мелководных и умеренно глубоководных сообществ найдены аллохтонные элементы (*Tancredia*, *Myophoria*) прибрежно-мелководной зоны. Такая картина распределения ориктоценозов — свидетельство более крупных уклонов дна Оленек-Келимярского участка раннеплинсбахского палеобассейна в отличие от Анабаро-Хатангского.

В позднем плинсбахе обширное море покрывает всю северную часть Сибирской платформы, затопив пологонаклонную равнину. К середине фазы stokesi морские осадки отлагаются не только во внутренней, но и в приплатформенной части Лено-Енисейского прогиба. Сравнительный литолого-палеоэкологический анализ одновозрастных отложений двух разнофациальных зон Анабарского участка показал, что в начале позднего плинсбаха тектонические движения были дифференцированы: наиболее интенсивно прогибалась приплатформенная часть Лено-Енисейского прогиба — мощности изохронных толщ здесь почти вдвое превосходят таковые центральной части [Шурыгин, 1979].

Разработка позднеплинсбахского профиля равновесия дна Хатангского палеобассейна сопровождалась пространственной дифференциацией и стабилизацией грунтов, что, в свою очередь, влияло на распределение бентосных сообществ по биономическим зонам, усложнение их структуры, способствовало устойчивости их во времени.

В результате описанных процессов в позднем плинсбахе в северосибирских морях сформировалась многочленная катена бентосных сообществ (табл. 6; см. рис. 8). Причем в начале позднего плинсбаха происходит нивелировка биоты на бо́льшей территории Арктического бассейна [Захаров, Сакс, 1980; Сакс и др., 1980], а к концу позднего плинсбаха усиливается дифференциация, что в отдельных районах приводит к замене звеньев катены.

Как показывает анализ катены, в течение позднего плинсбаха в Хатангском море существовал равномерно падающий пологонаклонный профиль равновесия шельфа. В начале позднего плинсбаха при интенсивном прогибании приплатформенных участков в моменты кратковременных рег-

Таблица 6

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам в позднем плинсбахе

Биономическая зона	Район					
	Восточно-Таймырский	Анабаро-Нордвикский		Келимяр-Оленекский	Вилюйский	
IIIб	Ассоциация *Harpax laevigatus — Myophoria*					
IIIа	Ассоциация *Harpax spinosus — Homomya*	Ассоциация *Harpax spinosus — Homomya*	Ассоциация *Meleagrinella — Tancredia*	Ассоциация *Harpax-spinosus — Homomya*	Ассоциация *Harpax spinosus — Homomya*	Ассоциация *Meleagrinella — Tancredia*
IIб	Ассоциация *Nuculoma — Radulonectites*	Ассоциация *Dacryomya — Radulonectites*	Ассоциация *Nuculoma — Radulonectites*	?	Ассоциация *Nuculoma — Radulonectites*	
IIа	Ассоциация *Modiolus — Homomya*	Ассоциация *Modiolus — Homomya*		?	Ассоциация *Modiolus — Homomya — Pseudomytiloides*	
Iб	Ассоциация *Taimyrodon — Homomya*					
Iа						

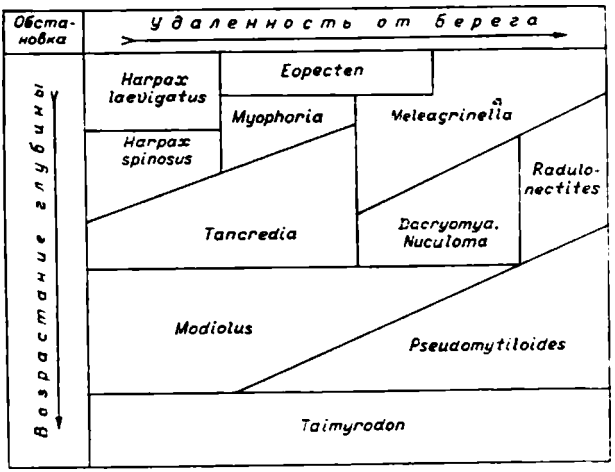
Условные обозначения: Iа — псевдоабиссаль; Iб — нижняя сублитораль; IIа — удаленная от берега средняя сублитораль; IIб — приближенная к берегу средняя сублитораль; IIIа — удаленная от берега верхняя сублитораль; IIIб — прибрежная верхняя сублитораль; ? — не представлена в разрезах.

рессий образовывались лагуны [Захаров, Шурыгин, 1979; Шурыгин, 1979]. В середине позднего плинсбаха уменьшается скорость прогибания и осадконакопления на сублиторали. Мелководное море характеризуется небольшими градиентами глубин, широкими биономическими зонами в пределах верхней сублиторали. Из-за мелководности небольшие по амплитуде колебания уровня моря приводили к затоплению или осушению обширных пространств и перемещали катену бентоса то к палеоберегу, то далеко в сторону открытого моря.

Ассоциация прибрежного мелководья сохраняется в течение всего позднего плинсбаха. Здесь в сообществах двустворок доминируют «гладкие» харпаксы (*Harpax* ex gr. *laevigatus*) и *Myophoria*. В сообществах мелководной, удаленной от берега, биономической зоны (верхняя сублитораль до 50 м) в начале позднего плинсбаха доминировали любители мягких грунтов *Harpax spinosus* и эврибионтные *Homomya*. В Анабаро-Нордвикском районе к концу позднего плинсбаха в этой биономической зоне происходит смена доминантов: ведущая роль в сообществах двустворок переходит к *Meleagrinella* и *Tancredia*. Замена доминантов была вызвана сменой преобладающего типа грунтов и режима гидродинамики в этой зоне, что связано с удалением от берега углубленного участка седиментации (табл. 7). Можно предполагать, что в начале позднего плинсбаха гра-

Таблица 7

Предполагаемое распределение ареалов максимальной плотности поселений основных доминантов плинсбахских сообществ бентоса в арктических морях



диенты глубин в переходной зоне между верхней и средней сублиторалью были очень невелики (рис. 8, *а*), и, напротив, к концу позднего плинсбаха они возрастают в переходной зоне с одновременным выполаживанием верхней сублиторали (рис. 8, *б*).

Изменение батиметрических градиентов следует связывать со сменой тектонического режима Анабаро-Нордвикского участка: в начале более интенсивно прогибались приплатформенные зоны, а в конце плинсбаха, наоборот, центральные части бассейна. Ассоциация *Harpax spinosus* на Восточном Таймыре и в Келимяр-Оленекском районе сохраняет свое положение в катене до конца плинсбаха (см. табл. 6).

Остатки сообществ средней сублиторали (до 100 м) четко фиксируются в трансгрессивных частях циклитов. Ассоциации этих зон повсеместно устойчиво сохраняются в течение позднего плинсбаха, лишь постепенно

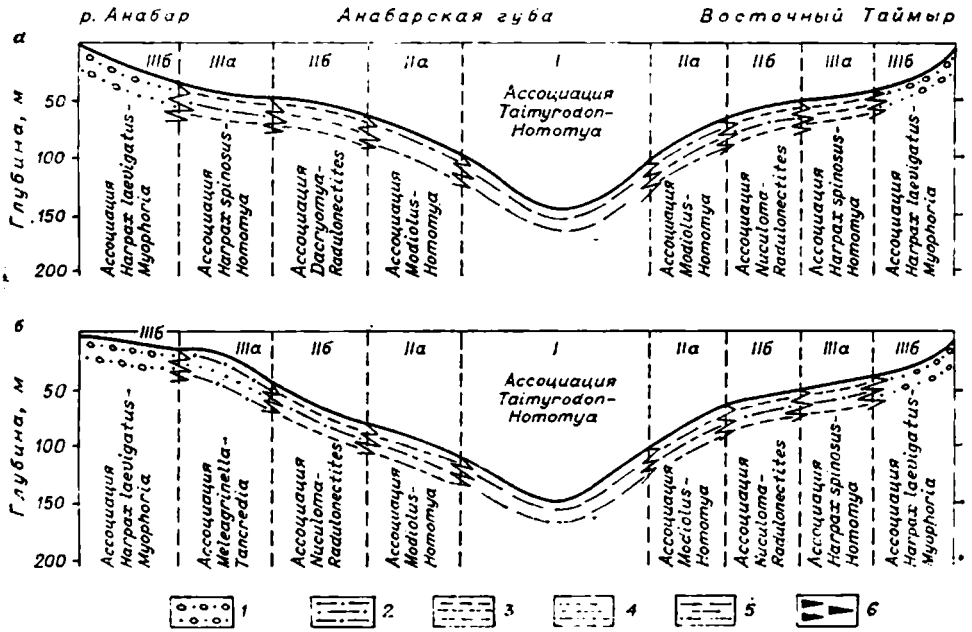


Рис. 8. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в позднем плинсбахе (*а* — начало, *б* — конец позднего плинсбаха). I—III — биономические зоны см. на рис. 3.

Типы грунтов: *1* — галечники, пески; *2* — песчаный алеврит; *3* — алеврит; *4* — глинистый алеврит; *5* — глина; *6* — битуминозные глины.

возрастает популяционная плотность доминирующих видов. В приближенных к берегу сообществах средней сублиторали ведущая роль принадлежит фильтраторам *Radulonectites* и собирателям *Nuculoma*. В сообществах нижней части средней сублиторали доминируют *Modiolus* и *Homotya*. В этой биономической зоне двустворки, за исключением эврибионтных *Homotya*, образовывали редкие поселения с низкой популяционной плотностью. Сообщества двустворок относительно глубоководной зоны (глубины до 150 м) наиболее выдержаны на площади и устойчивы во времени. Они имели весьма упрощенную трофическую структуру с двумя родами-доминантами *Taimyrodon* и *Homotya*. Остатки сообществ этой биономической зоны постоянно встречаются в изученных разрезах в конечнотрансгрессивных частях циклитов (Анабарская губа, Восточный Таймыр и т. д.), фиксируя наиболее глубоководные для Хатангской акватории обстановки осадконакопления.

На Новосибирских островах в плинсбахе, по данным Э. Н. Преображенского, происходило накопление алевритово-глинистых неправильнослоистых осадков с прослоями песков, тонкими линзами углей, обломками древесины, раковинами моллюсков, фораминифер, позвонками рептилий. Все эти признаки свидетельствуют о формировании осадков на мелководье.

Вилюйская низменность в начале плинсбаха представляла собой озерно-аллювиальную равнину. На ней преимущественно в руслах рек и поймах накапливались аркозовые и полимиктовые пески, часто косослоистые с обилием растительного детрита, обломками глин и гальками сидеритов, кремней, кварца. С ингрессией в Вилюйскую низменность морского бассейна в конце раннего плинсбаха связывается накопление разнозернистых песков с зернами глауконита и редкими остатками радиолярий (р. Вилюй) и фораминифер (р. Тюнг) [Месежников и др., 1971].

В начале позднего плинсбаха вследствие трансгрессии под уровнем моря оказались вся Вилюйская низменность, Алданская впадина, а также окраина Среднесибирской возвышенности к северу от Жиганска (см. рис. 6). По-видимому, к этому времени на юге окончательно сформировалась единая Южно-Якутская низменность, понижавшаяся к морю. На ней шло накопление песчано-галечных, преимущественно аллювиальных осадков юхтинской свиты мощностью до 250 м. В начале позднего плинсбаха произошло обособление внутриконтинентального Якутского моря, отделявшегося на востоке от моря Черского цепочкой Верхоянских островов и п-овом Сетте-Дабан, а Охотским полуостровом — от перикеанического бассейна Палеопацифики. На большей площади Якутского моря осадконакопление происходило в условиях верхней сублиторали, но не было однотипным в связи с неравномерным прогибанием и расчлененным рельефом дна бассейна. Благодаря колебательным движениям на некоторых площадях многочисленными были кратковременные перерывы в седиментогенезе.

В западной части Якутского моря в условиях открытого мелководья с переменной гидродинамикой шло накопление глинисто-алевритово-песчаных толщ максимальной мощностью до 40—50 м. В них содержатся гальки и валуны траппов, кремней, кварца, известняков, линзы конгломератов. Обычны стяжения и конкреции карбонатного, карбонатно-кремнистого и сидеритового состава, растительный детрит и фрагменты древесных стволов. Эти осадки служили субстратом многочисленным, но довольно однообразным бентосным сообществам, в которых чаще всего доминировали двустворки: *Harpax*, *Meleagrinella*, *Radulonectes*, *Myophoria* и др., широко были распространены брахиоподы — *Orlovirhynchia*, *Rudirhynchia*, гастроподы, черви-илоеды, фораминиферы и остракоды.

Катена бентоса западной (Вилюйской) части Якутского моря развивалась очень сходно с Анабаро-Нордвикской (см. табл. 6). Здесь наиболее устойчивыми во времени были ассоциации средней и нижней сублиторали, а на мелководных удаленных от берега биотопах происходила смена доминантов. Наличие весьма расчлененной катены свидетельствует о пологом равномерно понижающемся профиле равновесия шельфа. Смена доминантов, как и в Анабаро-Нордвикском районе, зафиксировала изменение в течение позднего плинсбаха профиля на участке перехода от верхней к средней сублиторали. Условия нижней сублиторали существовали в западных районах лишь в периоды максимальной трансгрессии.

В южной части Якутского моря (Алданская впадина) накапливались преимущественно разнозернистые пески (до 80 м). Сообщества бентоса этой части моря близки по структуре и составу западноякутским. В ориктоценозах отчетливо фиксируется вся трансгрессивно-регрессивная смена сообществ вплоть до нижнесублиторальных (до 150 м), протягивающихся, вероятно, субпараллельно Сибирскому палеоберегу. В течение значительного отрезка позднеплинсбахского времени на этом участке моря существовала ассоциация *Radulonectites*.

Восточная часть Якутского моря, соответствующая площади Приверхоянского прогиба, характеризовалась большими скоростями компенсированного прогибания, что привело к образованию мощных толщ осадков. Уменьшение зернистости пород по разрезу, вероятно, связано с постепенным (в течение плинсбаха) углублением бассейна, выравниванием рельефа Верхоянских островов, поставлявших значительную часть осадочного материала. На участке от р. Томпо до р. Леписке (южная и центральная части Приверхоянского прогиба) в зоне прибрежного мелководья в начале века накопилась толща (до 500 м) полимиктовых средне- и разнозернистых песков, насыщенных обломками древесины, отдельными гальками кварца, кремней, осадочных пород и со следами ряби, а позднее сформировалась толща алевритов мощностью до 50 м [Сластенов, 1978]. В северном направлении в разрезе возрастает роль глинистого и алевритового материала [Зиченко и др., 1978]. Севернее р. Джарджан пески практически исчезают из разреза плинсбаха (см. рис. 7). В западном направлении происходит резкое сокращение мощности отложений, накопившихся во второй половине плинсбаха. На левобережье Лены на участке рек Муна — Молодо сформировалась глинисто-песчаная толща мощностью 70—100 м. В ней многочисленны линзы галечников и отдельные гальки кварцитов, кремней, известняков, траппов, терригенных осадочных пород, обилен растительный детрит и фрагменты отдельных стволов древесины. В этом районе Якутского моря на биотопах открытого мелководья очень высока (особенно в конце века) популяционная плотность доминантов в сообществах бентоса. Основной фон биоценозов, как и в районе Вилюя, составляют *Harpax*, *Myophoria*, *Pleuromya*, *Eopecten*, *Radulonectites* с сопутствующими *Meleagrinella*, *Tancredia*, *Veteranella* и др. Широко распространены брахиоподы, гастроподы, фораминиферы и пелагические — аммониты (*Amaltheus*, *Phylloceras*) [Стратиграфия..., 1976; Кирина и др., 1978]. Катена бентоса существенно не отличается от таковой Вилюйского района, хотя нижнесублиторальных ассоциаций здесь не зафиксировано.

Источником сноса для рассматриваемой части бассейна служила восточная окраина Среднесибирской возвышенности, где размывались карбонатные и терригенные толщи палеозоя, изверженные и метаморфические породы, траппы. Некоторое своеобразие минерального состава осадков в бассейне седиментации позволяет выделить этот район в качестве эпидот-ильменитовой Молодо-Жиганской терригенно-минералогической провинции [Каплан, 1976].

Площадь моря Черского в плинсбахе несколько уменьшилась за счет появления и роста новых островов. Линейный архипелаг Адыча-Нерских островов разделял его акваторию на две контрастные зоны. Юго-западная часть моря Черского была несколько глубоководнее по сравнению с Якутским морем, но и здесь на большей площади длительное время существовали обстановки верхней и средней сублиторали (см. рис. 6). Максимальные глубины в этой части бассейна были сосредоточены в Сартангской впадине, окончательно сформировавшейся в плинсбахе в виде линейного трога. К северо-востоку от Адыча-Нерских островов продолжала развиваться активно прогибавшаяся Иньяли-Дебинская впадина. Глубины этого участка моря в плинсбахе в отличие от геттанг-синемюра несколько уменьшались, но все же, вероятно, превышали 200 м. В мелководной части моря Черского сформировалось два основных типа литофаций, связанных постепенными переходами. На открытом мелководье с активной динамикой вод вдоль Верхоянских островов, между северной оконечностью Охотского полуострова и восточными островами Адыча-Нерского архипелага накапливались преимущественно песчаные толщи, насыщенные растительным детритом. Их мощность увеличивается в восточном направлении и достигает 500—600 м. На остальной площади, ядром которой являлась Сартангская впадина, формировались толщи чередующихся глин, алевритов и песков. Они отлагались преимущественно в умеренно глубоководных зонах открытого моря. Здесь мощность осадков плинсбаха составляет около 300 м, уменьшаясь до 100—120 м к центру Сартанской впадины, по-видимому, за счет не вполне компенсированного прогибания [Веклич, 1979]. В плинсбахе по сравнению с ранним лейасом в мелководной части моря Черского вулканическая деятельность проявлялась слабее. Единственным участком, где не прекращались вулканические процессы, являлся район Комюбинской вулканоструктуры. Здесь сформировалась толща алевритов и песков с пластами туфов и лав андезитобазальтов, мощность которой колеблется от 200 до 700 м [Попов и др., 1975].

Основными группами в бентосных сообществах моря Черского были двустворки *Harpax*, *Eopecten*, *Radulonectites*, *Meleagrinella*, *Pleuromya*, *Tancredia*, *Lima*. Эти же роды доминируют в сообществах биономических зон верхней и средней сублиторали соседних североснбирских морей. По-видимому, строение катены бентоса здесь было очень близко к северосибирской, что свидетельствует о сходстве рельефа и гидрологического режима шельфовых зон. В плинсбахе значительно возросла роль брахиопод в формировании биоты моря Черского. Среди них обычны *Rhudirhynchia*, *Orlovirhynchia*, менее характерны *Rimirhynchia*. Постоянно присутствуют криноидеи, реже аммониты (*Amaltheus*). В северо-западную часть моря Черского обломочный материал поступал с Верхоянского и Адыча-Нерского архипелагов, которые имели возвышенный и расчлененный рельеф и были сложены осадочными породами. Пути доставки материала из областей денудации Сибирской платформы были перекрыты мелководьем Верхоянского архипелага и не играли существенной роли в осадконакоплении. В юго-восточные районы бассейна обломочный материал поступал с Охотского полуострова, представлявшего гористую сушу с изрезанной береговой линией. Здесь разрушению подвергались разнообразные магматические метаморфические и осадочные породы. В Иньяли-Дебинской впадине моря Черского на глубинах свыше 200 м накапливались тонкочередующиеся глины, алевриты, мелкозернистые пески и пепловые туфы. Мощности осадков достигают 300 м. Здесь отмечаются членики криноидей *Seirocrinus* и редкие разрозненные обломки раковин двустворок — *Meleagrinella*, *Kolymonectes*, *Lima*, возможно аллохтонного генезиса. Иньяли-Дебинская впадина в плинсбахе заполнялась обломочным материалом, посту-

павшим с Колымской суши, имевшей сложный расчлененный рельеф (см. рис. 6).

Площадь Колымского моря в течение плинсбаха сокращалась, в нем появлялись острова и за счет акватории увеличивалась площадь Колымской и Эскимосской суш. Такой характер палеогеографических преобразований был обусловлен интенсивным воздыманием отдельных участков территории в связи с ростом геоантиклинальных структур. Не прекращалась вулканическая деятельность, сопровождавшаяся образованием преимущественно трахиандезитов и трахибазальтов [Полуботко, Репин, 1978].

Архипелаг образовавшихся островов, среди которых наиболее крупными были Сугойский, Балычиканский, Примагаданский, изолировал море Черского от Колымского и Вилигинского. В Колымском море на мелководье вблизи Омолонского архипелага, имевшего сложно изрезанную береговую линию, осадконакопление происходило в разнообразных обстановках: в заливах, бухтах, лагунах, проливах. В начале века в прибрежной зоне архипелага накапливалась маломощная толща глинистых илов, мусорных глинисто-песчаных осадков со значительной примесью вулканогенного материала (см. рис. 7). В юго-восточной части зоны, вблизи расчлененной приполярной суши, на мелководье формировалась осадочно-вулканогенная толща, представленная неравномерным чередованием массивных и миндалекаменных базальтов, реже андезитов, туфов основного состава и разнозернистых полимиктовых песков (150—300 м) [Репин, Полуботко, 1979]. Вулканогенный материал поставлялся Южно-Омолонской вулканической дугой, существовавшей, по-видимому, только в раннем плинсбахе. Он поступал непосредственно в бассейн седиментации при извержениях или при конседиментационном разрушении вулканических построек. Мелководные биотопы были заселены двустворками *Oxytoma*, *Chlamys*, *Kolymonectes*, *Lima*, *Cardinia*, редкими брахиоподами (Pergrinelloidea) и другими группами бентоса.

В северной части Омолонского архипелага образовался замкнутый бассейн (Доломиканская лагуна), окруженный возвышенными участками суши. В нем отлагались пески, глины, илы с примесью вулканогенного материала, образовавшие толщу мощностью до 100 м. Местами формировались прослои углей мощностью до 10—15 см. В пределах Доломиканской раннеплинсбахской лагуны установлены две вулканоструктуры. В Омкучанской вулканоструктуре преобладали подводные извержения с образованием толщ трахибазальтов, грубообломочных и лапиллиевых туфов с прослоями пепловых туфов, туфопесчаников и туфоалевритов видимой мощностью до 80 м [Полуботко, Репин, 1972]. Северо-западнее, в Визуальнинской вулканоструктуре, в результате наземных извержений сформировалась толща чередования трахибазальтов, трахиандезитов с прослоями туффитов и туфобрекчий трахитов мощностью до 120 м [Лычагин, 1975]. Вулканогенные отложения довольно быстро (на расстоянии 8—12 км) замещались обычными осадочными породами. Образование вулканоструктур в раннем плинсбахе связывается с существованием глубинного Омкучанского разлома. Продукты деятельности Омкучанской и Визуальнинской вулканоструктур относятся к трахибазальтовой формации континентов * [Лычагин, 1975].

Источником сноса в пределах Омолонского шельфового мелководья служили острова этого архипелага. На них произрастали *Hausmannia*, *Cladophlebis*, *Ctenis*, *Taeniopteris*.

---

* Основные породы, излившиеся в результате деятельности вулканов Южно-Омолонской дуги, также характеризуются повышенной щелочностью и, вероятно, принадлежат к названной формации.

В позднем плинсбахе Доломнанская лагуна свободно сообщалась с открытым морем. На прибрежном мелководье архипелага накапливались преимущественно полимиктовые разнозернистые пески с пачками алевритов и изобильными растительными остатками. Мощность осадков колеблется от 70 до 120 м. Хорошо прогреваемые и аэрируемые обширные мелководья Омолонского архипелага были плотно заселены разнообразными двустворками, брахиоподами и гастроподами. Из нектонных форм здесь обычны аммониты (*Amaltheus*). Ведущая роль в сообществах бентоса принадлежала двустворкам *Meleagrinella*, *Eopecten*, *Radulonectites*, *Tancredia*, реже *Harpax*, *Myophoria*, *Bureiomya* и др., брахиоподам *Rudirhynchia*, *Orlovirhynchia*.

Севернее Омолонского архипелага в Колымском море в области интенсивно развивающейся Алазейско-Олойской геосинклинальной зоны возвышения рельефа чередовались со впадинами. На востоке этого района (в бассейне верхнего течения р. Большой Анюй) в открытом, относительно мелководном с интенсивной гидродинамикой море накапливались вулканомиктовые разнозернистые пески мощностью до 300 м. В начале века этот участок заселяли любители мелководных, иногда удаленных от берега зон моря — *Oxytoma*, *Chlamys*, *Lima*, *Nuculoma*, «шипастые» *Harpax* и др., а также нектонные формы *Polymorphites* (в начале века) и *Amaltheus* (в конце века).

Западнее (бассейны рек Банная, Кричальская, Тантын) сформировалась осадочно-вулканогенная толща чередования туфов и лав базальтов, андезитобазальтов, андезитов и андезитодацитов, туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов мощностью 700—800 м. Сообщество беспозвоночных этого района состояло из многочисленных представителей брахиопод (*Rudirhynchia*, *Cuneirhynchia*, Spiriferina) и двустворок (*Oxytoma*, *Chlamys*, *Amonotis*).

Основным поставщиком обломочного материала в Колымский седиментационный бассейн служила высокая Эскимосская суша, имевшая, вероятно, в значительной степени расчлененный рельеф. Второстепенную роль играли внутренние острова и Омолонский архипелаг. Вулканогенная компонента в толщах осадков полностью обеспечивалась вулканами в районе среднего течения р. Большой Анюй (см. рис. 6).

На крайнем западе (бассейн р. Седедемы) в течение плинсбаха формировались толщи переслаивания туфоалевритов, аргиллитов, туфопесчаников, туфоконгломератов суммарной мощностью 300—350 м. Сообщества бентоса, населявшие этот район, близки по своей структуре к приостровным Омолонским, хотя и не столь изобильны и разнообразны. Осадочный материал поставлял Колымский архипелаг.

На крайнем юго-востоке Колымского моря (Пенжинский район) отлагались полимиктовые и туфогенные пески с редкими прослоями алевритов и галечников общей мощностью до 370 м. На отмелях этого участка обитали двустворки (*Oxytoma*, *Chlamys*, *Lima*, *Harpax*) и криноидеи.

В Вилигинском море, представлявшем относительно глубокую краевую часть Колымской акватории, с началом плинсбахского века усиливается контрастность движений отдельных тектонических блоков и структур. Активно воздымаются геоантиклинальные участки — Олыньский (на месте которого образовался Олыньский остров), Оротуканский и Балыгичанский. В то же время происходит не менее активное углубление некоторых зон Буюндино-Купкинского и Тахтоямо-Вилигинского прогибов. В северной части между Оротуканским и Балыгичанским мелководьем и Олынским островом четко дифференцируется Буюндино-Купкинский трог, заложившийся на рубеже позднего триаса и ранней юры. Глубины моря в этом районе, по-видимому, превышали 200 м. На склонах

трога накапливалась монотонная ритмично построенная толща тонковолнисто- и косослоистых песчано-глинисто-алевритовых осадков мощностью до 500 м. Оползни, обусловленные крутыми уклонами дна, обвалы, возможно вызванные землетрясениями, мутьевые и суспензионные потоки, взмучивание и сгруживание осадка — типичные условия формирования флишеподобных толщ.

На островах и в лагунах, расположенных к югу от Олынского острова, продолжалась вулканическая деятельность. Состав вулканических продуктов, представленных в основном грубообломочными ксенотуфами, стал более кислым — значительный процент составляли туфы дацитов, липаритов, но происходили выбросы и основного состава. В Тахтоямо-Вилигинском прогибе в зоне нижней сублиторали с переменной динамикой вод осаждались илы, местами пески и гравийники с прослоями мелкообломочных кристаллолитокластических туфов андезитов и андезитодацитов. Среди осадков — только отдельные пачки мощностью 50—70 м флишоидного типа, сходного с осадками Буюндино-Купкинского прогиба. Поселения двустворок в этой зоне бассейна малочисленны и разреженны. Наиболее часты в сообществах *Amonotis*, *Kolymonectes*, *Gryphaea*, *Taimyrodon* и др., а из брахиопод обычны *Rudirhynchia*, встречаются криноидеи.

В позднем плинсбахе площадь глубоководного трога сокращается и в нем несколько увеличивается грубозернистость осадка. Образуются острова Балыгичанский, Сугойский. Вокруг располагаются обширные участки открытого мелководного моря, на которых формируются (до 600 м) разнозернистые полимиктовые и вулканомиктовые пески иногда с илами и карбонатными конкрециями.

На обширном приостровном хорошо аэрируемом мелководье (в особенности в конце века) развивались многочисленные и изобильные сообщества бентоса, дифференцированные по площади с усложненной трофической структурой. В этом отношении наиболее показательна Вилигинская банка, на которой при трансгрессиях и регрессиях моря сменялись разнообразные в таксономическом и изобильные в количественном отношении сообщества бентоса. Наиболее изобильные доминирующие в одних и характерные для других сообщества двустворок — *Meleagrinella*, *Chlamys*, *Eopecten*, *Radulonectites*, *Harpax*, *Pleuromya*, *Modiolus* и др., обычны брахиоподы — *Rudirhynchia*, *Orlovirhynchia* и др. и гастроподы. В неритовой зоне были широко распространены аммониты (*Amaltheus*, *Phylloceras*).

На Дальнем Востоке плинсбахский век ознаменовался мощной морской трансгрессией, одной из самых крупных в юрской истории региона. Проблематичность выделения нижнеплинсбахских отложений не позволяет достоверно восстановить палеогеографическую обстановку в регионе на границе синемюрского и плинсбахского веков и в раннем плинсбахе. В позднем плинсбахе, несомненно, существовал наиболее обширный морской бассейн на Дальнем Востоке (см. рис. 6).

В результате плинсбахской трансгрессии значительно расширились акватории Сихотэ-Алинского моря за счет левобережья р. Амура и Джагдино-Амурского бассейна. В прогибание были вовлечены окраины жестких структур, окаймлявших геосинклинальные прогибы — Ханский и Буреинский массивы и герциниды Монголо-Охотской складчатой области, что привело к образованию Буреинского моря, протяженного Удского залива, достигавшего на западе районов Восточного Забайкалья, и Южно-Приморского залива.

При затоплении левобережья р. Амура Сихотэ-Алинским морем здесь образовался мелководный участок (верхняя сублитораль) с отдельными низкими островами, в пределах которого отлагались разнозернистые косо-

слоистые пески, гравий и галечники (до 800 м). Обломочный материал поступал в основном с запада, с островной возвышенной с расчлененным рельефом суши, расположенной на месте современного Буреинского хребта и разделявшей Сихотэ-Алинское и Буреинское моря. Второстепенную роль как источники питания играли мелкие острова.

На остальной территории границы Сихотэ-Алинского моря в плинсбахе почти не изменились. По-видимому, остались прежними и очертания более глубоководной части бассейна. В ее пределах на севере продолжалась интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся накоплением вулканитов и кремнистых пород (до 1000 м) (см. рис. 7). В меньшем количестве здесь отлагался тонкий терригенный материал. Южнее накапливались преимущественно песчано-алевритоглинистые тонкочередующиеся флишоидные осадки (около 500 м). Проявление подводного вулканизма здесь было намного слабее, следы его сохранились в виде маломощных прослоев и линз и отдельных пачек кремнистых пород. Органический мир этой более глубокой и более мобильной части Сихотэ-Алинского моря, как и ранее, был исключительно беден и представлен лишь планктонными организмами — радиоляриями.

В краевой, более мелководной юго-западной части Сихотэ-Алинского моря в непосредственной близости от Центрального Сихотэ-Алинского поднятия (Окраинский прогиб, бассейны верхнего течения р. Уссури) накапливались однообразные маломощные алевриты (несколько десятков метров). Тонкость осадков свидетельствует о невысоком стоянии и выровненном рельефе прилегающей суши. В отличие от центральных глубоких областей Сихотэ-Алинского моря в неритовой зоне бассейна обитали разнообразные аммоноидеи, среди которых преобладали иммигранты с юга.

В плинсбахское время Сихотэ-Алинское море трансгрессировало к югу и юго-западу на территорию Южного Приморья и Япономорской суши, образовав обширный мелководный Южно-Приморский залив, где отлагались преимущественно грубозернистые осадки — пески, гравий, галечники (около 200 м). Осадконакопление происходило на мелководье при интенсивном размыве близлежащей возвышенной суши и постоянных изменениях очертаний береговой линии. Об этом свидетельствует косая и линзовидная слоистость в осадках, текстуры взмучивания, следы перерывов, обилие растительных остатков. Приуроченность остатков фауны лишь к отдельным редким горизонтам может интерпретироваться как результат значительных колебаний солености. В целом залив был скорее всего постоянно несколько опреснен, чему не противоречит преобладание в биоценозах ваугоний, модиол, устриц, кардиний, окситом. Для западного обрамления залива характерен активный наземный вулканизм, оставивший следы в виде обильной пирокластики в осадках. Обширность мелких хорошо прогреваемых сублиторальных зон бассейна обеспечивала интенсивное развитие бентоса. В периоды стабильности солевого режима здесь формируются относительно разнообразные сообщества двустворок с заметным участием иммигрантов из южных морей. Терригенный материал приносился многочисленными реками с запада и юга с возвышенной расчлененной суши и поставлялся многочисленными островами, которыми изобиловало мелкое море [Бакланова и др., 1971]. В плинсбахском веке происходит расширение и углубление Джагдино-Амгунского моря. Центральная часть представляла в это время широко вытянутый глубоководный трог, где шло формирование мощных флишоидных толщ (до 2000 м) с продуктами подводных извержений — основными вулканитами и прослоями кремнистых пород.

К северу морской бассейн расширил свои границы до Становой возвышенности, охватив бассейн р. Уды и побережье Охотского моря и дале-

ко проникнув к западу вплоть до Восточного Забайкалья, образовав глубоко вдающийся в сушу Удской залив.

Образование залива произошло, по-видимому, в результате очень быстрой трансгрессии моря, затопившей низкую выровненную сушу. Об этом свидетельствуют небольшая мощность базальных горизонтов, представленных грубозернистыми песчаниками, гравелитами, дресвяниками, реже — конгломератами, и исключительное однообразие ориктоценозов базальных слоев юры на всем протяжении бассейна от побережья Охотского моря до Восточного Забайкалья.

Образовавшийся залив в течение плинсбаха сохранял нормально-морской гидрохимический режим, постепенно углубляясь. На ранних этапах плинсбахской сукцессии сюда проникли и широко расселились *Harpax*, *Chlamys*, *Oxytoma* и др., относительно реофильные доминанты большинства плинсбахских сообществ верхней и средней сублиторали бореального бассейна. В пелагическую зону залива проникали амальтеиды.

В плинсбахе в северной мелководной части Джагдино-Амгунского моря и в Удском заливе накапливались исключительно терригенные осадки. На востоке, в бассейне р. Уды и на Охотском побережье, это в основном мелкозернистые глауконитовые пески, образующие толщи относительно небольшой мощности (до 400 м). К западу, в Верхнем Приамурье, мощность отложений возрастает (до 1000 м) и обломочный материал становится более тонким: наряду с песками большая роль принадлежит алевритам и глинам.

На всем протяжении Удского залива основная масса обломочного материала поступала с юга в результате размыва терригенно-карбонатных и метаморфических палеозойских и более древних пород. По всей вероятности, суша, с юга обрамлявшая залив, имела расчлененный рельеф. К северу располагалась низкая суша, которая уже в ранней юре стала областью активного наземного вулканизма, связанного с разломами, образующими Монголо-Охотский линеамент. Следы вулканической деятельности в виде прослоев туффитов и примеси пепловых частиц повсеместно присутствуют в плинсбахских отложениях Западного Приохотья. По-видимому, к этому времени относится начало формирования обширных полей андезитов к северу от морского бассейна в области Становика-Джугджура. Здесь образовалась серия вулканических депрессий, в которых помимо эффузивов накапливались вулканогенно-осадочные породы (около 1000 м) (см. рис. 7).

Возникшее в плинсбахское время Буреинское море представляло собой небольшой внутренний эпиконтинентальный бассейн, рядом проливов соединявшихся с Сихотэ-Алинским морем на востоке и Джагдино-Амгунским — на севере. Образование моря, как и Удского залива, связано с быстрой трансгрессией на низкую выровненную сушу, что сопровождалось образованием грубозернистых песков, галечников и дресвяников обычно небольшой мощности. В пионерных сообществах бентоса, распространенных на обширных мелководьях (верхняя и средняя сублитораль), доминировали харпаксы, хламисы, окситомы, устрицы, брахиоподы. Дальнейшее углубление бассейна сопровождалось накоплением преимущественно алевритового материала (до 500 м) на большой площади, сокращением площади и смещением мелководных зон к палеоберегу и заселением пелагиали почти исключительно головоногими моллюсками-амальтеидами.

Обломочный материал аркозового состава поступал в основном с запада из района хребта Турана, где, видимо, находилась низкогорная суша и размывались палеозойские гранитоиды. Одновременно, но в значительно меньших масштабах привнос обломочного материала происходил с вос-

тока — с островной суши, разделявшей Буреинское и Сихотэ-Алинское моря. Отсюда в прилегающую часть бассейна поступали продукты разрушения кристаллических сланцев и эффузивов.

Тоарский век

В тоарском веке в Северной Евразии произошли значительные палеогеографические перестройки, связанные с перераспределением суши и моря, а также основных палеоландшафтов в их пределах. В ряде регионов (Баренцево море, север Западной Сибири и восточная окраина Сибирской платформы) преобразования рельефа были обусловлены трансгрессиями. На северо-востоке Азии и на Дальнем Востоке тоарский век ознаменовался общей регрессией, вследствие которой резко сократились и обмелели акватории, в особенности, на Северо-Востоке (рис. 9).

В тоарском веке отличительной особенностью осадконакопления, как и ранее наиболее интенсивного на северо-востоке Азии и на Дальнем Востоке, являлось формирование почти на всей территории Северной Евразии (на суше и в морских бассейнах) осадков тонкого состава: глин и алевритов. В бассейнах Северо-Востока и Дальнего Востока уменьшилось значение вулканогенных пород.

Поступление в бассейн седиментации тонкого обломочного материала, вероятно, было обусловлено в основном малыми высотами и выровненностью рельефа областей сноса, активная денудация которых на протяжении раннеюрской эпохи привела к образованию обширных пенепленов. В тоарском веке не произошло существенных изменений рельефа севера европейской части СССР и по-прежнему на большей части территории преобладали денудационные процессы. Осадконакопление в озерно-аллювиальных условиях происходило только на севере Тимано-Уральской области. Здесь в долинах рек и в озерных водоемах формировались песчаные и пестроцветные алевритово-глинистые осадки верхов харьягинской свиты, общая мощность которой составляет 32—79 м [Калантар, Голубева, 1976] (рис. 10). Уменьшение размерности обломочного материала в верхних слоях свиты, возможно, отражает общее снижение и выравнивание областей сноса к концу ранней юры. В тоарском веке морской бассейн, возникший в позднем плинсбахе на севере современных Баренцева и Карского морей, значительно расширил свои границы в южном направлении. Море затопило большую часть окружавшей его в плинсбахе озерно-аллювиальной низменности и вплотную подступило к Балтийской и Урало-Новоземельской областям денудации.

На прибрежном морском мелководье вдоль Шпицбергенской суши (район о-ва Вильгельма) отлагались крупнозернистые пески с конгломератом в основании, содержащим гальку песчаного и песчано-фосфоритового состава. Ориктоценозы этих, по-видимому, конденсированных отложений насыщены разнообразными аммонитами, двустворками и белемнитами. Здесь же найдены кости плезиозавра. Мощность отложений 11 м [Клубов, 1965].

В районе Земли Франца-Иосифа (о-в Белл) в тоаре формировались верхние слои тегетгофской свиты — мелкозернистые пески с прослоями глинистых алевритов, с разнообразной слоистостью и фораминиферами [Михайлов, 1979]. По-видимому, осадконакопление здесь происходило в прибрежно-морских условиях. Обломочный материал в морской бассейн, вероятно, поступал с расположенной к северу возвышенной суши.

В тоарском веке в Западной Сибири существенно расширились границы озерно-аллювиальной равнины, особенно на юге и юго-востоке. Увеличилась площадь прибрежной низменности в связи с расширением

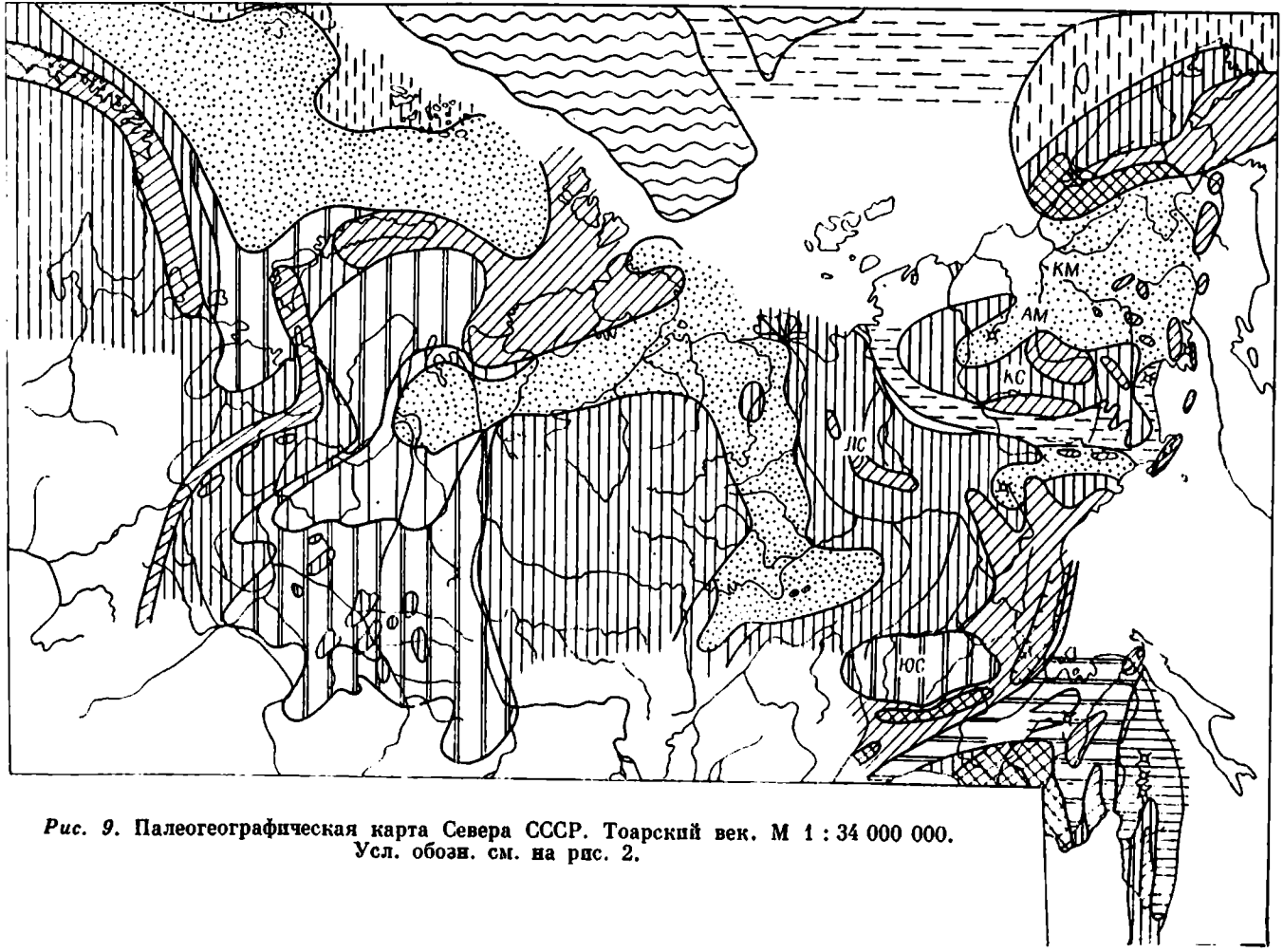


Рис. 9. Палеогеографическая карта Севера СССР. Тоарский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

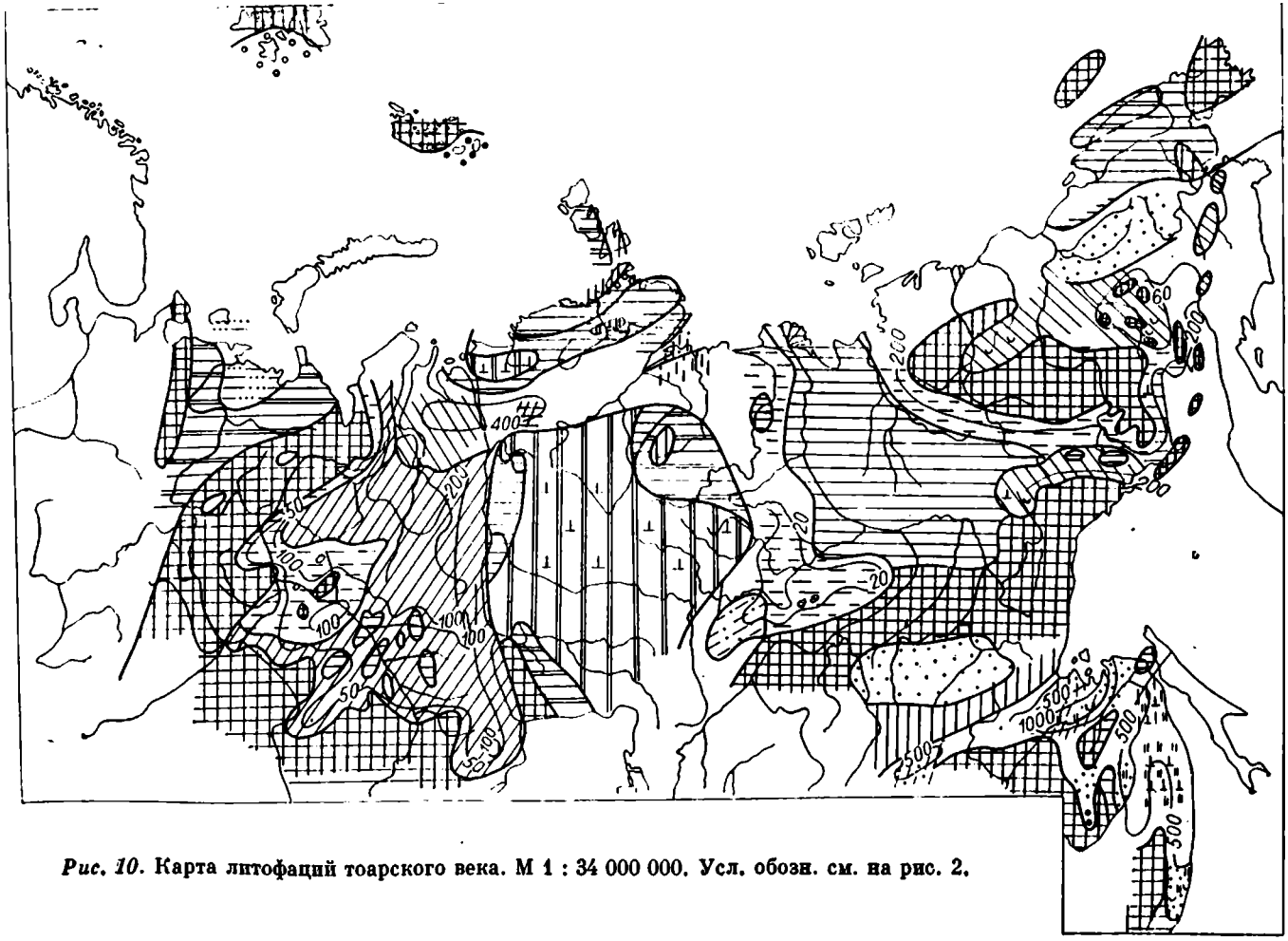


Рис. 10. Карта литофаций тоарского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

и смещением ее к югу. Прибрежная северная часть низменности в тоаре была затоплена морем, трансгрессировавшим с востока и распространявшимся на запад до Обской губы и Ямала. К северу от образовавшегося залива узкая прибрежная низменность сменялась озерно-аллювиальной равниной, а затем Урало-Новоземельской возвышенностью, служившей водоразделом речных систем севера европейской части СССР и Западной Сибири. На Западно-Сибирской озерно-аллювиальной равнине формировались глинистые, алевритовые и песчаные осадки среднетюменской подсвиты [Стратиграфия..., 1972]. На западе и юге в озерах и поймах рек отлагались главным образом углистые глины с прослоями алевритов и песков. На отдельных участках (Колтогорский прогиб, Нюрольская впадина и др.) с началом века связано накопление русловых песков, сменившихся позднее озерными и пойменными, преимущественно глинистыми осадками. Мощность отложений тоара в пределах озерно-аллювиальной равнины достигала 100 м. На обширной прибрежной равнине к югу от залива аккумулировались глины, местами бутуминозные, с прослоями алевритов и песков. Редкие находки в них мелких тонкостенных раковин морских двустворок [Атлас..., 1976] свидетельствуют о периодическом заливании территории морем.

На мелководье морского залива в низовьях Енисея отлагались тонкогоризонтально-, линзовидно- и косослоистые алевритово-песчаные осадки с прослоями и пачками глин (верхняя часть джангодской свиты), с обломками древесины, малочисленными и однообразными остатками макро- и микрофауны [Карцева и др., 1971]. Редкость и однообразие бентоса могли быть связаны с опреснением этого полузамкнутого залива, окруженного обширными водосборами равнин. Мощность образовавшихся здесь в тоаре морских отложений достигает 400 м.

Области сноса, окружавшие Западно-Сибирский бассейн, в тоаре существенно понизились (см. рис. 10). На большей части площади — это были высокие, плоские денудационные равнины, поставляющие в бассейн осадконакопления — в основном тонкообломочный материал (глины и алевриты). С севера Сибирский континент обрамляло неглубокое Хатангское море, сообщавшееся с Якутским бассейном на востоке (см. рис. 9).

Площадь тоарского Хатангского моря по сравнению с плинсбахским несколько сократилась. Вероятно, в конце плинсбаха — начале тоара это море частично регрессировало [Захаров, Шурыгин, 1979; Шурыгин, 1979]. На обширных осушенных пространствах Средней Сибири и Таймыра образовался пенеплен. Резко сократились темпы осадконакопления, почти повсеместно преобладали глинистые осадки, площади аккумуляции которых в начале тоара подступали непосредственно к палеоберегу. В притаймырской зоне бассейна в раннем и, возможно, в позднем тоаре формировались глинистые и алевритоглинистые отложения мощностью до 60 м [Шурыгин, Левчук, 1981]. Во внутренней зоне бассейна (п-ов Юрюнг-Тумус) накапливалась толща алевритов, глин и мелкозернистых песков (до 90 м), достигающая максимальной мощности (до 130 м) в районе Анабарской губы [Стратиграфия..., 1976].

Близ южного побережья Хатангского моря (район рек Попигай и Анабар) в течение тоара постепенно возрастает грубозернистость осадков: в начале, как и в других районах Хатангского моря, отлагаются глины (китербютский горизонт), а затем переслаивающиеся алевриты, пески и алевритистые глины. Мощности образовавшихся здесь отложений, особенно верхней их части, сокращены за счет многочисленных перерывов и размывов.

Описанная гранулометрическая дифференциация осадков в бассейне свидетельствует, по-видимому, о преобладающем влиянии Сибирской

Таблица 8*

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам в тоарс

Биономическая зона	Район			
	Восточно-Таймырский	Анабаро-Нордвикский	Келимяр-Оленекский	Вилюйский
IIIб	Ассоциация *Liostrea*	Ассоциация *Liostrea* — *Meleagrinella*		
IIIа		Ассоциация *Meleagrinella* — *Tancredia*		Ассоциация *Meleagrinella* — *Tancredia*
IIб	Ассоциация *Dacryomya* — *Meleagrinella*	Ассоциация *Dacryomya* — *Tancredia*	Ассоциация *Dacryomya*	Ассоциация *Dacryomya* — *Tancredia*
IIа	Ассоциация *Pseudomytiloides* — *Modiolus*			
Iб				
Iа				

* Вертикальная штриховка — ассоциация (и биономическая зона) выпадает.

суши в поставках осадочного материала в мелководный плоскодонный бассейн. Вывод о мелководности обширных пространств Хатангского моря (до 100 м) подтверждается отсутствием в разрезах тоара ориктоценозов, сформированных за счет нижнесублиторальных сообществ. Особенности эволюции катены бентоса хорошо согласуются с изложенными представлениями о строении шельфа Хатангского моря в тоаре. В начале тоара бентосные сообщества, контролируемые типами грунтов, практически не были дифференцированы, что являлось свидетельством отмелости и выровненности дна и, как следствие, слабой дифференциации фациальных зон.

Почти повсеместно доминировал оппортунистический по своим экологическим особенностям род *Dacryomya* («китербютское время»). К середине раннего тоара катена бентоса расчленилась, и к концу раннего тоара отчетливо обособились донные сообщества прибрежного мелководья и средней сублиторали, указывая на дифференциацию фациальных зон. В Анабаро-Нордвикском районе в прибрежной мелководной зоне была распространена ассоциация *Liostrea* и *Meleagrinella* (табл. 8). В следующей биономической зоне верхней сублиторали — удаленное от берега мелководье — доминировали *Meleagrinella* и *Tancredia*.

Хорошо обособляется средняя сублитораль с отчетливым разделением на две части. Специфичность этих двух зон средней сублиторали зафиксирована в различии их сообществ бентоса: *Dacryomya* — *Tancredia* (внутренняя часть средней сублиторали) и *Pseudomytiloides*—*Modiolus* (внешняя часть средней сублиторали (табл. 9). В конце тоара первая из этих ассоциаций выпадает из катены: ориктоценозы, сформированные за счет верхнесублиторальных сообществ, сменяются в разрезах верхней части тоара ориктоценозами с изобильными *Pseudomytiloides* и *Mo-*

Таблица 9

Предполагаемое распределение ареалов максимальной плотности поселений основных доминантов тоарских сообществ бентоса в арктических морях

Обстановка	Удаленность от берега →	
Возрастание глубины ↓	*Liostrea*	*Meleagrinella*
	Tancredia	*Dacryomya*
	Modiolus	*Pseudomytiloides*

diolus (см. табл. 8), что свидетельствует о возрастании градиента глубин на средней сублиторали.

У противоположного, притаймырского побережья Хатангского моря (район Восточного Таймыра) уклоны дна были круче, особенно в зоне перехода от верхней к средней сублиторали. Так, в катене хорошо различима ассоциация прибрежного мелководья (ассоциация *Liostrea*), а биономическая зона удаленного от берега мелководья не выражена (табл. 8). Эта особенность рельефа хорошо отражена в катене телескопированием сообществ, соответствующих удаленному от берега мелководью, с сообществами приближенной к палеоберегу средней сублиторали. Здесь распространена ассоциация *Dacryomya—Meleagrinella* (рис. 11). Асимметрия катен противоположных бортов Хатангского моря — реакция прежде всего на асимметрию бассейна. Наиболее глубокая его часть (средняя сублитораль до 100 м) была смещена к Таймырской суше, вблизи которой верхняя сублитораль была узкой. В полосе перехода от верхней к средней сублиторали градиенты глубин были больше, чем в центральной части бассейна (см. рис. 11).

Катена в восточной части палеобассейна (Оленек-Келимярский район) весьма сходна с описанной притаймырской (см. табл. 8), что, возможно, было обусловлено сходной геологической историей рассматриваемых районов в это время [Шурыгин, Левчук, 1981]. Следует отметить, что в тоарском веке мелководный морской залив вдавался в Таймырскую сушу и с севера. Здесь вблизи возвышенной суши (п-ов Челюскина у мыса Лассиниуса) формировалась маломощная песчано-галечная толща (5—6 м) [Стратиграфия..., 1976].

В тоарском веке, являющемся одним из переломных моментов в геологической истории северо-востока Азии, инверсия мезозойских структур Северо-Востока СССР достигает кульминации. Она приводит к осушению значительной части акватории на востоке и затоплению западной части региона [Полуботко, Репин, 1978]. Море проникало глубоко внутрь Сибирского континента с востока, что подтверждается находками белемнитов в кимберлитовых трубках к западу от контура современного распространения тоарских отложений.

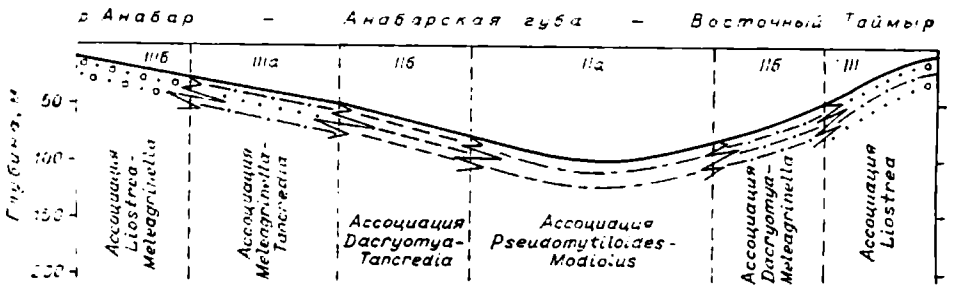


Рис. 11. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в тоаре. Усл. обозн. см. на рис. 8.

В тоарском веке окончательно разделились Якутское море и море Черского благодаря огромному низменному Лено-Охотскому полуострову (см. рис. 9).

Якутское море крупным заливом вдавалось в Среднесибирскую сушу и соединялось на севере с Хатангским. Восточная часть плинсбахской акватории Якутского моря в тоаре осушалась. Так, плинсбахская Хапчагайская отмель в тоаре поднялась выше уровня моря и соединилась с Лено-Охотской сушей. На юге над уровнем моря оказалась Алданская низменность. Южно-Якутская озерно-аллювиальная низменность, на которой продолжалось формирование толщ алевритов и песков мощностью до 150—190 м, снова обособилась от расположенных к северо-западу и югу от нее морей.

Глубины Якутского моря были невелики (до 100 м). В южной части акватории располагались острова (Сунтарский, Крестяховский). Почти повсеместно в морском бассейне формировалась довольно однообразная толща глинистых и алевритовых илов (до 60 м). Обширнейшие площади дна Якутского моря были довольно плотно заселены однообразными сообществами бентоса: двустворок, фораминифер, остракод. В пелагиали обитали многочисленные и разнообразные белемниты (*Cataleuthis*, *Passaloteuthis*, *Clastoteuthis* и др.) и аммониты (*Eleganticeras*, *Kolymoceras*, *Zugodactylites* и др.), совместно с ними обитали ихтиозавры и плезиозавры.

О мелководности всего Якутского моря, а также о ровном очень пологом профиле его дна с малыми градиентами глубин свидетельствует наличие полной последовательности звеньев катены в мелководной зоне при отсутствии относительно глубоководных (нижнесублиторальных) сообществ. В целом катена бентоса Якутского моря весьма сходна с таковой Анабаро-Нордвикского района. В прибрежной части верхней сублиторали здесь были распространены сообщества двустворок, в которых доминировали *Liostrea* и *Meleagrinella*. Удаленные от берега участки верхней сублиторали заселяла ассоциация *Meleagrinella* — *Tancredia* (см. табл. 8). В зоне средней сублиторали — ассоциация *Dacryomya* — *Tancredia* по мере удаления от берега сменялась ассоциацией *Pseudomytilodes* — *Modiolus*. Сравнительный анализ катены бентоса сибирских акваторий показывает сходство условий на обширных пространствах, занятых тоарскими морями, окружавшими Сибирскую сушу. Причем шельф со стороны Сибирской суши во всех акваториях был пологий с небольшими градиентами глубин. На противоположных бортах бассейнов профиль дна был круче, с наибольшими градиентами глубин в зонах переходов от верхней к средней сублиторали.

Области денудации и пути сноса обломочного материала в тоарское Якутское море унаследованы от плинсбаха. Пенепленизация рельефа в областях сноса при влажном теплоумеренном климате [Самылина, Ефимов, 1968; Ильина, 1969; Сакс, Нальняева, 1970; Каплан, 1976; Репин, 1975] привели к формированию обширных кор выветривания [Галабала, 1975; Каплан, 1976]. Переотложение продуктов выветривания определило тонкозернистость и однообразие обломочного материала в бассейнах седиментации, завуалировало следы перерывов в тоарском разрезе Западной Якутии, которые фиксируются только на основании палеонтологических данных. Возможно, что в некоторых районах (там, где отсутствуют нижние и верхние слои тоара) перерывы являются следствием подводных размывов.

Относительно возвышенной была суша, располагавшаяся в области Становика. Отсюда обломочный материал сносился в Южно-Якутскую озерно-аллювиальную низменность, где накопилась толща песков с при-

месью галечного материала, обильного растительного детрита и с прослоями углей [Тучков, 1973] (см. рис. 10).

Площадь моря Черского резко сократилась за счет осушения обширной территории в междуречье Лены и Яны. Акватория моря объединяла Иньяли-Дебинскую глубоководную впадину и Южно-Верхоянский залив, изолированный Аян-Юряхскими островами.

В глубоководном Иньяли-Дебинском проливе, отделявшем Лено-Охотский полуостров от Колымской суши, накапливались алевритово-глинистые осадки с редкими пропластками песков, содержание которых увеличивалось вблизи суши. В бассейне р. Аркаюлы отлагались песчанистые глины с включением «плавающих» глинистых галек [Бычков, 1966], поступавших в бассейн при размыве тонкозернистых пород вновь образовавшейся суши. В пачках кремнисто-глинистых тонкогоризонтальнослоистых пород содержатся тонкие прослои пепловых туфов среднего состава. Мощность образовавшихся осадков достигает 300 м. Тафоценозы этого глубоководного пролива формировались только за счет пелагических форм белемнитов; остатки бентоса не обнаружены.

В Южно-Верхоянском заливе отлагались песчано-алевритово-глинистые тонкослоистые осадки, мощность которых достигала 250—300 м.

В районе Кобюминской вулканоструктуры, которая продолжала свою деятельность и в тоарском веке (хотя не так интенсивно, как ранее), в разрезе преобладают туфы базальтов, и мощность тоарских осадков резко возрастает до 1000 м [Попов и др., 1975]. Вдоль восточного побережья залива в осадочной толще изредка формировались прослои песков. Мощность отложений здесь не превышает 200 м.

В пелагиали Южно-Верхоянского залива были распространены белемниты и редкие аммониты (*Dactylioceras*, *Harpoceras*). Разреженные сообщества бентоса были однообразны в таксономическом отношении. Разрозненные поселения образовывали *Meleagrinella*, *Tancredia*, *Pseudomytiloides* — формы, свойственные ассоциациям верхней (нижняя часть) и средней сублиторали. Обломочный материал поступал в море Черского с Лено-Охотской, Колымской суш и Аян-Юряхских островов. Невысокий, пенепленизированный рельеф областей сноса обусловил накопление преимущественно тонких осадков. Источником вулканогенного материала, была, по-видимому, Кобюминская вулканоструктура. Акватория Колымского моря в тоаре сократилась за счет разрастания окружавших его Колымской и Эскимосской суш и появления новых островов. На крайнем западе море глубоко вдавалось в Колымскую сушу Алазейским заливом, в котором сформировалась вулканогенно-осадочная толща, состоящая из чередования алевритов, туфоалевролитов, туффитов и пепловых туфов суммарной мощностью 100—120 м. В сообществах бентоса Алазейского залива доминировали двустворки *Meleagrinella*, *Pseudomytiloides*, *Oxytoma* — типичные представители ассоциаций верхней и средней сублиторали. В пелагиали обитали аммониты (*Dactylioceras*, *Zugodoctylites*, *Pseudolioceras*, *Phylloceras*) и белемниты.

В восточной части Алазейско-Олойского района моря накапливались толщи полимиктовых и вулканомиктовых песков, гравийников с подчиненными прослоями глинисто-алевритовых осадков и галечников. Мощности образовавшихся осадков достигали 200 м.

Верхне- и среднесублиторальные сообщества двустворок этой удаленной от берега открытой зоны моря однообразнее в таксономическом отношении по сравнению с прибрежными Омолонского архипелага. Обитатели пелагиали — аммониты (*Dactylioceras*, *Porpoceras*, *Pseudolioceras*) — были редки. Осадконакопление в Алазейском заливе обеспечивалось сносом с низкой Колымской суши и внутренними вулканами,

излияния которых происходили, вероятно, большей частью в подводных условиях. В Анюйскую зону Колымского моря обломочный материал поставляли расчлененная высокая Эскимосская суша и внутренние острова. Вследствие общего погружения в Омолонской зоне Колымского моря сократились площади и высоты островов. Во впадинах между островами накапливались преимущественно алевритовые, а в самом конце века — песчаные осадки. Общая мощность образовавшихся осадков составляет 40—60 м, увеличиваясь в южном направлении до 100 м.

Доломнанская лагуна в тоаре превратилась в отмель, лишь периодически заливаемую морем. В сформированных здесь толщах гравийники и алевриты, содержащие остатки морской фауны — двустворок (*Vaugonia*, *Tancredia* и др.) и головоногих,— чередуются с туфогенными прибрежно-континентальными песками с растительными остатками.

Биота приостровной относительно мелководной зоны Омолонского архипелага была изобильна в таксономическом и количественном отношении. В ходе обширной тоарской инвазии морских беспозвоночных в северо-азиатские бассейны сюда проникали и расселялись в пелагиали разнообразные белемниты (*Cataleuthis*, *Passaloteuthis*, *Brachybelus*, *Dactyloteuthis* и др.) и аммониты (*Kedonoceras*, *Tiltoniceras*, *Arctomercaticeras*, *Dactylioceras* и др.) [Дагис, 1968, 1974б; Репин, 1975 и др.].

Сообщества бентоса относительно однообразны. Основными доминантами в них были *Pseudomytiloides*, *Meleagrinella*, *Oxytoma*, а также термофильные (*Vaugonia*, *Arca*, *Ostrea*), поселения которых лишь иногда достигали высокой популяционной плотности. Доминирование в сообществах бентоса представителей верхне- и среднесублиторальных сообществ, нередко термофильных, свидетельствует о мелководности широких зон омолонских приостровных акваторий Колымского моря. Обломочный материал в эту зону моря поставлялся слабо расчлененной Колымской сушей и островами архипелага.

Образовавшаяся в тоаре вследствие объединения позднеплинсбахских островов (Олыньского, Былыгичанского, Сугойского) окраинная часть Колымской суши ограничивала с северо-запада небольшое Вилигинское море. В нем накапливались алевритово-глинистые осадки, мощность отложений которых достигает 100 м. С позднетоарским временем связана вспышка вулканической деятельности вдоль южной окраины Колымской суши (бассейн р. Вилиги). Здесь в морской обстановке сформировалась локально развитая 250-метровая толща кластолав базальтов и андезитобазальтов и подчиненных им туфов [Полуботко, Репин, 1978]. Вилигинское море в тоаре заселяли относительно обедненные биоценозы двустворчатых моллюсков. В однообразных, не представительных в количественном отношении сообществах бентоса основной фон составляли *Meleagrinella*, *Oxytoma*, *Pseudomytiloides*, в пелагиали распространены аммониты (*Zugodactylites*, *Pseudolioceras*, *Catacoeloceras*) и белемниты.

Тоарский век, особенно поздний тоар, был временем воздымания территории и регрессии моря в Дальневосточном регионе, что вызвало существенные изменения в составе морской биоты. В первую очередь поднятия проявились в пределах жесткого обрамления геосинклинальных прогибов, где тоарские отложения полностью или частично выпадают из разрезов. В геосинклинальных бассейнах следы тоарской регрессии менее отчетливы.

Сихотэ-Алинское море в тоарском веке, видимо, сохраняет свои очертания как в мелководной западной части, так и в расположенной восточнее более глубоководной области. Палеогеографическая обстановка здесь была близка к существовавшей в плинсбахское время, хотя в западной части бассейна (левобережье Амура) произошло, вероятно,

некоторое увеличение глубин. Здесь отлагался песчано-алевритовый материал (до 800 м) с включением прослоев туфов и кремнистых пород. Одновременно в пределах глубоководного трога снизилась интенсивность подводных вулканических излияний: в составе отложений все возрастающую роль играет терригенный компонент за счет уменьшения роли вулканитов и кремнистых пород. В южных частях Сихотэ-Алинского моря, в том числе в окраинной зоне, характер осадконакопления не изменился. Источником сноса, как и ранее, служила центральная Сихотэ-Алинская суша. Южно-Приморский залив в тоарском веке был полностью осушен.

Отчетливо намечается в тоаре обмеление восточной части Джагдино-Амгунского моря (бассейн нижнего течения р. Амгуни), сопровождавшееся накоплением песчаного материала с прослоями грубообломочных пород (до 800 м). Видимо, процессы поднятия привели к увеличению размеров островной суши на юго-востоке в районе Тихтинского массива и к более интенсивному ее размыву. В центральной части бассейна (р. Нимелен) сохранялась обстановка глубокого моря с отложением ритмично чередующихся песков, алевритов и глин (свыше 100 м) и проявлением подводной вулканической деятельности. Как и всюду, в геосинклинальных бассейнах условия для развития биоты, особенно донных организмов, были крайне неблагоприятными. Лишь спорадически сюда проникали белемниты.

В обрамлявшем с севера эту глубоководную впадину мелком море (бассейн р. Уды и Охотское побережье) в раннем тоаре шло накопление песков и алевритов (около 200 м) за счет поступления материала с севера — со Становой возвышенности и, может быть, с островов, расположенных вдоль южной окраины мелководной зоны. В осадке по-прежнему были изобильны продукты субаэрального вулканизма, свидетельствующие об активной вулканической деятельности вдоль южного края Станового поднятия. В пелагиали мелководной зоны обитали разнообразные аммониты. Условия обитания бентоса, видимо, были менее благоприятны, о чем говорят сравнительно редко встречающиеся скопления мелких окситом и мелеагринелл. В позднем тоаре эта территория оказалась поднятой выше уровня моря.

Удской залив в тоарском веке сохраняет свою конфигурацию. Это был мелководный бассейн, соленость вод в котором, по крайней мере в открытой центральной части, была нормально-морской, на что указывает присутствие среди его обитателей стеногаллинных головоногих моллюсков. Как и в плинсбахское время, здесь отлагались тонкие алевритоглинистые осадки (около 1000 м). Обломочный материал, как и ранее, поступал с возвышенной суши, расположенной к югу от Удского залива.

В позднем тоаре происходило обмеление и сокращение Удского залива. Появились многочисленные острова, и в сильно обмелевшем бассейне, по-видимому, широкое развитие получили прибрежные, дельтовые и, возможно, озерно-болотные фации, представленные песчаными и песчано-алевритовыми осадками (около 600 м) с отдельными тонкими углистыми пропластками и обилием растительных остатков. Удской залив в крайней западной его части в районе Верхнего Приамурья превратился в узкий лиман. Западная его граница проходила в районе слияния рек Шилки и Аргуни.

Большая часть акватории Буреинского моря, по-видимому, была осушена и превратилась в низкую, слабо расчлененную равнину. Лишь на юге (бассейн р. Урми), как и в синемюрском веке, существовал небольшой мелкий морской залив, воды которого населяли дактилиоцера-

тиды, а дно — редкие псевдомитилоидесы. Низкое стояние окружающей суши обусловило отложение в заливе алевритовых илов с тонкими пропластками мелких песков (до 300 м). В позднем тоаре процессы поднятия и регрессия моря скорее всего затронули и эту территорию.

2. СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

В средней юре рассматриваемая территория в целом имела отчетливый уклон к северу. В соответствии с этим северная ее часть была занята преимущественно морскими бассейнами, к которым с юга примыкали обширные аккумулятивные равнины, разделенные поднятиями Балтийского щита, Тимана, Урала, Средней Сибири и т. д. Основным содержанием среднеюрского этапа развития региона явилось дальнейшее увеличение областей осадконакопления и формирование единого морского бассейна.

Для среднеюрской эпохи в целом характерна преемственность палеоландшафтов со времени ранней юры. В западной половине северной Евразии, большая часть которой, как и ранее, представляла собой сушу, продолжалось расширение областей седиментации.

Основные морские бассейны, как и в ранней юре, располагались вдоль восточной окраины Евразийского континента. Однако в ходе среднеюрских палеогеографических преобразований намечается тенденция к перемещению морских бассейнов в западную половину Северной Евразии, что нашло свое выражение в неоднократных ингрессиях среднеюрского моря в северную часть Западной Сибири и, по-видимому, в первом проникновении моря в конце бата на север европейской части СССР.

На востоке Северной Евразии в средней юре неоднократно изменялись площади и глубина акваторий, особенно у восточной окраины Сибирской платформы. Непостоянство палеоландшафтов, вероятно, было обусловлено здесь перестройкой направления региональных тектонических движений, которые в конечном итоге привели в поздней юре к общей регрессии и осушению значительной части восточных территорий.

Начавшаяся в аалене трансгрессия охватила все акватории Северной Евразии, но на восточной окраине Сибирской платформы и на Северо-Востоке она была непродолжительной и сменилась регрессией в позднем аалене.

Байосский век, бесспорно, является временем развития на севере Евразии бассейнов, наиболее специфичных для юрского периода. Эта специфика прежде всего сказывается в почти полном отсутствии байосских аммонитов, единичные находки которых известны только на севере Сибири, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке. Поэтому, хотя среднеюрские осадочные серии на Севере СССР представляются непрерывными (по крайней мере, в отношении последовательности ярусов), определение в них границы байоса до сих пор проводится условно. Такое противоречие между широким распространением морских толщ, предположительно относимых к байосу, и чрезвычайной редкостью в них заведомо байосской фауны в настоящее время может быть объяснено лишь изоляцией Арктического бассейна от морей Западной Европы и, возможно, опреснением этого бассейна.

На северо-востоке Азии продолжалась регрессия, а трансгрессия, начавшаяся в аалене на Дальнем Востоке, в раннем байосе достигала максимума.

Раннебатское время характеризуется формированием единого морского бассейна, охватывающего все акватории севера Евразии, Северной Аляски, Арктической Канады и Гренландии.

После байосской стабилизации дальневосточных морей в батском веке началось их сокращение, завершившееся крупной регрессией, которая превосходила по масштабам тоарскую. Среднеюрские трансгрессии, как и в ранней юре, развивались с востока. Лишь в позднем бате направление трансгрессий сменилось на северо-южное (Тимано-Уральская область, северная часть Западной Сибири).

Ааленский век

В ааленском веке на севере европейской части СССР и в Западной Сибири в целом сохранялся рельеф, сформировавшийся в ранней юре. На значительной территории продолжали преобладать денудационные процессы (рис. 12, 13). Тенденция к расширению бассейнов седиментации, наметившаяся ранее, особенно заметна в Западной Сибири. Здесь произошло существенное приращение площади озерно-аллювиальной равнины на западной и южной окраинах, а также в Центральном и Южном Приобье за счет сокращения внутренних денудационных поднятий.

Основные палеогеографические преобразования на Северо-Востоке Азии и на Дальнем Востоке связаны с ааленской трансгрессией (рис. 12). Вновь резко расширились сократившиеся в тоаре акватории на Северо-Востоке и, в меньшей степени, на Дальнем Востоке. Кое-где возросли глубины морей.

В бассейнах седиментации, как и ранее, формировались преимущественно терригенные осадки, среди которых возрастает значение песков. Максимальные мощности осадков аалена отмечаются на Дальнем Востоке (до 2000 м) и на северо-востоке Азии (до 1000 м), где определенную роль играли вулканогенные отложения.

Области сноса в ааленском веке, вероятно, были выше тоарских, что обусловило увеличение грубозернистости осадка в отдельных бассейнах.

Особенностью палеогеографии ааленского века является значительная контрастность обстановок, нашедшая отражение в увеличении высоты и расчлененности денудационных суш и одновременном расширении акваторий в восточных регионах.

В европейской части СССР бóльшая территория представляла невысокую денудационную сушу, в пределах которой седиментация происходила только на севере Тимано-Уральской области (рис. 13). Здесь на озерно-аллювиальной равнине накапливались нижние слои сысольской свиты: пески мелко- и среднезернистые с подчиненными пачками глинисто-алевритовых осадков, иногда содержащие гравийно-галечный материал, обломки обугленной древесины, линзы углей [Кравец и др., 1976]. В пределах Баренцева моря на Земле Франца-Иосифа (о-ва Нортбрук, Гуккер и Райнера) установлены алевритово-глинистые осадки с аммонитами, двустворками и фораминиферами позднего аалена мощностью 30 м [Стратиграфия..., 1972]. Они подтверждают существование на этом участке в позднем аалене мелководного (верхняя сублитораль) морского бассейна. Сходство баренцевоморских ассоциаций фораминифер и двустворок с таковыми Хатангского моря позволяет предполагать прямую связь этих акваторий. Обломочный материал в Баренцевоморский бассейн поступал, по-видимому, с ограничивающей его на севере суши. Дополнительными источниками сноса могли служить возвышенные острова в пределах акватории (рис. 13).

В Западной Сибири продолжалось увеличение площади бассейна седиментации за счет наступления озерно-аллювиальной равнины на денудационную сушу на юге и на северо-западе. Произошло перераспре-

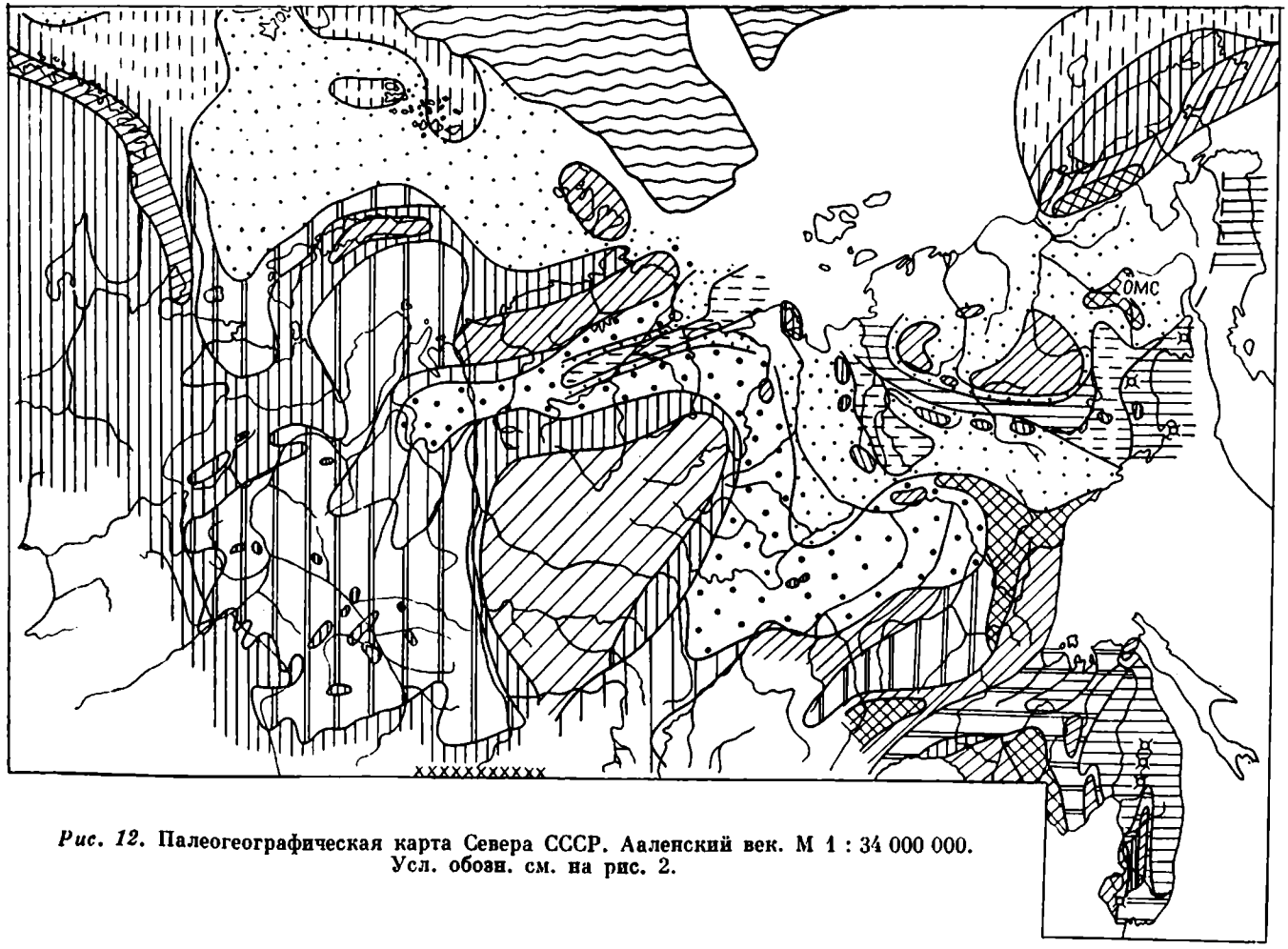


Рис. 12. Палеогеографическая карта Севера СССР. Ааленский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

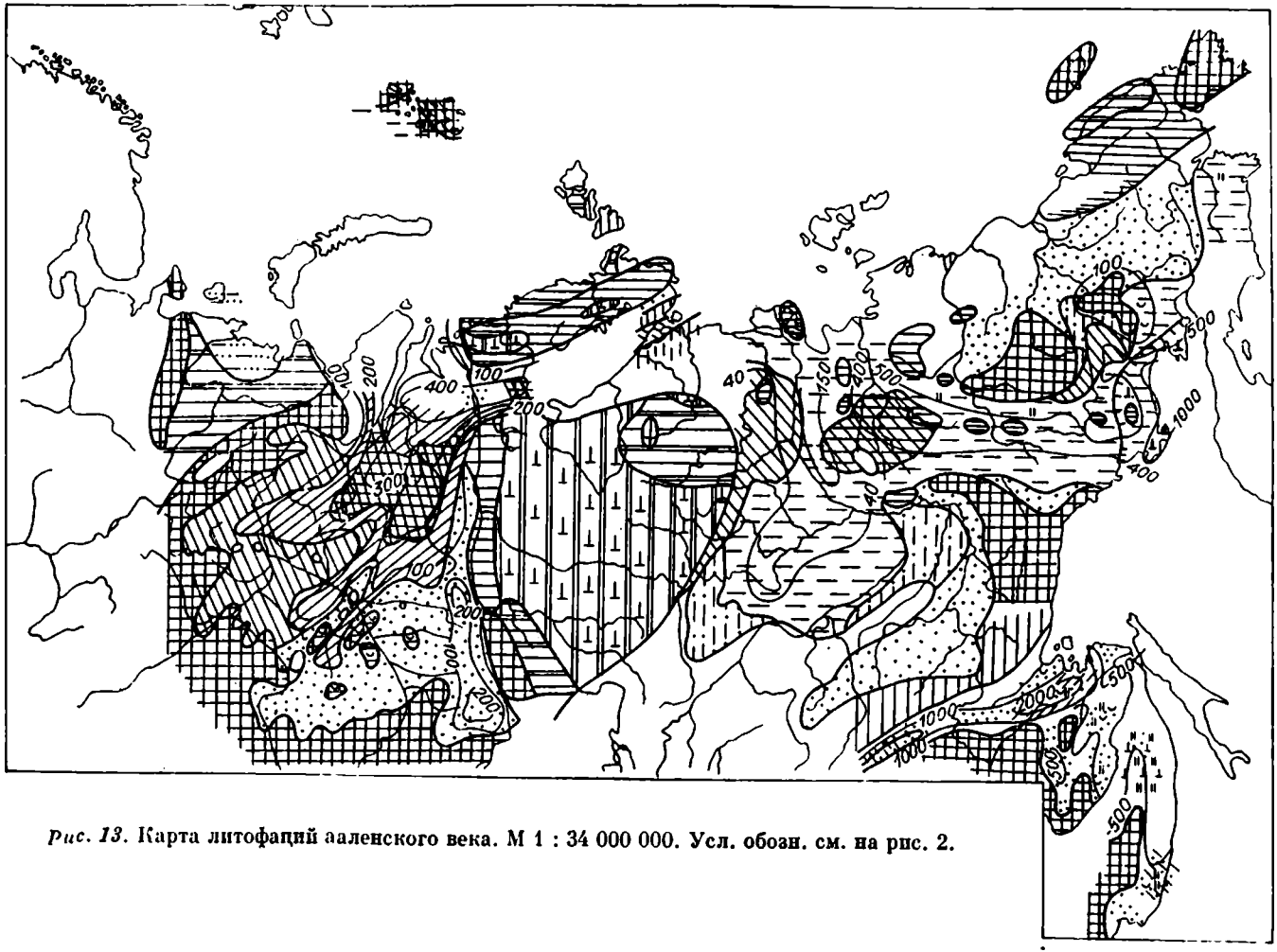


Рис. 13. Карта литофаций ааленского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

деление палеоландшафтов и во внутренних районах. Вследствие раннеюрской эрозии значительно сократилась площадь останцов денудационного рельефа в южной части озерно-аллювиальной равнины. Морской залив на севере Западной Сибири в позднем аалене несколько отступил к востоку, уменьшилась примыкавшая к нему с юго-запада прибрежная низменность.

В пределах осушенной части Западной Сибири формировались нижние слои верхнетюменской подсвиты [Стратиграфия..., 1972], представленные песками, алевритами и глинами, со сложными фациальными переходами по латерали (рис. 13). Широкий шельф преимущественно песчаных (алевритово-песчаных) осадков вдоль юго-восточной и восточной окраин озерно-аллювиальной равнины подчеркивает основное направление поступления обломочного материала. Здесь в песках верхней части речных долин существенную примесь составляют плохоокатанные гравийно-галечные обломки подстилающих доюрских пород [Атлас..., 1976].

Образование более тонких песчано-алевритово-глинистых осадков в западной части озерно-аллювиальной равнины свидетельствует об относительно невысоком рельефе Уральской суши. С понижением озерно-аллювиальной равнины в сторону моря уменьшается размерность отлагавшегося обломочного материала. Возрастание грубозернистости осадков на примыкавшей к равнине прибрежной низменности могло быть связано с интенсивной разгрузкой материала в нижнем течении крупной речной системы, возможно, бравшей свое начало на юго-востоке в пределах Алтае-Саянской суши [Атлас..., 1976].

Формирование двух свит, лайдинской и вымской, в морском заливе, унаследованном от тоарского времени (Усть-Енисейский район), свидетельствует об изменении режима седиментации в позднем аалене [Карцева и др., 1971]. В лайдинское время накапливались глины с прослоями алевритов, песков и даже гравийно-галечного материала на наиболее приподнятых участках морского дна (Малохетский, Россохинский полувалы). В осадках отмечается тонкая горизонтальная, линзовидная и мелкая косая слоистость. Присутствуют обломки обугленной древесины, мелкий растительный детрит, многочисленные раковины плевромий, фораминифер и офиуры. Мощность отложений 24—94 м. Состав пород, структурно-текстурные особенности, тафономические характеристики и состав ориктоценозов свидетельствуют о накоплении осадков в неглубоком море с неустойчивой, часто слабой динамикой вод, возможно опресненных. Тонкозернистость обломочного материала на значительной площади бассейна была обусловлена небольшими высотами и слабой расчлененностью питающих Таймырской и Среднесибирской суш в лайдинское время. В вымское время в Енисейском заливе формировались мелко- и среднезернистые пески, иногда каолинизированные, с прослоями глин и алевритов [Карцева и др., 1971]. Для осадков характерна линзовидная, косая, реже горизонтальная слоистость. Часто отмечаются тонколинзовидно-слоистые глинисто-алевритовые осадки — свидетельства неустойчивого режима седиментации. Присутствие обломков обугленной древесины, детрита является показателем мелководности и большой подвижности среды осадконакопления. Разреженность и однообразие ориктоценозов бентоса (двустворок, фораминифер), преобладание в них эвригалинных форм, возможно, указывает на пониженную соленость вод залива. Мощность вымской свиты колеблется от 40 до 350 м.

В целом анализ изменения на протяжении ааленского века состава осадков, разнообразия и структуры бентосных сообществ позволяет предполагать, что Енисейский залив в вымское время был более мелководным и опресненным, чем в лайдинское.

Ограниченность материалов по северу Западной Сибири не позволяет с уверенностью устанавливать здесь следы вымской и лайдинской ингрессий, хотя и нет сколько-нибудь убедительных доводов в пользу их отсутствия. Можно полагать, однако, что в целом мористость в аалене здесь была меньше, чем в последующие века среднеюрской эпохи.

Хатангское море, расположенное между Таймырской и Сибирской сушами, на востоке сообщалось с Якутским морем, сохраняло свои очертания, унаследованные от тоара (см. рис. 12). В нем близ Таймырского побережья (мыс Цветкова, р. Чернохребетная) накапливались глины, алевриты, реже пески с обломками древесины, многочисленными рострами белемнитов и раковинами двустворок, мощность которых достигает 109 м [Стратиграфия..., 1976].

В Нордвикском районе в раннем аалене отлагались морские пески, а в позднем — гравелиты (в основании), пески, алевриты и глины. Общая мощность отложений превышает здесь 70 м [Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978].

В скважинах на Юрюнг-Тумусской, Илино-Кожевниковской, Тигяно-Анабарской площадях, а также в районе пос. Сындаско с ааленом сопоставляются глинисто-алевритовая (мощность 45—47 м) и песчано-алевритовая (мощность 25—40 м) пачки с фораминиферами [Юрская система, 1976].

Южнее (район Анабарской губы) в ааленском веке формировались пески, глины и алевриты с гравелитом в основании позднего аалена. Мощность отложений 86—103 м. На востоке Хатангского моря (бассейн р. Оленек) в течение аалена происходило накопление глин и алевритов (мощность 75 м) [Стратиграфия..., 1976], отлагавшихся, судя по преобладанию в них равномерно рассеянных захоронений бентоса, в зоне слабой гидродинамики.

Расчлененность рельефа дна Хатангского моря в течение аалена существенно изменилась и соответственно перераспределились сообщества бентоса. Северосибирская биота испытывала сильное влияние биоты восточно- и южнопацифических морей в связи с изоляцией арктического бассейна на западе (см. рис. 42) и шедшей с востока трансгрессией. В ааленских сообществах двустворок Хатангского бассейна появились иммигранты из Северной Пацифики (*Mytiloceramus* и др.). Обособление арктических морей сопровождалось развитием эндемичной фауны, в частности арктотисов, предки которых (род *Eumorphotis*) также обитали в морях Пацифики. Этот род быстро занял доминирующее положение в сообществах двустворок.

Структура раннеааленской катены противоположных бортов Хатангского моря свидетельствует о сохранении в начале аалена унаследованного с тоара профиля дна: более пологого со стороны Сибирской суши и более крутого со стороны Восточного Таймыра (рис. 14, *а*). Однако в раннем аалене продолжался процесс смещения звеньев катены. В зоне прибрежного мелководья мелеагринеллы замещались арктотисами. Сюда же проникали танкредии, ранее доминировавшие на биотопах удаленного от берега мелководья. Во внешней верхнесублиторальной зоне по-прежнему преобладали *Dacryomya*, а в умеренно глубоководной (средняя сублитораль) сохраняется ассоциация с *Pseudomytiloides* (табл. 10).

В приплатформенных разрезах (Анабарская губа, Нордвик) последовательность ориктоценозов раннего аалена фиксирует закономерную смену звеньев катены. Однако уже к концу раннего аалена на приплат-форменном шельфе внешняя верхнесублиторальная зона слабо выражена. Вероятно, в связи с регрессией катена была смещена к северу, в область более крутого шельфа, в связи с этим сократилась площадь, занятая ассоциацией с *Dacryomya*.

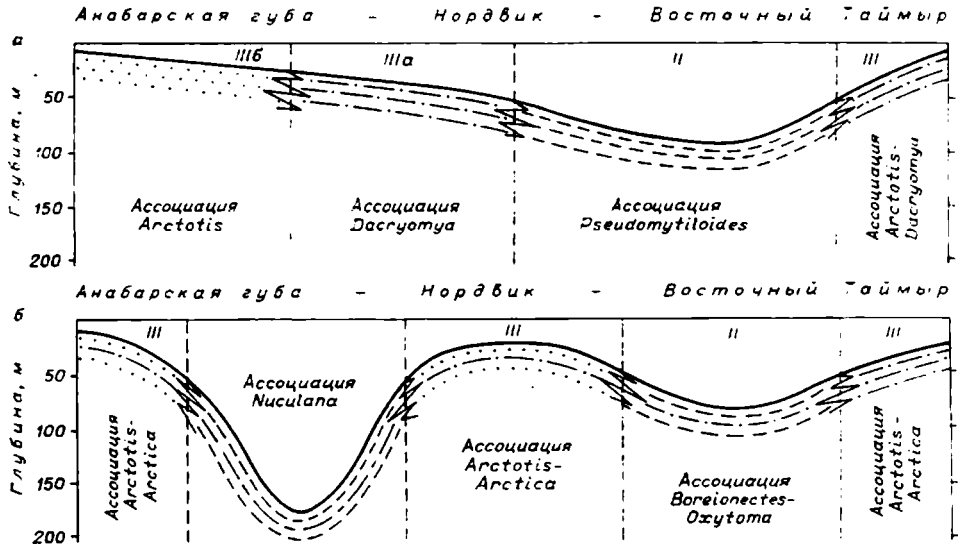


Рис. 14. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в аалене (*а* — ранний, *б* — поздний). Усл. обозн. см. на рис. 8.

В восточнотаймырских разрезах последовательность ориктоценозов иная (табл. 10). Здесь в автохтонном танатоценозе найдены *Arctotis*, *Listrea*, *Dacryomya*, *Parvamussium* — формы, характерные для разных биономических зон моря [Захаров, Шурыгин, 1978; Шурыгин, Левчук, 1981]. Наблюдаемое смешение жизненных форм рассматривается нами как результат краевого эффекта в экотонах вследствие сближения биономических зон (рис. 14, *а*).

Средняя сублитораль была приближена к прибрежному мелководью, и соответственно ассоциация удаленного от берега мелководья совмещены с прибрежно-мелководными (табл. 10). В конце раннего аалена в периоды максимальных ингрессий среднесублиторальные сообщества бентоса в районе Восточного Таймыра сменялись нижнесублиторальными (ассоциация *Malletia*). Территориальная близость донных сообществ существенно разных биономических зон и выпадение промежуточных звеньев в катене свидетельствуют о крутых уклонах дна притаймырской части асимметричного шельфа Хатангского моря. В Оленек-Келимярском районе для раннего аалена реставрирована сходная с восточнотаймырской катена с перекрывающимися звеньями.

В средине аалена происходит перестройка рельефа дна центральной осевой части Хатангского моря. Выпадение ряда звеньев катены и сближение крайних ее членов связаны с резким возрастанием градиента глубины в пределах ее распространения и прежде всего на границе биономических зон (рис. 14, *б*). Так, позднеааленская катена Анабаро-Нордвикского района характеризуется близким соседством (в северо-западном направлении) бентосных сообществ верхней и нижней сублиторали. В трансгрессивно-регрессивных циклитах верхнего аалена этого района танатоценозы сообществ бентоса прибрежного мелководья (ассоциация *Arctotis* — *Arctica*) сменяются танатоценозами нижнесублиторальных сообществ (ассоциация *Nuculana*) (табл. 10).

Более того, в автохтонных танатоценозах установлены «смешанные» захоронения, состоящие из доминантов мелководных и глубоководных сообществ двустворок. Совместное захоронение антагонистических жиз-

Таблица 10

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам в аалене

Биономическая зона	Ранний аален				Поздний аален			
	Район							
	Восточно-Таймырский	Анабаро-Нордвикский	Келимяр-Оленекский	Вилюйский	Восточно-Таймырский	Анабаро-Нордвикский	Келимяр-Оленекский	Вилюйский
IIIб	Ассоциация *Arctotis — Dacryomya*	Ассоциация *Arctotis*	Ассоциация *Arctotis — Dacryomya*	Ассоциация *Arctotis*	Ассоциация *Arctotis — Arctica*			
IIIа		Ассоциация *Dacryomya*		Ассоциация *Dacryomya*				
IIб	Ассоциация *Pseudomytiloides*				Ассоциация *Boreionectes — Oxytoma*		Ассоциация *Boreionectes*	Ассоциация *Boreionectes*
IIа				Ассоциация *Oxytoma*			Ассоциация *Oxytoma*	
Iб	Ассоциация *Malletia*				Ассоциация *Nuculana*			
Iа								

ненных форм свидетельствует о наличии экотонов [Захаров, Шурыгин, 1978]. Следы среднесублиторальной биономической зоны этого времени сохранились в разрезах только на Северо-Восточном Таймыре и в Оленекском районе. В этих районах Хатангского моря в позднем аалене была развита нормальная катена бентоса на равномерно наклоненном шельфе (табл. 10). Анализ катены показывает, что на востоке Хатангского моря (Оленек-Келимярский район) средняя сублитораль была более пологой, чем на Восточном Таймыре.

В пределах Оленек-Келимярской средней сублиторали были хорошо выражены две биономические зоны: одна, заселенная сообществами с *Boreionectes*, во второй доминировали *Oxytoma*. На восточнотаймырском шельфе среднесублиторальные ассоциации были телескопированы, что свидетельствует о большом градиенте глубин средней сублиторали. В трансгрессивных частях циклитов здесь хорошо зафиксирована автохтонными танатоценозами и нижнесублиторальная ассоциация с *Nuculana*.

Рельеф суши (Таймырской, Среднесибирской), поставлявшей обломочный материал в Хатангский бассейн седиментации, был невысокий и выравненный, что обусловило накопление в акватории довольно тонких осадков, особенно вблизи Таймыра (см. рис. 13). Лишь в конце

аалена существенную часть поступавшего в бассейн материала составляли грубозернистые фракции. Судя по особенностям латерального распределения осадка, главенствующим источником сноса была Среднесибирская суша.

На северо-востоке Азии в ааленском веке произошло резкое расширение акваторий, в основном за счет центральных и восточных районов этой территории. В результате трансгрессии уже в начале аалена было затоплено большинство участков равнинной пенепленизированной суши, сформировавшейся в тоаре. Ниже уровня моря оказалась Алданская впадина. Почти полностью был затоплен Лено-Охотский полуостров, разделявший Якутское море и море Черского. Колымская суша превратилась в архипелаг крупных островов (см. рис. 12).

Низменный и слабо расчлененный рельеф областей сноса обусловил накопление в основании ааленских трансгрессивных серий тонкозернистых осадков, часто близких по характеру подстилающим. Базальные конгломераты, как правило, отсутствуют.

В течение аалена вновь усиливаются и начинают преобладать восходящие движения. В областях денудации это приводит к новой фазе повышения и расчленения рельефа, а в областях седиментации — к прогрессирующему обмелению бассейнов и постепенному осушению некоторых районов к концу века. На Южно-Якутской озерно-аллювиальной низменности, полого понижавшейся в сторону моря, продолжалось формирование песков, алевритов и глин руслово-пойменного и озерного генезиса.

В начале аалена на большой площади Якутского моря, отделенного от моря Черского п-вом Сетте-Дабан и Тукуланским островом на юге, Оленекским и Моторчунским островами на севере, накапливались однообразные алевритово-глинистые илы (до 20 м). Мощность отложений уменьшалась к периферии бассейна и в районах внутренних поднятий. На отдельных участках (р. Марха) в отложениях встречаются гальки фосфоритов, сидеритов, кремней, брекчии местных пород, свидетельствующие о близости береговой линии [Кирина, 1976].

В районе Якутска (мыс Табагинский на Лене) мощность алевритово-глинистых осадков, накопившихся в первой половине века, составляет всего 4—5 м. На этом месте, по-видимому, существовало конседиментационное поднятие.

В юго-восточной части моря (бассейн Алдана) формировалась толща глинисто-алевритово-песчаных осадков, в направлении к палеоберегу сменяющихся преимущественно песками. Мощность отложений не превышала 60 м.

В раннеааленской биоте Якутского моря обильны и разнообразны пелагические белемниты (*Sachsibelus*, *Parahastites*, *Nannobelus* и др.), аммониты (*Pseudolioceras*, *Phylloceras*). В сообществах бентоса широко были распространены двустворки (*Pseudomytiloides*, *Arctotis*, *Dacryomya*, *Oxytoma* и др.), гастроподы, фораминиферы и остракоды. В катене бентоса, так же как и в Анабаро-Нордвикском районе, видны два верхнесублиторальных звена. Среднесублиторальная часть катены также была двучленного строения (табл. 10). Четкое четырехчленное строение катены бентоса свидетельствует об очень пологом профиле дна Якутского моря с обширной зоной умеренных глубин, хорошо выраженной в Усть-Вилюйском и Приверхоянском районах. В разрезах Вилюйской синеклизы не обнаружено следов сообщества нижней сублиторали. Однако имеющиеся указания на находки нижнесублиторальных ассоциаций (*Malletia*, *Nuculana*) в нижнеааленских толщах Северо-Востока СССР [Ефимова и др., 1968; Веклич, 1979; и др.] позволяют предполагать наличие био-

номических зон нижней сублиторали в районах Сартангского синклинория и Иньяли-Дебинского прогиба.

Во второй половине аалена в результате воздымания областей денудации и общего обмеления Якутского моря повсеместно увеличивалась грубозернистость осадков. В мелководном с изрезанной береговой линией бассейне формировалась толща чередования глинисто-алевритовых илов и песков, достигающая 35 м.

Существенные изменения произошли в катене бентоса: редуцировались некоторые ее звенья, а в другие биономические зоны внедрялись сообщества, занимающие соответствующее положение в викарирующей Оленек-Келимярской катене (табл. 10). Перестройка катены свидетельствует об общем сокращении площади и обмелении Якутского моря к концу аалена. Катена в связи с регрессией сместилась в зону пологого дна, ранее умеренно глубоководную. Одновременно сократились площади биономических зон. Резких перепадов в рельефе дна позднеаленского Якутского моря не было. Ассоциация зоны прибрежного мелководья (*Arctotis* — *Arctica*) здесь такая же, как и в других морях, окружавших Сибирскую сушу. Судя по смене ориктоценозов в трансгрессивных циклитах аалена, прибрежная ассоциация контактировала с сообществами средней сублиторали. Соответственно в катене выпала ассоциация удаленной от берега верхней сублиторали. В средней сублиторали ассоциация с *Pseudomytiloides* заместилась ассоциацией с *Boreionectes*.

Восточная, умеренно глубоководная часть Якутского моря практически являлась заливом моря Черского и рассматривается в составе последнего.

В море Черского обособилось несколько седиментационных зон. Наиболее мелководная зона располагалась в Приохотском районе вдоль береговой линии от Верхоянских островов до Охотского побережья. В течение аалена глубины этой части акватории в основном не превышали среднесублиторальные (до 100 м). На крайнем западе зона средней сублиторали достигала акватории Якутского моря, охватывая район низовьев Вилюя, а на востоке Верхоянским и Адыча-Нерским архипелагами отделялась от Сартангской зоны и Иньяли-Дебинской глубоководной впадины.

В Приохотском районе моря в течение ааленского века уменьшились глубины и расширилась мелководная зона, что в конце аалена привело к осушению некоторых участков. На приохотском шельфе формировались толщи неравномерно чередующихся алевритовых и разнозернистых полимиктовых песков мощностью до 500 м. В сообществах двустворок этой части моря Черского доминировали *Arctotis*, *Dacryomya*, *Oxytoma*, *Propeamussium*, *Mytiloceramus* (в конце века) и другие двустворки, типичные представители бореальных ассоциаций верхней и средней сублиторали, свидетельствующие о нормальной последовательности биономических зон на равномерно наклонном шельфе с небольшими градиентами глубин вблизи Охотской суши.

Из пелагических животных здесь были обычны аммониты (*Pseudolioceras*, *Tugurites*) и белемниты (*Hastites*, *Pseudodicolites* и др.). Зона нижней сублиторали, наиболее обширная и устойчивая во времени, была на Сартангском участке (между Верхоянским и Адыча-Нерским архипелагами), где формировались толщи алевритов с редкими пластами глин и песков. Наиболее активно прогибались центральные районы, где мощность осадков достигает 400—500 м, уменьшаясь к западу до 150 м. Бентос этой относительно глубокой части моря был скуден (*Mytiloceramus*, *Malletia*).

По-видимому, максимальные для моря Черского глубины были в Иньяли-Добинской впадине, где накапливались тонкочередующиеся алев-

риты и глины с редкими пропластками песков. Для осадков восточной части впадин характерны кремнистость и прослои пепловых туфов. Мощности ааленских толщ не отличаются выдержанностью и колеблются от 300 до 600—800 м. Отсюда известны только белемниты и отдельные *Mytiloceramus* [Бычков, 1966; Решения..., 1978].

Колымское море в ааленском веке было мелководным. Глубины большей части акватории не превышали верхнесублиторальных. Максимальные глубины (более 300 м) были приурочены к району Сугойского прогиба, где сформировалась ритмично построенная алевритово-глинистая толща (500 м) с заметным количеством песчаных осадков в верхней части.

Острова Омолонского архипелага в начале ааленского века слились в единую сушу. На юге приомолонского шельфа, в зоне средней сублиторали с умеренной гидродинамикой накапливались тонкослоистые алевриты, сменившиеся позже песками. Для этих осадков характерны примесь вулканогенного материала и отдельные прослои пепловых туфов. Мощность образовавшихся толщ колеблется от 100 до 240 м [Репин, Полуботко, 1979]. В сообществах бентоса этой зоны моря основная роль принадлежала *Oxytoma* и *Propeamussium*. В ааленских орриктоценозах многочисленны также *Arctotis*, *Boreionectes*, *Liostrea*, *Pleuromya*, *Nuculoma*, типичные для бореального бассейна доминанты сообществ верхней сублиторали. По-видимому, у Омолонского побережья была развита полная последовательность звеньев катены бентоса (по крайней мере, верхнесреднесублиторальных), характерная для пологого шельфа с небольшими градиентами глубин. В конце аалена доминирующее положение в биоценозах занимают *Mytiloceramus*. В пелагиали были распространены белемниты и аммониты, обычные для бореальных морей.

В аалене увеличилась высота Эскимосской суши. В мелководных зонах Колымского моря у Эскимосского побережья накапливались алевриты, разнозернистые и вулканомиктовые песчаники с пластами грубообломочных туфов среднего состава (до 400 м).

Относительно грубый состав осадков отмечается вблизи Колымской суши и вокруг прилегающих островов (бассейн р. Седедемы), где отлагались пески, алевриты, туфы среднего состава, конгломераты суммарной мощностью до 200 м. В изобильных и разнообразных сообществах бентоса верхней и средней сублиторали приколымского шельфа ведущая роль принадлежала двустворчатым моллюскам — *Oxytoma*, *Propeamussium*, *Arctotis*, *Mytiloceramus*, *Vaugonia*, *Pinna*. Присутствие в сообществах экзотических для юры Северо-Востока термофильных *Pinna* и *Vaugonia* свидетельствует о хорошем прогревании акваторий, по крайней мере в летние сезоны.

Основными поставщиками обломочного материала в Колымское море служили Эскимосская суша, Омолонский и Колымский архипелаги. Это были довольно высокие и расчлененные (особенно к концу века) области денудации, где размывались разнообразные породы.

На востоке Колымское море рядом островов и подводных отмелей отделялось от более глубоководного Вилигинского моря. На протяжении аалена Вилигинское море постепенно мелело. Одновременно увеличивались высоты и расчлененность рельефа окружающей суши. Как следствие этих процессов вверх по разрезу возрастает грубозернистость сформированных здесь отложений. Зона максимального прогибания и накопления мощных толщ осадков (до 1000 м) тяготела к современному Охотскому побережью. С нею была сопряжена интенсивная вулканическая деятельность Кони-Тайгоносской вулканической дуги и в меньшей степени — Олыньской.

На шельфе Вилигинского моря в аалене сформировалась вулканогенно-осадочная толща, в которой глинисто-алевритовые осадки чередуются с разнообразными туфами базальтов, андезитобазальтов (см. рис. 13). Для осадочных пород характерна кремнистость и примесь рассеянного вулканогенного материала. В отложениях, формировавшихся вблизи центров извержений, преобладали вулканогенные породы, образовывались толщи базальтов, андезитов, разнообломочных туфов с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников (район полуостровов Пьягина и Тайгонос). Мощность ааленских пород оценивается здесь не менее чем в 1000 м, в западной части Вилигинского моря мощность аалена уменьшается до 400 м.

В ааленских ориктоценозах Вилигинского района хорошо зафиксирована как бентосная, так и пелагическая часть биоты морского бассейна. Здесь в пелагиали обитали аммониты (*Pseudolioceras*, *Tugurites*, *Phylloceras*) и белемниты (*Hastites*, *Pseudodicoelites*). Распределение бентоса — двустворок, брахиопод (*Gigantothyris*, *Lingula*), гастропод (*Amberleya*) — контролировалось комплексом абиотических факторов, связанных с глубинами и рельефом дна шельфа. Верхнесублиторальные сообщества разнообразны в таксономическом отношении; глубоководные, нижнесублиторальные — более бедны. Отсюда известны типичные доминанты сообществ всех биономических зон сублиторали бореальных морей: *Arctotis*, *Arctica*, *Tancredia*, *Dacryomya*, *Oxytoma*, *Propeamussium*, *Malletia*, эврибатные *Mytiloceramus* и др. Следовательно, в Вилигинском море была представлена полная катена бентоса, свидетельствующая о равномерно наклонном шельфе от прибрежного мелководья до относительно глубоководных зон.

В аалене, вероятно, продолжало существовать Корякское приокеаническое море. В нем (бассейн р. Хатырки) накапливались алевритово-глинистые толщи с остатками *Pseudolioceras* и *Mytiloceramus*.

Для ааленского века характерно повсеместное наступление моря на Дальнем Востоке. Сихотэ-Алинское море расширилось далее к западу и к северо-западу, и увеличились его глубины: область относительно больших глубин распространилась на левобережье Амура. Здесь накапливались песчано-алевритовые, часто ритмично-слоистые осадки (до 500 м) с прослоями кремнистых пород. В краевых частях бассейна (р. Кур) в отложениях заключены линзы седиментационных брекчий. Источником обломочного материала, как и в ранней юре, служили острова с достаточно расчлененным рельефом, окаймлявшие с запада, северо-запада и, возможно, с севера Сихотэ-Алинское море. Обломочный материал поступал также за счет размыва подводных возвышенностей, разделявших отдельные глубоководные троги.

В центральной части Сихотэ-Алинского моря в районе Северного Сихотэ-Алиня продолжалась вулканическая деятельность, связанная с разломами, ограничивающими геосинклинальные прогибы, но интенсивность ее убывала: как следствие этого ширина зон формирования кремнисто-вулканогенных образований в течение аалена сокращается.

В ааленском веке Сихотэ-Алинское море трансгрессировало к западу, а иногда затопляло отдельные участки центральной Сихотэ-Алинской суши. Маломощные осадки — следы этой трансгрессии — почти не сохранились. В остальном обстановка в южных частях Сихотэ-Алинского бассейна по сравнению с ранней юрой не изменилась. Как и в ранней юре, этот геосинклинальный бассейн был слабо заселен. Лишь в узкой полосе мелководного шельфа обитали обедненные сообщества митилоцерамов.

В результате ааленской трансгрессии возобновился в несколько больших масштабах Южно-Приморский залив. Палеогеографическая обстановка здесь в начале средней юры была близка к раннеюрской. В обширном мелководном заливе шло отложение разнозернистых плохо отсортированных песков, гравия, галечников (около 100 м). Для осадков характерна косая слоистость прибрежно-морского типа, знаки ряби, следы взмучивания — показатели мелководности залива (верхняя сублитораль) [Бакланова и др., 1971]. Вместе с обломочным материалом в заливе выносилась масса растительных остатков, особенно обильных в западной части бассейна, где отложения содержат скопления углефицированного растительного детрита, слойки и линзочки углей.

Ааленская трансгрессия обусловила широкое распространение в пределах Дальнего Востока митилоцерамов, проникших в начале средней юры на восточную окраину СССР из районов Западной Европы. Они повсеместно расселялись на свободных пространствах различных биономических зон, доминируя в пионерных сообществах бентоса, бедных двустворками после тоарской регрессии. Наиболее разнообразна биота Южно-Приморского залива, занимающего крайнее южное положение в регионе. В сообществах бентоса здесь распространены *Trigonia*, *Propeamussium*, *Meleagrinella*, *Oxytoma*, *Grammatodon*, *Liostrea*, *Vaugonia*, *Mytiloceramus* и др.— представители ассоциаций верхней и средней сублиторали, указывающие на нормальную или близкую к ней соленость относительно теплых вод залива [Коновалова, 1978].

В аалене возросла глубина увеличившегося Джагдино-Амгунского бассейна. Наибольшая амплитуда прогибания и, видимо, максимальные глубины были приурочены к центральной и восточной частям моря (бассейны р. Нимелен и нижнего течения р. Амгунь), где отлагались пески, алевриты, глины и кремнисто-глинистые породы большой мощности (до 3000 м). В этой зоне зафиксированы следы подводной вулканической деятельности в виде прослоев спилитов, диабазов и пачек кремнистых пород. Районами денудации служили небольшие острова, разделявшие Сихотэ-Алинское и Джагдино-Амгунское моря — на месте Кербинского выступа и Тахтинского массива. Большой объем отложившихся осадков свидетельствует об интенсивном воздымании островной суши и широком развитии процессов денудации в ее пределах.

Ааленская трансгрессия отчетливо проявилась в Удском заливе; в Западном Приохотье и в Верхнем Приамурье отложения средней юры с размывом ложатся на различные горизонты нижнеюрских и более древних пород. На востоке (Охотское побережье и бассейн р. Уды) начало трансгрессии относится к раннему аалену, на территории Верхнего Приамурья — вероятно, к середине ааленского века. Море здесь значительно расширилось к югу, расчленив сушу на ряд небольших островов.

В Удском заливе в аалене шло накопление песчано-алевритовых осадков. На востоке (Охотское побережье) это почти исключительно алевриты (около 450 м), несколько западнее (бассейн р. Уды) — преимущественно мелкозернистые граувакковые пески с галечниками в основании (до 1000 м), далее к западу (Верхнее Приамурье) — алевриты с подчиненным количеством граувакковых мелкозернистых песков, иногда прослои галечников (до 2000 м). В целом палеогеографический режим Удского залива мало изменился по сравнению с ранней юрой. Это попрежнему был мелководный бассейн, в который преимущественно с юга поступал обломочный материал. Тонкозернистость поставляемого в бассейн материала свидетельствует о небольших высотах и слабой расчлененности областей денудации. Как и в ранней юре, значительную часть осадков составлял туфогенный материал. В восточные районы моря (За-

падное Приохотье) он поставлялся с севера — со Становой возвышенности, в западные (Верхнее Приамурье) — скорее всего с юга, со стороны Китайской платформы, где во впадинах накапливались кислые и средние эффузивы.

Основными представителями бентоса Удского залива в ааленском веке становятся митилоцерамы. В раннем аалене они заселяли восточную часть залива (Охотское побережье), тогда как в его западной части они только начинали внедряться в сообщества двустворок, основу которых составляли пропеамуссиумы, тригонииды, окситомы, арктотисы. Во второй половине ааленского века митилоцерамы доминировали в составе донной биоты Удского залива, образуя моновидовые поселения. Большая протяженность и незначительная ширина Удского залива, в который, без сомнения, впадало большое число рек, заставляют предполагать некоторое опреснение вод верхней пелагиали. С этим, видимо, связано почти полное отсутствие головоногих моллюсков в западной части залива, тогда как в пелагиали на востоке (Охотское побережье) обитали изобильные и разнообразные аммониты.

Буреинское море в аалене расширило свои границы к западу, северу и югу. Наступление моря сопровождалось накоплением в краевых частях бассейна мощных (до 200 м) галечников, валунников и дресвяников. Маломощные галечники формировались местами внутри бассейна. После стабилизации морского режима в Буреинском море накапливались песчано-алевритовые осадки аркозового и граувакковского состава (до 100 м). В южной, более широкой части бассейна (р. Солони) возрастала роль алевритов и увеличивалась мощность отложений (около 600 м). Терригенный материал, как и в ранней юре, поставлялся в бассейн в основном с запада, в меньшей мере — с востока.

Буреинское море в ааленском веке было мелководным эпиконтинентальным бассейном, видимо, с достаточно своеобразной обстановкой, неблагоприятной для развития бентоса. Последний представлен почти исключительно митилоцерамами, которые постепенно заселяли бенталь, образуя редкие поселения с невысокой популяционной плотностью.

Население пелагиали было изобильнее и разнообразнее. Здесь широко распространялись аммониты.

Байосский век

В байосском веке в западной половине Северной Евразии основные палеогеографические перестройки были связаны с расширением бассейнов седиментации, с понижением и выравниванием рельефа областей размыва. На севере Западной Сибири значительная территория была затоплена морем. К югу от него образовалась обширная прибрежная низменность (рис. 15).

В восточной части Северной Евразии палеогеографические обстановки этого времени отличались непостоянством. На фоне общей регрессии в Северо-Восточной Азии, где резко сократились площади акваторий, по восточной периферии Сибирской платформы неоднократно происходили кратковременные ингрессии, перестраивавшие палеоландшафты. На Дальнем Востоке в раннем байосе продолжалась трансгрессия, начавшаяся в аалене, а в позднем байосе морской режим стабилизировался.

Соответственно в течение байоса в западной части Северной Евразии и на Дальнем Востоке увеличились, а на северо-востоке Азии резко сократились площади бассейнов седиментации (рис. 16). В них повсеместно происходило накапливание преимущественно терригенных отложений. В

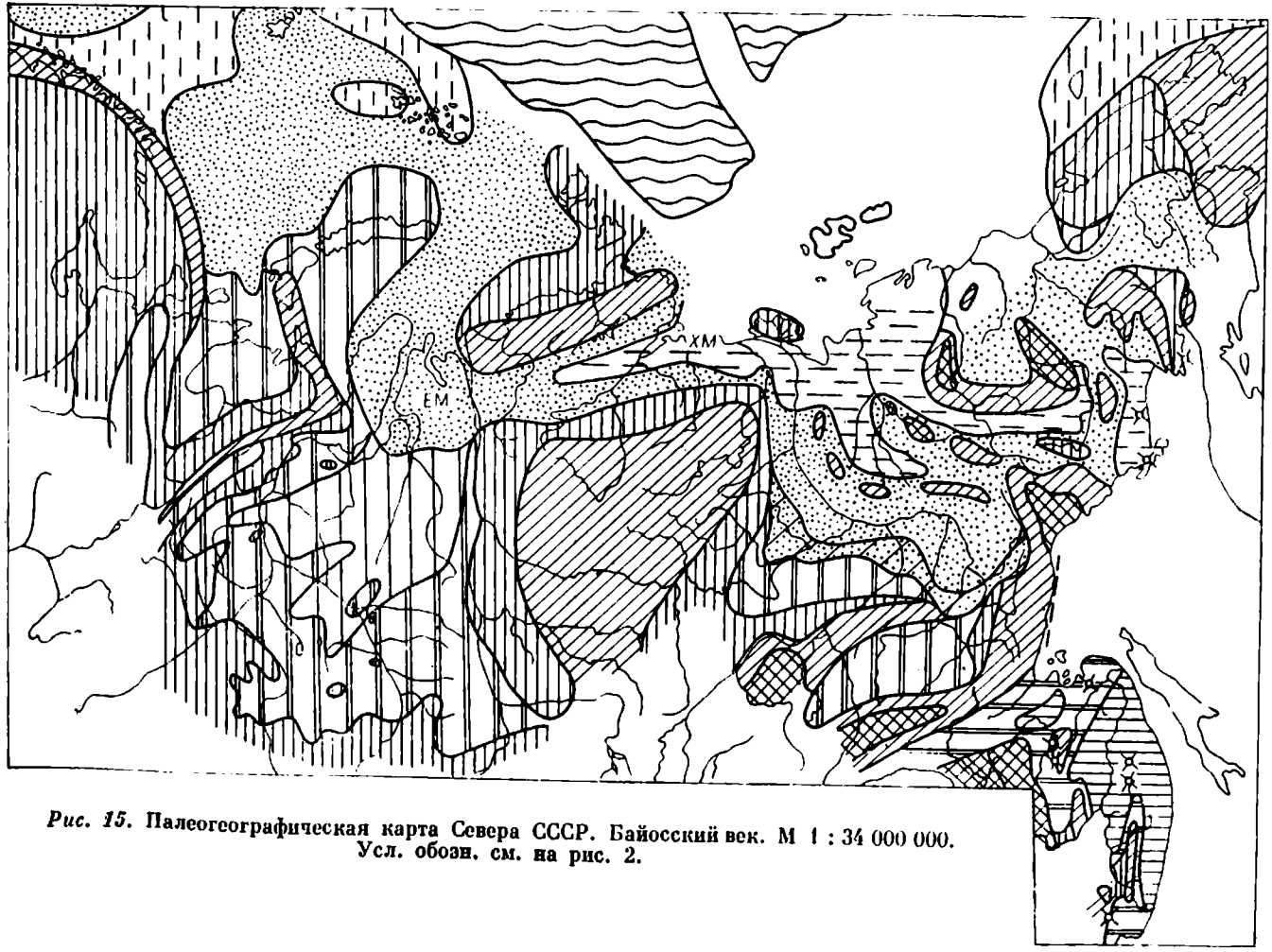


Рис. 15. Палеогеографическая карта Севера СССР. Байосский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

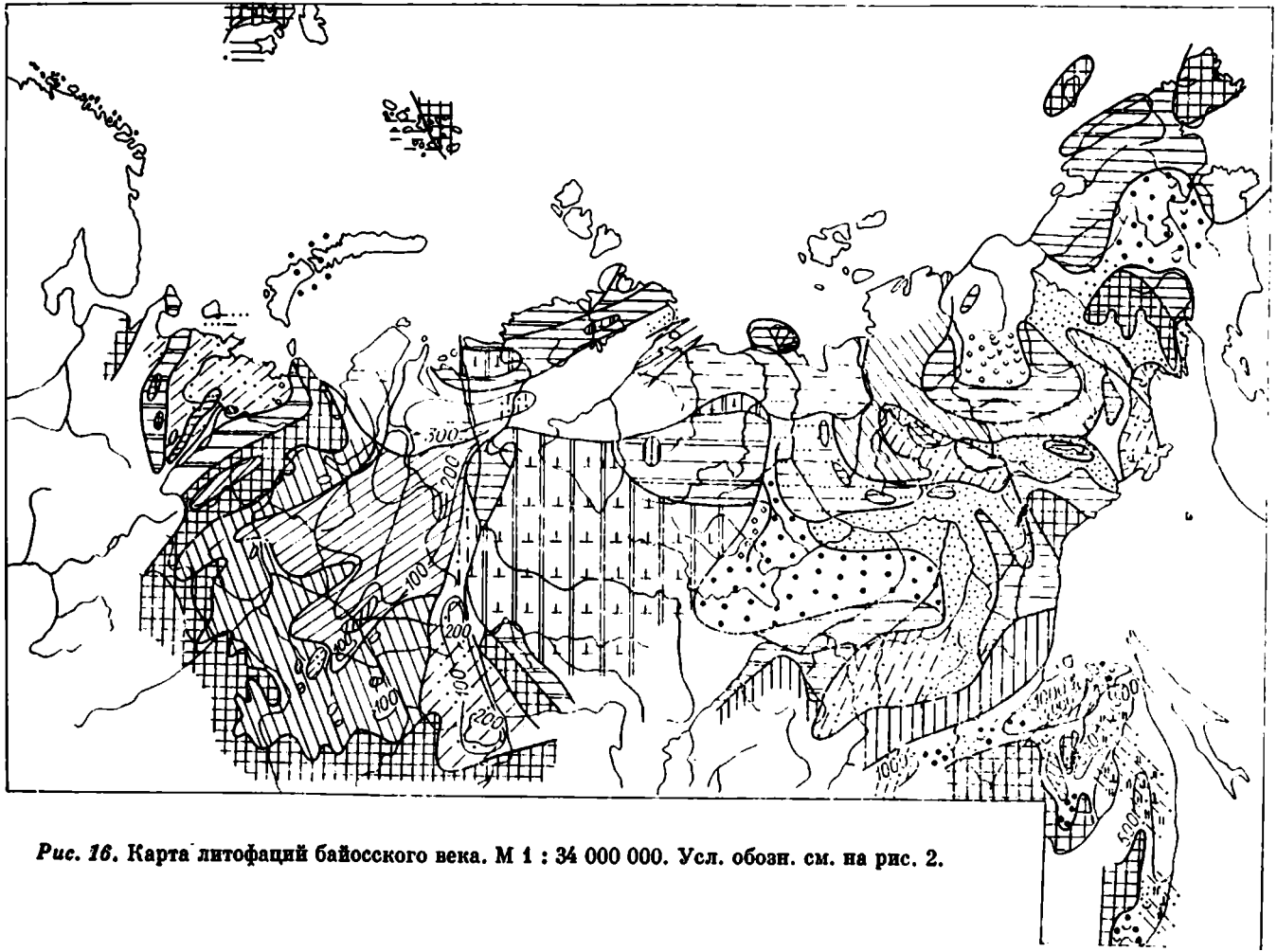


Рис. 16. Карта литофаций байосского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Западной Сибири и в Енисей-Хатангском районе возрастает тонкозернистость осадков, а вдоль восточной окраины Сибирской платформы и на северо-востоке Азии, напротив, увеличился привнос в бассейны осадконакопления песчаного, иногда с примесью гравийно-галечного материала.

На Дальнем Востоке, как и на Северо-Востоке, продолжалось поступление в осадочные бассейны вулканогенного материала. Максимальные мощности байосских отложений (до 2000 м) наблюдаются на Дальнем Востоке.

Описанные особенности дифференциации осадков свидетельствуют о продолжавшейся нивелировке областей денудации на западе, тогда как на восточной окраине Сибирской платформы и на северо-востоке Азии суша была высокой и расчлененной, по крайней мере в раннем байосе.

Площади аккумулятивных равнин на севере европейской части СССР в байосе значительно увеличились. Печорская низменность заметно расширилась в южном и восточном направлениях. К западу от Тиманской суши в это время начала формироваться Мезенская озерно-аллювиальная равнина — область нового бассейна седиментации (см. рис. 15). На этой равнине накапливались главным образом аллювиальные песчаные осадки (средняя часть сысольской свиты) [Кравец и др., 1976].

Балтийская суша, как и ранее, была невысокой и выровненной. Сократились площади Тиманской и Урало-Новоземельской областей сноса, причем высота и расчлененность рельефа последней увеличились.

Морской бассейн на Баренцево-Карском шельфе в западном направлении достигал района Шпицбергена, о чем свидетельствуют находки байос-батских фораминифер в нижней части пачки аргиллитов на о-ве Вильгельм [Клубов, 1965]. Комплексы фораминифер здесь типичные для Арктической области, в частности очень близки с байосскими и батскими ассоциациями фораминифер Анабаро-Хатангского района. По-видимому, эпиконтинентальное полузамкнутое море сообщалось с Арктическим бассейном на востоке, а периодически и непосредственно с Хатангским — через Усть-Енисейский район. С севера и, возможно, с запада морской бассейн был ограничен крупной денудационной сушей, поставлявшей в него обломочный материал.

Существенные палеогеографические преобразования произошли в Западной Сибири. Расширились площади седиментации за счет распространения озерно-аллювиальной равнины в направлении Уральской суши, значительно увеличилась Ляпинская низменность.

Озерно-аллювиальная равнина во внутренней зоне смыкалась с обширной прибрежной низменностью, простиравшейся от Центрального Приобья на юге до Тазовского полуострова на севере. Мелководное море, ограниченное прибрежной низменностью, захватило территорию Ямала, Тазовского полуострова и Гыдана и открывалось на север и восток.

На юго-востоке и востоке озерно-аллювиальной равнины формировались глинисто-алевритово-песчаные осадки озерно-аллювиальной равнины, на юге и западе — более тонкие глинистые и глинисто-алевритовые отложения с маломощными прослоями и линзами песков, пропластками бурых углей [Атлас..., 1976]. Мощность осадков достигала 200 м. Песчаные осадки преобладали на ограниченной площади в Омской впадине, а также на северо-западе. На прибрежной низменности в нижних течениях рек, в озерах и на заболоченных междуречьях накапливались преимущественно песчано-глинистые осадки средней части верхнетюменской подсвиты (мощность составляет до 200 м) (рис. 16). Условно байосские (корреляция по каротажным диаграммам) преимущественно глинистые толщи на Западном Ямале, возможно, формировались в морском бассейне.

В неглубоком Усть-Енисейском море накапливались глины и алевриты леонтьевской свиты, в верхних слоях которой отмечаются невыдержанные прослои песков. Мощность леонтьевской свиты 70—240 м [Стратиграфия..., 1976]. Неравномерное распределение глинистого и алевритового материала подчеркивает тонкую горизонтальную, волнистую, наклонную и линзовидную слоистость сформированных осадков, для которых характерны флюидальные текстуры.

Многочисленность звездчатых конкреций кальцита свидетельствует о своеобразии температурного режима (возможно, низких температурах) придонных вод при формировании осадка [Каплан, 1979].

В Усть-Енисейском море в это время обитали изобильные и разнообразные фораминиферы. Для ассоциаций двустворок наиболее характерны *Meleagrinella* — типичные доминанты сообщества удаленного от берега мелководья.

Возрастание в байосе тонкозернистости накапливавшихся в бассейне осадков — свидетельство пенепленизации низких областей сноса, окружавших Усть-Енисейское море. При этом главенствовал снос с востока и юго-востока, что подчеркивалось большей грубозернистостью осадка вдоль восточного и юго-восточного обрамления.

Между Таймыром и Сибирской сушей простирался широкий пролив — Хатангское море, соединявшее Усть-Енисейскую и Якутскую акватории (см. рис. 15). На притаймырском мелководье Хатангского моря (Восточный Таймыр, р. Чернохребетная) в раннем байосе накапливалась толща глин, алевритов и песков с линзами и прослоями гравелита и галечника, достигающая мощности 160 м. Грубозернистость осадков нарастала во времени [Шурыгин, Левчук, 1981].

У противоположного борта Хатангского моря на приплатформенном шельфе (п-ов Юрюнг-Тумус, Анабарская губа) в начале раннего байоса отлагались пески с прослоями алевритов, с галькой, валунами песчаников и обломками древесины. Тенденция к увеличению грубозернистости сохранялась вплоть до начала фазы *Mytiloceramus lucifer*. Во второй половине раннего байоса началось и продолжалось в позднем байосе накопление глинистых осадков. Насыщенность этой глинистой толщи звездчатыми сростками кальцита свидетельствует о низких температурах придонных вод Хатангского моря. Общая мощность байосских отложений достигает здесь 100—110 м [Стратиграфия..., 1976].

Таймырская и Среднесибирская суши, поставлявшие обломочный материал в бассейн седиментации, в байосском веке были более выровнены, чем в аалене, что подтверждается общим возрастанием тонкозернистости накопившихся осадков (рис. 16).

Режим седиментации на восточной окраине Хатангского моря (Оленек-Келимярский район) также был весьма неустойчив. Здесь накапливалась толща переслаивающихся глин, алевритов и песков, в которой постепенно возрастала доля тонкозернистых осадков. Несмотря на кратковременную, но обширную регрессию в конце аалена — начале байоса, сократившую площадь мелководья, бассейн в целом сохранял очертания и унаследовал формы рельефа дна ааленского моря. Основные факторы среды: температура, соленость, гидродинамика и распределение грунтов Хатангского морского бассейна — в байосе отличались непостоянством во времени. Это нашло отражение в составе его биоты: толщу воды населяли редкие аммониты и белемниты, а в донных сообществах резко доминировали два эврибионтных рода двустворок *Mytiloceramus* и *Homomya*.

Раннебайосская катена бентоса (особенно в фазе *Tugurites fastigatus*) во многом сходна с ааленской. Ассоциация прибрежного мелководья сохранила свою структуру в течение всего байоса. Здесь, как и в конце аале-

на, в сообществах бентоса доминировали *Arctotis* и *Arctica*. Особенно характерны были пятнистые моновидовые поселения. В разрезах Анабаро-Нордвикского района следы среднесублиторальных ассоциаций не обнаружены. Вероятно, как и в аалене, на участках перехода от верхней сублиторали к нижней градиенты глубин были очень высокими, поэтому среднесублиторальные сообщества двустворок не были выражены. Сообщества двустворок нижней сублиторали (ассоциация *Nuculana* — *Malletia*), наоборот, хорошо представлены в максимально трансгрессивных частях циклитов байоса. Во всех биономических зонах моря и особенно в переходной от верхней к нижней сублиторали многочисленными были эврибионтные *Mytiloceramus* и *Homomya*.

Катена бентоса Притаймырского и Оленек-Келимярского районов моря очень сходны. Их крайние звенья — верхне- и нижнесублиторальные сообщества — аналогичны анабаро-нордвикским. Однако в этих районах были хорошо выражены и среднесублиторальные сообщества (ассоциация *Modiolus* — *Homomya*), что свидетельствует о пологом рельефе шельфа.

Для позднего байоса были характерны кратковременные, но широкие экологические экспансии *Solemya* и *Boreionectes*. В целом байосские сообщества двустворок Хатангского моря отличаются неустойчивостью и слабой дифференциацией трофической структуры. Периодически отмечаются кратковременные вспышки в развитии видов-оппортунистов, образовывавших моновидовые поселения с высокой популяционной плотностью. Главной причиной своеобразия байосской биоты было понижение температуры и увлажнение климата, что подтверждается данными палинологии и биогеохимическими анализами. Возможно также, что особенности биоты связаны с понижением солености и изменением гидрохимического режима акваторий вблизи континента.

На северо-востоке Азии байосский век охватывает регрессивный этап в развитии палеоландшафтов. Прогрессирующее обмеление морских бассейнов, начавшееся здесь во второй половине аалена, достигло в байосе максимума. При этом осушилась западная часть Якутского моря, образовались Аян-Юряхский и Балыгычанский острова Верхоянского архипелага, Колымский и Омолонский архипелаги превратились в возвышенные суши, расширилась Эскимосская суша (см. рис. 15). Увеличились высоты и расчлененность областей денудации.

Глубины большей части северо-восточных акваторий в байосе не превышали верхне-среднесублиторальных.

На востоке Сибирской платформы областями седиментации оставались Вилюйская низменность, значительно сократившая размеры по сравнению с раннеюрскими, и Южно-Якутская низменность, разделенные Лено-Алданской горной грядой.

По периферии аллювиальной Вилюйской равнины накапливались песчано-галечные осадки руслового генезиса. Равнина, понижаясь в сторону моря, переходила в прибрежную низменность, где отлагались мелкозернистые пески, алевриты и глины с редкими прослойками углей и растительным детритом [Месежников и др., 1971].

На Южно-Якутской озерно-аллювиальной равнине накапливались пески, алевриты и глины; кое-где в озерно-болотных условиях происходило угленакопление [Тучков, 1973].

Западная сложноизрезанная береговая линия сократившегося в размерах Якутского моря была нестабильна. От моря Черского оно отделялось Верхоянским архипелагом. В мелководном Якутском море, глубины которого превосходили 100-метровую изобату на севере (на широте р. Джаджан), накапливались разнозернистые полимиктовые и кварцево-полевошпатовые, часто косослоистые пески. В них обычны знаки ряби;

ископаемые следы жизни, гиероглифы. Мощность накопившейся в западных и южных районах моря толщи достигала 100—120 м, увеличивалась в северном направлении до 250 мм (междуречье Джарджан — Кюндюрей). Количество алевритово-глинистого материала в осадках возрастало в северных районах (севернее Китчанского выступа), что свидетельствует об увеличении «мористости» участка седиментации, и в районе бассейнов рек Эйэ-экит, Эбитием в раннем байосе накапливались уже преимущественно глинистые с подчиненным количеством песчаных алевритовые осадки нижнесублиторального генезиса [Стратиграфия..., 1976].

Бентос Якутского моря был весьма однообразен, но зачастую изобилен. В основном это представители *Arctotis*, *Mytiloceramus*, *Arctica*, *Pleuromya*.

Частые ингрессии Якутского моря, неоднократно перемещавшие береговую линию, а также крупные реки, стекавшие со Среднесибирской суши, приводили к опреснению вод вдоль западной и южной окраин моря. Вероятно, толща разнозернистых полимиктовых песков с косой слоистостью дельтового типа, с обилием растительного детрита и углистого материала в междуречье Моторчуна — Молодо формировалась в условиях крупных дельт. Основными поставщиками обломочного материала в Якутское море служили окраинные части Среднесибирской суши и Верхоянские острова.

Площадь и ландшафты моря Черского в байосе очень близки с плинсбахскими. Его южная и юго-западная окраины были относительно мелководны (верхняя и средняя сублитораль). Наибольшие глубины (нижняя сублитораль) приурочены к Иньяли-Дебинской линейной и Сартангской впадинам, открывавшимся на севере. У южного окончания Верхоянского архипелага и у Охотского полуострова, а также на мелководье в районе Балыгычанского и Усть-Нерского островов накапливались наиболее грубые осадки: разнозернистые полимиктовые пески и алевриты, а в бухтах, заливах и впадинах дна осаждались более тонкие осадки. Скорость прогибания отдельных участков мелководья была различной, что подчеркивается значительными колебаниями мощностей осадков (от 100 до 400 м). В однообразных сообществах бентоса приохотского шельфа доминировали *Mytiloceramus* и *Arctotis*, а в пелагиали — белемниты (*Mesoteuthis*, *Megateuthis*). Основным поставщиком обломочного материала для южной части моря Черского был низкогорный Охотский полуостров, на котором размывались гетерогенные породы.

В центральной части моря Черского (Сартангская впадина и прилегающие районы) накапливались алевриты с прослоями песков и глин и примесью вулканогенного материала, формируя толщи мощностью до 300 м [Веклич, 1979]. Характерной особенностью донной биоты этой акватории были пятнистые моновидовые поселения *Mytiloceramus*. Обломочный материал в этой части бассейна поступал с высоких и расчлененных Верхоянских и Адыча-Нерских островов, где денудации подвергались разновозрастные осадочные породы.

В Иньяли-Дебинской впадине формировались мощные флишоидные толщи (до 1000 м) тонкочередующихся алевритов, глин, песков. В пелагиали этой наиболее глубокой части моря обитали белемниты, а бентос был очень скуден (редкие *Mytiloceramus*). Осадконакопление обеспечивалось материалом с гористой Колымской суши и Адыча-Нерских островов.

Акватория Колымского моря в байосе сократилась. Острова Омолонского архипелага слились между собой и с Паренским островом. На месте Колымского архипелага также образовалась возвышенная суша (см. рис. 15). Глубины Колымского моря не превышали верхнесублиторальных. Темпы прогибания и скорости накопления осадков в его преде-

лах очень изменчивы по площади. На Омолонском прибрежном мелководье накапливались разнозернистые полимиктовые и вулканомиктовые пески с линзами галечников, гравия и обильным растительным детритом (рис. 16). Мощность осадков байоса не превышает 100 м. Омолонская суша с ее гористым рельефом, обилием бухт и заливов поставляла обломочный материал в окружающие участки бассейна седиментации. Размыву подвергались разнообразные магматические, метаморфические и осадочные породы, среди которых заметную роль играли девонские вулканические образования кедонской серии.

В пределах верхней и средней сублиторали приомолонского шельфа были распространены плотные поселения *Mutiloceramus*, *Arctotis*, *Arctica*, реже *Camptonectes*. Пелагиаль населяли редкие белемниты.

В мелководной с активной гидродинамикой зоне открытого моря (бассейн рек Анадыря и Большого Анюя) накапливались разнозернистые полимиктовые пески с прослоями конгломератов, алевритов и туфов среднего состава. Мощность осадков колеблется от 200 до 500 м. В пелагиали открытого моря были распространены аммониты (*Arkelloceras*, *Chondroceras*, *Lissoceras*) и белемниты [Решения..., 1978].

В Алазейском заливе, вдававшемся в Колымскую сушу, сформировалась толща туфоконгломератов, туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов, мощность которой изменяется по площади от 150 до 700—800 м.

Относительно глубоководное Вилигинское море было ограничено на западе меридионально вытянутой зоной мелководья с рядом островов. Здесь сформировалась мощная алевритово-глинисто-песчаная толща — свидетельство максимальной интенсивности прогибания в сравнении с шельфом соседних акваторий.

Наибольшие мощности байосских осадков приурочены к современному Охотскому побережью. В байосе активизировалась Кони-Тайгоносская вулканическая дуга, особенно ее южные районы (полуострова Кони и Пьягина). Здесь в субаквальных условиях изливались лавы и кластолавы базальтов и андезитобазальтов, отлагались туфы и туффиты общей мощностью до 1500 м [Решения..., 1978]. Бентос Вилигинского моря был весьма однообразен, но изобилен на относительно мелководных участках. Преимущественно это были поселения *Mytiloceramus*, совместно с которыми встречались *Campotonectes*. В пелагиали обитали редкие белемниты.

На Дальнем Востоке в первой половине байосского века продолжала развиваться трансгрессия с максимумом в конце раннего байоса. Увеличение акватории морских бассейнов сопровождалось их углублением и оживлением вулканической деятельности. В позднем байосе происходит стабилизация морского режима и общая нивелировка рельефа.

Глубины северной части Сихотэ-Алинского моря (левобережье р. Амура) в раннем байосе возрастали, что привело к накоплению здесь почти исключительно алевритово-глинистых осадков с незначительным участием мелкозернистых песков (до 800 м) (рис. 16). В образовавшихся толщах повсеместно присутствуют кремнистые и кремнисто-глинистые породы, спилиты, диабазы, туфы, свидетельствующие о развитии на площади подводно-вулканических процессов. В глубоководных центральной и южной частях бассейна формируются толщи также преимущественно тонких осадков (до 500 м), включающих продукты подводных извержений.

В раннем байосе бенталь Сихотэ-Алинского моря была заселена митилоцерамами, повсеместно образующими обширные поселения. Эти эврибионты проникли практически во все биономические зоны, за исключением наиболее глубоких и тектонически активных геосинклинальных трогов, заселяли краевые части Сихотэ-Алинского моря и участки подводных поднятий.

В начале байоса увеличилась акватория Южно-Приморского залива. В этом по-прежнему мелководном бассейне аккумулировался более тонкий по сравнению с ааленским песчано-алевритовый материал (до 400 м). Характерно присутствие в отложениях пеплового материала, иногда прослоев кислых туфов и туффитов, свидетельствующих об активности вулканов, расположенных к западу от залива в районе Ханкайского массива и в области Сихотэ-Алинского тектонического шва [Бакланова и др., 1971]. Основными питающими провинциями, как и ранее, были Ханкайский массив и, возможно, Япономорская суша.

Раннебайосская биота залива была весьма однообразной. Из бентосных сообществ исчезли многие стенобионтные двустворки и широко распространились эврибионтные митилоцерамы. Качественное обеднение донной фауны и широко проявившиеся в то же время индивидуальная изменчивость и формирование свидетельствуют об аномалии морского режима, о возможно значительном опреснении бассейна, которое нарушалось кратковременными вторжениями морских вод нормальной солености, сопровождавшихся инвазией головоногих моллюсков — аммонитов и белемнитов [Коновалова, 1978].

Джагдино-Амгунское море в раннем байосе расширилось на востоке, затопив островную сушу в районе Тахтинского массива. При этом глубины бассейна не увеличивались, а на востоке расширилась площадь мелководья, где аккумулировались пески со значительным участием гравия и галечников (до 500 м). Здесь же существовали банки митилоцерамов. В относительно глубоководной западной части бассейна (р. Нимелен) накапливались песчано-алевритовые толщи (до 2000 м).

Очертания и ландшафты Удского залива в раннем байосе оставались примерно такими же, как в аалене, кроме его западного участка (Верхнее Приамурье), где акватория увеличилась за счет расположенной к югу невысокой суши (см. рис. 15). В относительно мелководном заливе накапливались почти исключительно песчаные осадки, лишь на крайнем западе его (район слияния Шилки и Аргуни) преобладали более тонкие, иногда ритмично-слоистые отложения (до 2000 м).

Бенталь залива, как в соседних акваториях, полностью заселена митилоцерамами. Лишь в прибрежной зоне с ними успешно конкурировали аргилереллы и арктотисы. Возможно, залив был несколько опреснен. Рельеф окружающей суши по-прежнему был хорошо расчленен, но активность вулканов несколько снизилась.

В незначительно увеличившемся Буреинском море в раннем байосе шло отложение песков и алевритов с преобладанием песчаных осадков (400 м). Островная суша на месте Буреинского поднятия становится в это время районом активного наземного вулканизма: отдельные потоки кислых лав достигали морского побережья и были погребены осадками. Вулканические извержения, видимо, периодически повторялись, о чем свидетельствуют неоднократно встречающиеся в разрезе прослои кислых туфов.

Верхнебайосские отложения на Дальнем Востоке слабо охарактеризованы фаунистически и выделяются обычно условно. Поэтому палеогеографическая обстановка в регионе в позднем байосе во многом неясна. По-видимому, в это время происходит стабилизация морского режима, выравнивание окружающей суши и накопление в бассейнах тонкого хорошо отмученного алевритоглинистого материала. Следы подводных извержений отмечаются в центральной части Сихотэ-Алинского моря (Северный Сихотэ-Алинь) и в восточных районах Джагдино-Амгунского бассейна (нижнее течение р. Амгуни). Действующие вулканы продолжали, видимо, существовать в пределах Становой возвышенности.

В позднем байосе продолжается деградация биоты дальневосточных морей. Это относится как к бентосу, так и к головоногим моллюскам. Последние, за исключением немногих филлоцератид, практически исчезают из морских сообществ. Бенталь по-прежнему заселена только митилоцерамами, но их количество и видовое разнообразие повсеместно резко сокращаются.

Батский век

В батском веке, как и в байосе, палеогеографические преобразования в западной части Северной Евразии были связаны с общим понижением и выравниванием рельефа в областях денудации и в бассейнах осадконакопления. В результате в Тимано-Уральской области в конце бата сформировалась приморская низменность и значительно увеличилась площадь Западно-Сибирской прибрежной низменности. Прибрежные равнины обширных низменных пространств, окружавших Баренцево-Курскую акваторию, периодически покрывались морем (рис. 17).

С началом батского века связана крупная трансгрессия. В восточной части Евразии море затопило многие острова Адыча-Перского архипелага, осушенные еще в тоарке, увеличились глубины на севере Якутской и Черской акваторий. Береговая линия вдоль восточной окраины Сибирской платформы на протяжении бата неоднократно перемещалась. В моменты регрессий на значительных площадях осадки формировались в реликтовых опресненных водоемах. Вилигинское море присоединилось к морю Черского и стало восточной его окраиной.

На Дальнем Востоке, где в раннем и, вероятно, в среднем бате еще сохранялись ландшафты, унаследованные с байоса, мощная позднебатская регрессия осушила значительную территорию (Джагдино-Амгунское море, Удской залив, Буреинское и южная часть Сихотэ-Алинского моря, Южно-Приморский залив). Поднятия, происходившие почти повсеместно, в ряде районов сопровождались складчатостью. Значительные изменения произошли на суше: в позднем бате образовались Становые горы, повысились Буреинская и Центрально-Сихотэ-Алинская суши.

В седиментационном бассейне по-прежнему формировались преимущественно терригенные отложения, в целом близкие по составу байосским: в западной части территории — относительно тонкие (с преобладанием глинисто-алевритовых фракций), в восточной — со значительным участием песков. В образовании осадочных толщ на северо-востоке Азии и на Дальнем Востоке продолжали участвовать вулканогенные отложения (рис. 18). Отложения максимальной мощности, как и ранее, приурочены к северо-восточным (до 800 м в Иньяли-Дебинской впадине) и дальневосточным (до 1500 м в Удском заливе) регионам.

В начале батского века на севере европейской части СССР палеогеографические обстановки унаследованы от байоса. На протяжении бата произошло общее понижение и выравнивание рельефа перед позднеюрской трансгрессией.

На Мезенской и Печорской озерно-аллювиальных равнинах продолжалось накопление песчаных и глинисто-алевритовых осадков верхней части сысольской свиты с прослоями гравийно-галечного материала по окраинам равнины [Кравец и др., 1976]. В осадках встречаются обломки обугленной древесины, линзовидные прослои углей, иногда в верхних горизонтах присутствуют фораминиферы (в основном крупные аммодискусы). В спорово-пыльцевых спектрах отмечается морской фитопланктон (р. Мезенская Пижма). Мощность сысольской свиты составляет 25—140 м. Аналогичные по составу и фациальному облику преимущественно песчаные

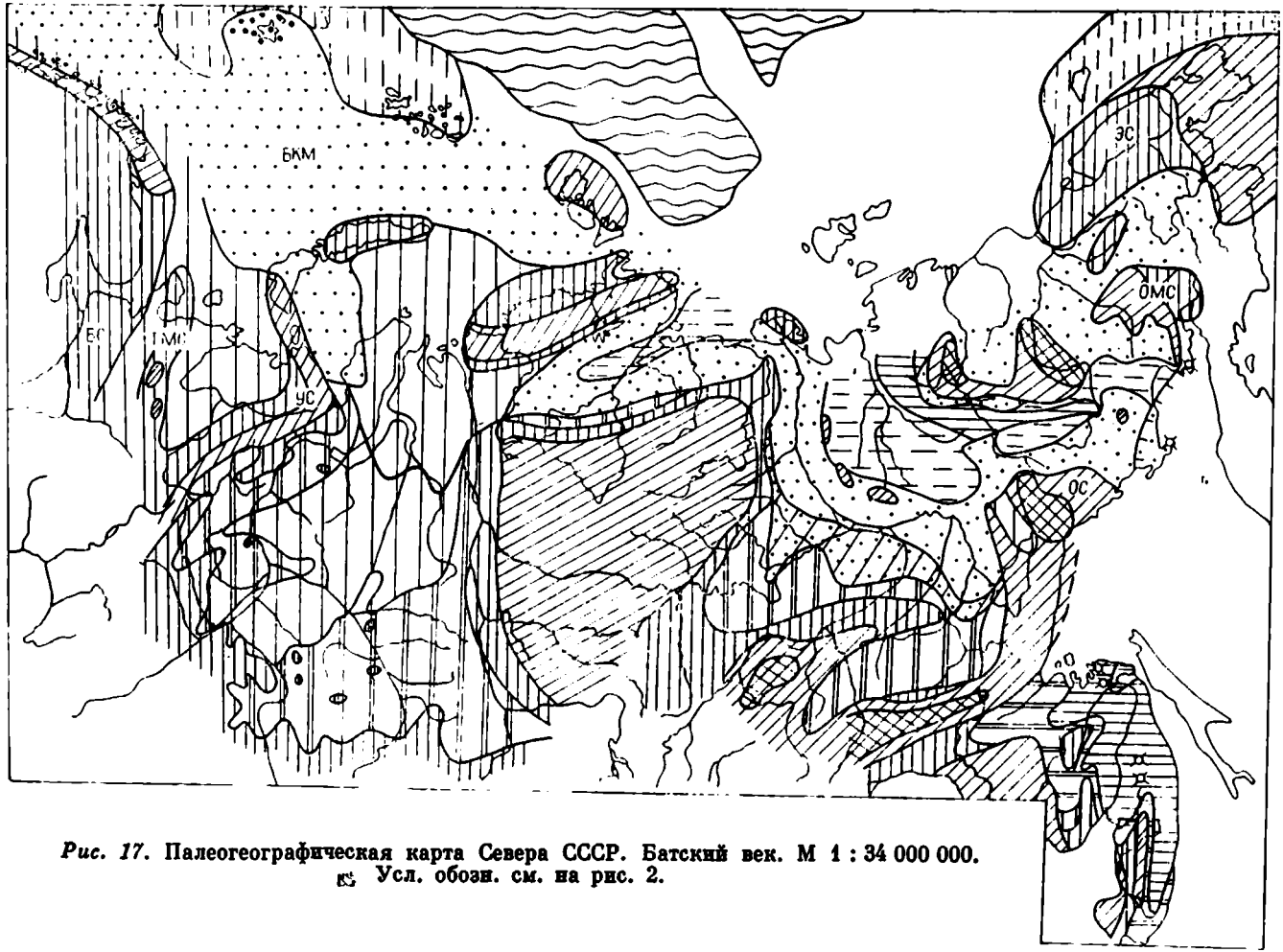


Рис. 17. **Палеогеографическая карта Севера СССР. Батский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.**

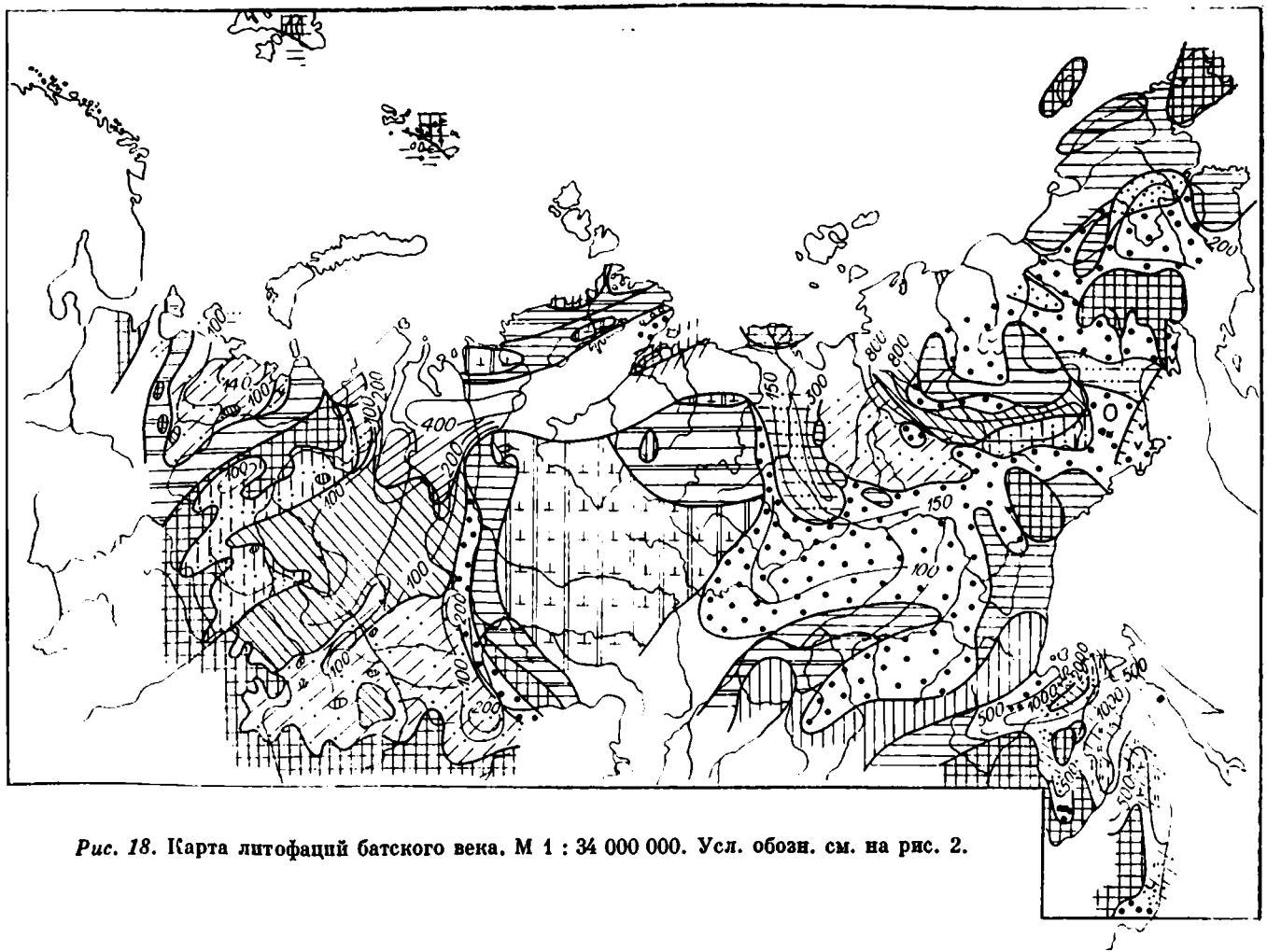


Рис. 18. Карта литофаций батского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

и песчано-алевритовые слабоугленосные отложения формировались на обширных пространствах к югу от Тимана (Кировская область) [Стратиграфия..., 1972].

Формирование этих осадков происходило, по-видимому, в руслах и поймах нижних течений крупных рек, в озерных водоемах и на заболоченных участках междуречий. В связи с общим опусканием территории к концу века озерно-аллювиальные равнины преобразовались в обширные приморские низменности, которые периодически затоплялись морем, оставившим следы «мористости» в осадках: фораминиферы и морской фитопланктон.

Области денудации на севере европейской части СССР в батском веке отчасти были перестроены. Балтийская суша сократилась за счет расширения на западе Мезенской равнины (см. рис. 17). Тиманская суша разделилась на ряд самостоятельных расчлененных возвышенностей. Очертания и рельеф Урало-Новоземельской области сноса изменились несущественно.

Баренцево-Карское море было обширным и достигало Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли. На Шпицбергене (о-в Вильгельма) в нижней части пачки определены байос-батские фораминиферы [Стратиграфия..., 1976], сходные с фораминиферами Анабаро-Хатангского района.

Позднебатские глины с конкрециями алевритов, с фосфатно-карбонатным цементом, с пиритом и аммонитами известны на Земле Франца-Иосифа (о-в Нортбрук).

На Новой Земле в валунах и развалах песчаников найдены ранне-, средне- и позднебатские аммониты [Стратиграфия..., 1976]. Конкреции сложены песчано-алевритовым материалом, сцементированным фосфоритами и карбонатами. Встречаются глауконит, пирит, среди карбонатов большая роль принадлежит сидериту. По составу конкреций можно предположить, что на Новой Земле батские отложения имели преимущественно песчано-алевритовый состав.

Баренцево-Карское море на востоке сообщалось с Хатангским, а на западе с Норвежско-Гренландским, обеспечивая тем самым продвижение бореальной фауны далеко на запад. Представители арктических аммонитов и двустворок уже к середине бата достигали окраин Северного моря [Callomon, 1979].

На севере Баренцево-Карская акватория была ограничена областью денудации, поставлявшей обломочный материал в прилегавшие участки моря. В юго-восточные районы бассейна осадочный материал поступал с возвышенностей Урало-Новоземельской суши.

Усть-Енисейский район в батском веке был осушен, море отступало к западу и востоку. Внутреннюю зону Западной Сибири занимала низкая аккумулятивная (прибрежная) низменность, пересекавшая ее с юга на север. Низменность открывалась в сторону Баренцево-Карского моря, а на востоке, юго-востоке и на западе переходила в озерно-аллювиальную равнину, вдававшуюся двумя языками в глубь Уральской суши (Ляпинский и Шурышкарский прогибы).

На большей территории озерно-аллювиальной равнины формировались глинисто-алевритово-песчаные осадки. Вдоль восточного борта осадочного бассейна, как и ранее, отлагались преимущественно песчаные осадки, хотя площадь их распространения резко сократилась.

На низкой прибрежной равнине накапливались наиболее тонкие песчано-алевритово-глинистые осадки верхов тюменской свиты (рис. 18). В северном направлении глинистость отложений заметно возрастает. Мощность яны-маньинской свиты до 150 м, верхнетюменской подсвиты — до 500 м [Стратиграфия..., 1976].

Преобладание в осадках тонкозернистых фракций свидетельствует о завершении среднеюрского этапа выравнивания областей сноса с образованием обширных пенепленов.

В отложениях верхнего бата на многих площадях известны двустворки, единичные фораминиферы, свидетельствующие о кратковременных ингрессиях моря [Объяснительная..., 1976], наступавшего с севера на прибрежную низменность.

Ландшафты Усть-Енисейского района в батском веке были неустойчивыми. Здесь отлагались пески и алевриты малышевской свиты, среди которых встречаются прослои глин. В восточном направлении (Рассохинская площадь) в малышевской свите увеличивается содержание глин, появляются прослои углей, переходящие в углистые породы. В этих отложениях многочисленны следы жизнедеятельности червей, растительные остатки и обугленный детрит, обломки обугленной древесины. Отмечаются конкреции сидерита, включения пирита. Мощность отложений меняется от 70 до 410 м [Стратиграфия..., 1976].

Мелководный морской бассейн в бате, по-видимому, сохранялся в восточной части Усть-Енисейского региона (Рассохинская площадь), о чем свидетельствуют находки среднебатского краноцефалита и байос-батской ассоциации фораминифер.

К западу от этой площади осадконакопление происходило, вероятно, на прибрежной равнине, лишь периодически затоплявшейся морем.

Хатангское море на протяжении батского века в целом сохраняло очертания и рельеф шельфа, унаследованные от байоса (см. рис. 17). Лишь к концу бата несколько выровнился профиль шельфа в Анабаро-Нордвикском районе и сократились площади и глубины моря в Оленекском районе.

На Восточнотаймырском шельфе продолжалось накопление мелкозернистых песков с прослоями алевритов мощностью до 100 м.

На приплатформенном шельфе (Анабарский, Нордвикский районы) формировались чередующиеся глинисто-алевритовые и песчаные осадки с относительно изобильными остатками бентоса и нектона. В центральных зонах моря резко преобладал алевритовый материал (Анабарская губа, Юрюнг-Тумус). Мощности сформированных здесь толщ составляют 87 м. В прибрежной зоне доля песков, алевритов и глин примерно равна (мощностью до 64 м).

В Оленекском районе Хатангского моря в раннем и среднем бате отлагались глины и алевриты, реже — пески верхов келимярской свиты. К концу бата резко возрастает грубозернистость осадка: формируются толщи песчаников чекуровской свиты в условиях обмелевшей и сократившейся акватории.

В течение значительного времени (байос — средний бат) скорости осадконакопления в Хатангском бассейне и интенсивность погружения во многих районах оставались относительно стабильными. Изменения объемов песчаных и глинистых осадков для этого интервала времени, интенсивности накопления тех и других обратно зависимы [Месежников и др., 1971]. Следовательно, основными факторами, контролирующими осадконакопление, были характер и тип выветривания, обусловленные изменениями климата, а не тектоническим режимом.

О стабильности тектонического и седиментационного режимов шельфа свидетельствует сформировавшаяся в этот период многочленная катена бентоса. В бате в сибирские моря иммигрировали новые группы моллюсков. Возросло разнообразие бентоса, усложнилась структура донной биоты, что привело к четкому обособлению сообществ различных биономических зон. На биотопах прибрежного мелководья повсеместно распрост-

Таблица 11

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам в раннем и среднем бате

Биономическая зона	Район			
	Восточно-Таймырский	Нордвикский	Анабарский	Келимяр-Оленекский
IIIб	Ассоциация *Arctotis — Arctica*			
IIIа	?			Ассоциация *Nuculoma — Arctica*
IIб	Ассоциация *Modiolus — Homomya*		Ассоциация *Modiolus — Homomya*	
IIа				
Iб	?	Ассоциация *Nuculana — Malletia*		
Iа				

ранялась сформировавшаяся еще в позднем аалене ассоциация *Arctotis — Arctica*. В сообществах нижней сублиторали, как и в байосе, доминируют *Nuculana* и *Malletia*.

Однако строение катены бентоса, а следовательно, и профиль дна различны на противоположных бортах Хатангского моря. В районе Восточного Таймыра и Нордвика хорошо выражена трехчленная катена, в которой ассоциация прибрежного мелководья (*Arctotis — Arctica*) сменяется в сторону открытого моря среднесублиторальной (*Modiolus — Homomya*), а затем и нижнесублиторальной (*Nuculana — Malletia*) (табл. 11). Эта последовательность хорошо видна в ориктоценозах трансгрессивно-регрессивных циклитов как в Юрюнг-Тумусском, так и в Восточно-Таймырском разрезах [Захаров, Шурыгин, 1978]. Она позволяет сделать вывод о сходстве градиентов глубин всех трех зон Таймыро-Нордвикской сублиторали и о равномерно падающем профиле дна шельфа.

Следы вышеописанной трехчленной катены наблюдаются в последовательности ориктоценозов Анабарского района только с середины бата. В основании бата ориктоценозы, отвечающие сообществам верхней сублиторали, сменяются в трансгрессивных циклитах ориктоценозами нижнесублиторальных сообществ. Такая смена свидетельствует о близком соседстве прибрежного мелководья и относительно глубоководной зоны. Следовательно, в начале бата еще сохраняется резко расчлененный рельеф дна приплатформенной северо-западной части шельфа. На участках перехода от верхней сублиторали к нижней градиенты глубин были высокими и существовал крутой перегиб профиля шельфа (рис. 19).

В течение бата Анабарский шельф выровнялся, и уже к среднему бату хорошо обособилась средняя сублитораль с ассоциацией *Modiolus — Homomya*. Катена и здесь приобрела трехчленное строение, что свидетельствует об относительно плавных переходах биономических зон.

К концу бата в Хатангское море с запада иммигрировали двустворки *Meleagrinella*, *Isognomon* и др. Одновременно вплоть до начала келловея

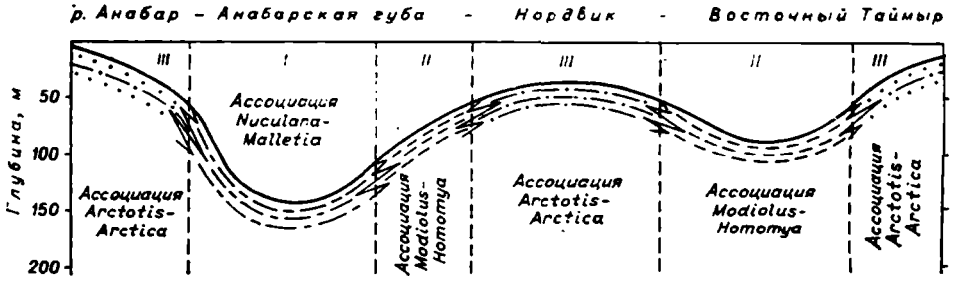


Рис. 19. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в раннем — среднем бате. Усл. обозн. см. на рис. 8.

продолжалось выполаживание дна верхней и средней сублиторалей, вследствие чего сообщества бентоса дифференцировались по площади.

Анализ катены бентоса восточной окраины Хатангского моря (Оленек-Келимярский район), развивающейся на фоне общей регрессии в конце бата, приводит нас к выводу о неравномерности градиентов глубин на местном шельфе: дно в пределах верхней сублиторали занимало обширную пологую зону, а в пределах средней и нижней сублиторалей уклоны дна были круче.

Катена этого района, реконструированная по последовательности ориктоценозов в трансгрессивно-регрессивных циклитах верхов келимярской и низов чекуровской свит, полнее анабарской. Здесь верхняя сублитораль была занята сообществами двух типов: ассоциацией *Arctotis — Arctica*, как и повсюду в зоне прибрежного мелководья, и ассоциацией *Nuculoma — Arctica* — на удаленной от берега верхней сублиторали. Средняя и нижняя сублиторальные зоны, как и в Хатангском море, оккупированы ассоциациями *Modiolus — Homotya* и *Nuculana — Malletia* (табл. 11). Эврибионтные *Mytiloceramus* поселялись практически во всех биономических зонах.

Рельеф окружающей Хатангское море Средне-Сибирской и Таймырской суш в батском веке в целом был близок к байосскому. Возможно, увеличились высоты Таймырской суши, о чем свидетельствует грубозернистость осадков в прилегающей части моря (см. рис. 18). С северо-востока (п-ов Челюскин) в Таймырскую сушу вдавался морской залив, в котором формировались пески (мощность 10 м).

Палеоландшафты восточной окраины Сибирской платформы и северо-востока Азии в целом унаследованы от байоса (см. рис. 17). Большинство островов Адыча-Нерского архипелага, которые с тоара являлись участками устойчивых поднятий, в раннем бате были затоплены. Увеличились глубины на севере Якутского моря, моря Черского и в Иньяли-Дебинской впадине.

На Вилюйской и Южно-Якутской озерно-аллювиальных равнинах продолжалось накопление аллювиальных разнозернистых полимиктовых песков, иногда косослоистых, с обильным растительным детритом. В озерах и на заболоченных участках формировались песчано-глинистые толщи с углями (реки Вилюй, Марха).

Якутское море, сохранившее прежние размеры, распадалось на две обособленные в седиментационном и батиметрическом отношении части: мелководную и область больших глубин. Глубоководная зона между краем Сибирского континента и Верхоянскими островами вдавалась на юг почти

до широты Вилюя. Неустойчивость береговой линии, резкие ее перемещения, как и в байосе, приводили к опреснению прибрежных вод.

На мелководье накапливались разнозернистые полимиктовые и кварцево-полевошпатовые пески с прослоями алевритов, глин и обильным детритом. Мощность сформировавшихся в бате толщ составляет 100—160 м. На севере в приглубой части верхней сублиторали в первой половине века преобладали глинисто-алевритовые осадки, во второй — пески.

Бентос Якутского моря был относительно однообразен, но изобилен. В сообществах двустворок, как и в соседних акваториях, доминировали *Mytiloceramus* и *Arctotis* в сопровождении *Entolium*, *Camptonectes*, *Pleuromya*, *Modiolus* и др. По сравнению с байосом возрастало разнообразие обитателей пелагиали. Здесь были распространены аммониты (*Arctocephalites*, *Cranocephalites*, *Boreiocephalites* и др.) и белемниты (*Paramegateuthis*, *Pachyteuthis*, *Cylindroteuthis*).

Поставщиками обломочного материала в Якутский бассейн оставались восточная часть Среднесибирской суши (Анабарская антеклиза, центральные районы Тунгусской синеклизы), Байкало-Патомское нагорье, п-ов Сетте-Дабан и Верхоянские острова.

В батском веке в море Черского существовали три основные зоны с различными режимами седиментации. В зоне открытого мелководья юго-восточной части моря и Вилигинской акватории накапливались разнозернистые полимиктовые песчаники, с примесью углисто-глинистого и вулканогенного материала и иногда с прослоями туфов андезитов (см. рис. 18). Мощность осадков достигала 300 м.

В зоне нижней сублиторали, охватывающей бóльшую часть на западе моря Черского, сформировались толщи алевритов с прослоями песков и глин. В осадках довольно много углисто-глинистого материала, карбонатных конкреций [Веклич, 1979]. На некоторых участках (бассейн р. Делиньи) образовывались толщи чистых глин. Мощность батских отложений колеблется от 200 до 300 м.

Бенталь всех биономических зон моря Черского была заселена почти исключительно митилоцерамами. В пелагиали открытого моря были распространены аммониты (*Arctocephalites*, *Cranocephalites*) и белемниты.

Максимальные глубины моря Черского по-прежнему были в Иньяли-Дебинской впадине области активного прогибания. Несколько изменился поперечный профиль глубоководного шельфа: стали более плавными переходы между батиметрическими зонами. Соответственно возросло разнообразие фациальных обстановок в пределах трога. В центральной части впадины формировались флишоидные толщи песчано-алевритово-глинистых осадков. В краевых частях утрачивалась флишоидность и преобладали мощные пачки кварцево-полевошпатовых песков, чередующиеся с подчиненными по мощности пачками алевритов и глин.

В восточной части Иньяли-Дебинской впадины и рядом с Колымской сушей накапливались преимущественно алевритово-глинистые осадки с отдельными гальками и валунами кварцитов, песчаников, известняков с палеозойскими коралами и диабазов, доставленными в бассейн с Колымской суши. С Охотского полуострова в осадок поступали гальки аргиллитов, содержащих раковины позднетриасовых и геттанг-синемюрских двустворок. Мощности накопившихся в бате осадочных толщ 400—700 м.

Главными поставщиками обломочного материала были разнообразные породы, слагавшие Колымскую сушу, Охотский полуостров и внутренние острова.

Основные фациальные зоны к юго-востоку протягивались вплоть до Вилигинской акватории моря Черского, утратившей в бате свою самостоятельность.

Северная часть этого района испытывала наиболее сильное прогибание и была продолжением Иньяли-Дебинской линейной впадины. Южная — непосредственно продолжала Приохотское мелководье. В глубоководной зоне Вилигинской акватории формировались мощные толщи (до 800—1000 м), в которых чередовались разнозернистые вулканомиктовые пески, алевриты и глины. В осадках мелководной зоны преобладали кварцево-полевошпатовые и полимиктовые разнозернистые пески с алеврито-во-глинистыми прослоями. Мощность накопившихся толщ достигала 300—400 м, увеличиваясь к Охотскому побережью (п-ов Пьягина) до 800 м. Здесь большую роль в формировании осадка играли андезиты и их туфы, образование которых свидетельствует о продолжавшейся деятельности Кони-Тайгоносской вулканической дуги. Центры извержений, вероятно, были на полуостровах Пьягина и Тайгонос, где сформировалась слоистая толща грубообломочных туфов основного и среднего состава, кремнистых аргиллитов, песчаников, туфопесчаников, гравелитов мощностью до 400—500 м.

Биота Вилигинской акватории моря Черского не имела специфических черт. Как и повсюду, на бентали распространены митилоцерамы, а в пелагиали — редкие аммониты и белемниты.

Очертания мелководного (в пределах верхней сублиторали) Колымского моря не изменились по сравнению с байосскими. Вокруг Омолонской суши накапливались толщи разнозернистых полимиктовых песков с прослоями алевритов и гравийников, мощность 200—400 м. В Анюйско-Анадырской акватории отлагались полимиктовые и туфогенные пески, алевриты с редкими прослоями туфов среднего состава, суммарной мощностью 200—300 м. Такие же осадки накапливались и в Алазейском заливе Колымского моря. Заметную роль в формировании биоты Колымского моря играли только *Mytiloceramus*. Области сноса (Колымская, Омолонская, Эскимосская суши) были возвышенными с низкогорным рельефом некоторых участков (Колымская суша).

Ландшафты большей части территории Дальнего Востока в раннем и, может быть, среднем бате были относительно стабильными, хотя уже наметилась тенденция к сокращению морских акваторий. С низкой суши в морские бассейны поступал тонкообломочный материал.

В Сихотэ-Алинском море формировались в основном флишоидные толщи (более 1000 м) с участием кремнистых пород. Биота этой акватории была особенно скудной.

Уменьшались размеры Южно-Приморского залива, в котором отлагались разнозернистые пески, реже алевриты (около 100 м) и пятнистые поселения образовывали митилоцерамы. Тонкие осадки характерны и для Джагдино-Амгунского моря, особенно для его восточной части, где отложения включают прослои кремнистых пород, диабазов и их туфов (свыше 1000 м).

Сократилась, в основном за счет южных районов, Буреинская акватория (см. рис. 17). В этом внутреннем мелководном бассейне, изолированном на востоке крупными островами и полуостровами, в раннем бате условия седиментации и обитания морских организмов были весьма своеобразны. Здесь отлагаются алевриты и глины (до 1200 м) с обилием сингенетичных марказитовых конкреций, что, возможно, свидетельствует о застойности придонных вод. Этому не противоречит и характер бентоса: в однообразных и бедных сообществах двустворок доминировали ктенодонты — любители мягких плистых грунтов, способные хорошо переносить дефицит кислорода. Крайне редки были митилоцерамы, аммоноидеи и белемниты.

В результате сокращения акватории Буреинского моря вдоль южной его окраины (бассейн р. Биры) образовалась низменная прибежная рав-

нина. Здесь формировались толщи континентальных осадков, включающие прослои углей и пепловых туфов (см. рис. 18).

На крайнем западе (район Верхнего Приамурья) в раннем бате началось активное воздымание, распространившееся позднее на всю территорию Дальнего Востока. Этот процесс сопровождался регрессией моря и размывом ранее накопившихся осадков. Уменьшилась площадь Удского залива, его западная граница, вероятно, проходила в верховьях р. Уды. На мелководье редуцированного бассейна аккумулировались пески (до 1500 м), засоренные пепловым материалом и включающие прослои туффитов. В открытой восточной части залива, где глубины достигали нижнесублиторальных (район Охотского побережья), отлагались алевритовые осадки (200 м).

Существенные тектонические и орографические перестройки на Дальнем Востоке происходили в позднем бате. В это время была одна из самых крупных регрессий юрского моря в регионе. Воздымание, начавшееся в раннебатское время в Верхнем Приамурье, в позднем бате распространилось на всю рассматриваемую территорию и сопровождалось складчатыми движениями различной интенсивности. В первую очередь были затронуты ранее стабильные Буреинский, Ханкайский массивы и Монголо-Охотская складчатая области, где седиментационное и угловое несогласия выражены наиболее отчетливо. Масштаб этих движений в геосинклинальных районах не всегда ясен. Но здесь значительно сокращались морские бассейны и местами формировались толщи, ложащиеся с угловым несогласием на подстилающие.

Наиболее слабо были изменены северные и центральные районы Сихотэ-Алинского моря, тогда как южная часть бассейна и примыкающий к ней Южно-Приморский залив были полностью осушены. Выше уровня моря оказалась, по-видимому, Джагдино-Амгунская территория. Морской режим сменился континентальным в Удском и Буреинском районах. Здесь образовалась низкая денудационная равнина, где размывались ранее отложившиеся юрские осадки, затронутые в той или иной степени складчатыми процессами.

Существенно перестроился ландшафт суши. В позднем бате интенсивно воздымалась суша, обрамлявшая Удской залив с севера. Здесь образовались Становые горы, которые в поздней юре стали основным источником питания для седиментационного бассейна. Наоборот, южное обрамление залива начало погружаться. В поздней юре вдоль южной границы Удского залива возникли новые бассейны осадконакопления, преимущественно континентального (Ушумунский прогиб, Зее-Буреинская впадина). С позднего бата началось воздымание островной и полуостровной суши в районе Буреинского хребта и Центрального Сихотэ-Алинского поднятия.

3. ПОЗДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Поздняя юра характеризуется дальнейшим понижением уровня стояния рельефа, следствием чего явились обширные трансгрессии моря в западной части региона — на Русской платформе и в Западной Сибири. Для позднеюрской эпохи в целом характерны максимальные размеры морских бассейнов и их относительная стабильность, нарушаемая отдельными кратковременными регрессиями.

Позднеюрская эпоха — время крупной трансгрессии в Северной Евразии, с которой связано существенное перераспределение суши и моря (рис. 20).

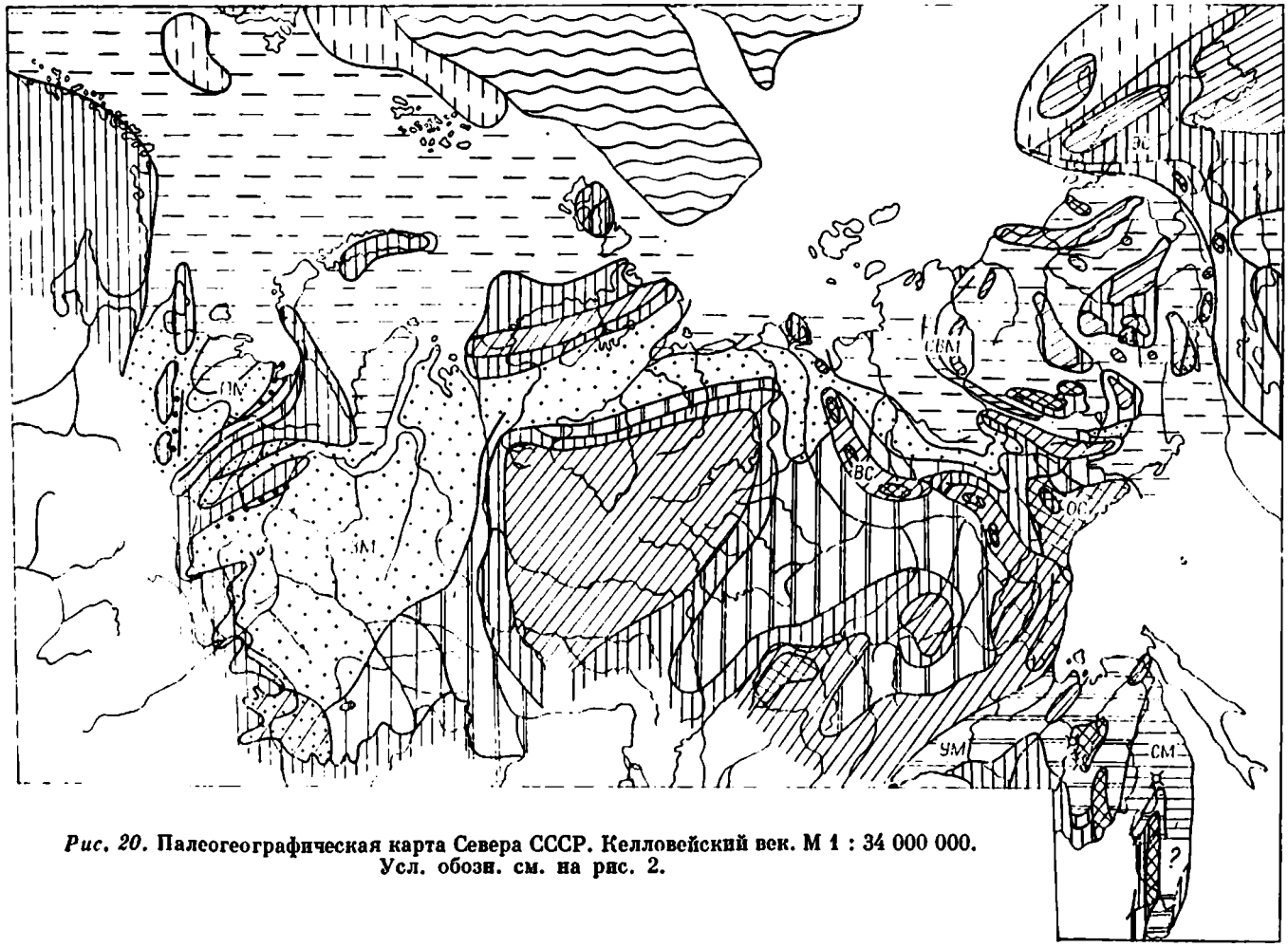


Рис. 20. **Палеогеографическая карта Севера СССР. Келловейский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.**

Существующее весьма детальное расчленение верхнеюрских отложений и прослеживание на обширной территории элементарных стратонов (зон) позволяет очень подробно рассмотреть историю трансгрессий и регрессий в поздней юре. Уже в раннем келловее море охватило весь Печорский бассейн и через проливы в Тимапской суше соединилось с Восточно-Европейским бассейном. Однако в Западной Сибири раннекелловейское море, по-видимому, лишь отдельными узкими языками глубоко вдавалось в обширную низменность, сформировавшуюся в конце средней юры. Следы раннекелловейской трансгрессии четко фиксируются также на севере Средней Сибири, в низовьях Лены и на Северо-Востоке СССР. В среднем келловее отмечается регрессия моря, которая нашла отражение во всех бассейнах (может быть, за исключением Западно-Сибирского) в резком сокращении мощностей морских отложений и, по-видимому, в выпадении ряда горизонтов. В позднем келловее вновь происходила обширная трансгрессия и море достигало максимальных для келловея размеров. Эта трансгрессия продолжалась в раннем и начале среднего оксфорда, но в конце среднего — начале позднего оксфорда в целом ряде бассейнов (Печорском, Хатангском, Лено-Анабарском и на Дальнем Востоке) снова отмечается регрессия моря, местами сопровождавшаяся активным размывом ранее накопившихся осадков. Так, например, в Печорском бассейне почти полностью были эродированы нижнеоксфордские слои, которые, судя по отдельным останцам и находкам переотложенной фауны, некогда были здесь развиты на тех же площадях, что и верхнекелловейские.

В середине позднего оксфорда размеры морского бассейна вновь возрастали, но на востоке (Лено-Анабарский район, Дальний Восток) позднеоксфордский бассейн все же уступал по площади раннеоксфордскому. Новая обширная трансгрессия связана с ранним кимериджем.

В позднем кимериджe, по-видимому, произошло частичное отступание моря на северо-востоке Средней Сибири (Лено-Анабарский район, север Приверхоянского прогиба). Волжский век — это время крупнейшей в фанерозое морской трансгрессии, которая, однако, развивалась ступенчато и неравномерно. Так, в середине ранневолжского времени на Севере СССР произошла резкая перестройка рельефа и гидродинамического режима морских бассейнов, сопровождавшаяся размывами (в большинстве регионов, вероятно, подводными) ранее сформировавшихся отложений. В результате в ряде бассейнов были уничтожены почти полностью (сохранились лишь в периферийных частях) либо позднекимериджские слои и осадки начала ранневолжского времени (Печорский, Западно-Сибирский, Лено-Анабарский бассейны), либо только последние (Хатангский бассейн). Лишь с конца ранневолжского времени (зональный момент pectinatus) началась обширная трансгрессия, достигшая максимума во второй половине средневолжского времени (зональный момент maximus).

В поздневолжское время, по-видимому, произошло некоторое сокращение площади моря, особенно проявившееся в Лено-Анабарском районе, на севере Приверхоянского прогиба и на Северо-Востоке СССР.

В целом в Северной Евразии максимальными были келловейская и волжская трансгрессии. В большинстве регионов акватории резко расширились и углубились. На фоне развития обширной позднеюрской трансгрессии произошла коренная перестройка палеоландшафтов восточной окраины Сибирской платформы, большая часть которой уже с начала келловея возвышалась над уровнем моря и превратилась в озерно-аллювиальную равнину.

Позднеюрская трансгрессия в отличие от раннеюрской развивалась с северо-запада и севера.

Келловейский век

В келловейском веке произошла коренная перестройка ландшафтов Северной Евразии. Крупные морские бассейны переместились в западный сектор Арктики, где море затопило север европейской части СССР и большую часть Западной Сибири (рис. 20).

Резко сократились в европейской части СССР площади денудационных суш: Балтийской и Урало-Новоземельской. Тиманская суша превратилась в цепь островов. В Тимано-Уральском седиментационном бассейне формировались в основном морские осадки (рис. 21).

Большую часть территории Западной Сибири занимал мелководный морской бассейн с глубоко врезанными в Уральскую и Казахскую суши заливами. Эрозионно-аккумулятивные равнины с континентальным режимом осадконакопления сохранились только по окраинам бассейна, в большей степени на юго-востоке.

Одновременно большая часть территории Западной Якутии освободилась от моря и превратилась в озерно-аллювиальную равнину. Сохранившийся на севере узкий морской залив (район низовьев Лены) сообщался с Хатангским морем и морями на Северо-Востоке.

На северо-востоке Азии море подтопило Колымскую и частично Эскимосскую суши. Возросли глубины, и на огромной территории выровнялся рельеф шельфа, что привело к объединению морских бассейнов (море Черского, Колымское и Вилигинское моря), изолированных ранее мелководьями, в одну обширную акваторию Северо-Восточного моря.

Вследствие келловейской трансгрессии акватория Дальнего Востока (Джагдино-Амгунское море, Удской залив, Буреинское и Нижне-Бикинское моря) приобрела прежние размеры.

В келловейских седиментационных бассейнах Северной Евразии, как и ранее, преобладало терригенное осадконакопление. Тонкозернистые осадки (глины и алевриты) по-прежнему накапливались в западном секторе рассматриваемой территории, но, в отличие от предшествующих эпох, в келловее преобладали осадки морского генезиса.

В формировании осадочных толщ на востоке Северной Евразии существенную роль играли пески, к площадям аккумуляции которых присоединилась расширившаяся озерно-аллювиальная низменность в Западной Якутии. В дальневосточные седиментационные бассейны поступал грубообломочный материал (гравий, галька). Интенсивность формирования вулканогенных осадков на Северо-Востоке и Дальнем Востоке существенно снизилась. Максимальные мощности келловейских отложений известны на Северо-Востоке (до 800 м) и Дальнем Востоке (до 1800 м).

На севере европейской части СССР море затопило Тимано-Уральскую область и распространилось к западу (Мезенская впадина) и к югу от Тимана (см. рис. 20).

Денудационные суши Урала и Тимана, представлявшего цепь островов, по-видимому, обрамлялись узкими озерно-аллювиальными равнинами, в понижениях которых накапливались осадочные толщи. Однако позже аллювиальные и, в значительной мере, прибрежно-морские осадки краевых частей бассейна седиментации были размыты. Поэтому восстановить положение береговых линий келловейского моря, конфигурацию окружавших его эрозионно-аккумулятивных равнин и состав сформировавшихся на них осадков можно лишь весьма приблизительно.

Следы прибрежно-мелководных осадков по периферии Печорского моря сохранились вдоль юго-западной и северо-восточной его окраин. На значительной территории, примыкавшей к мелководным участкам, глубины бассейна не превышали верхнесублиторальных, что обусловило

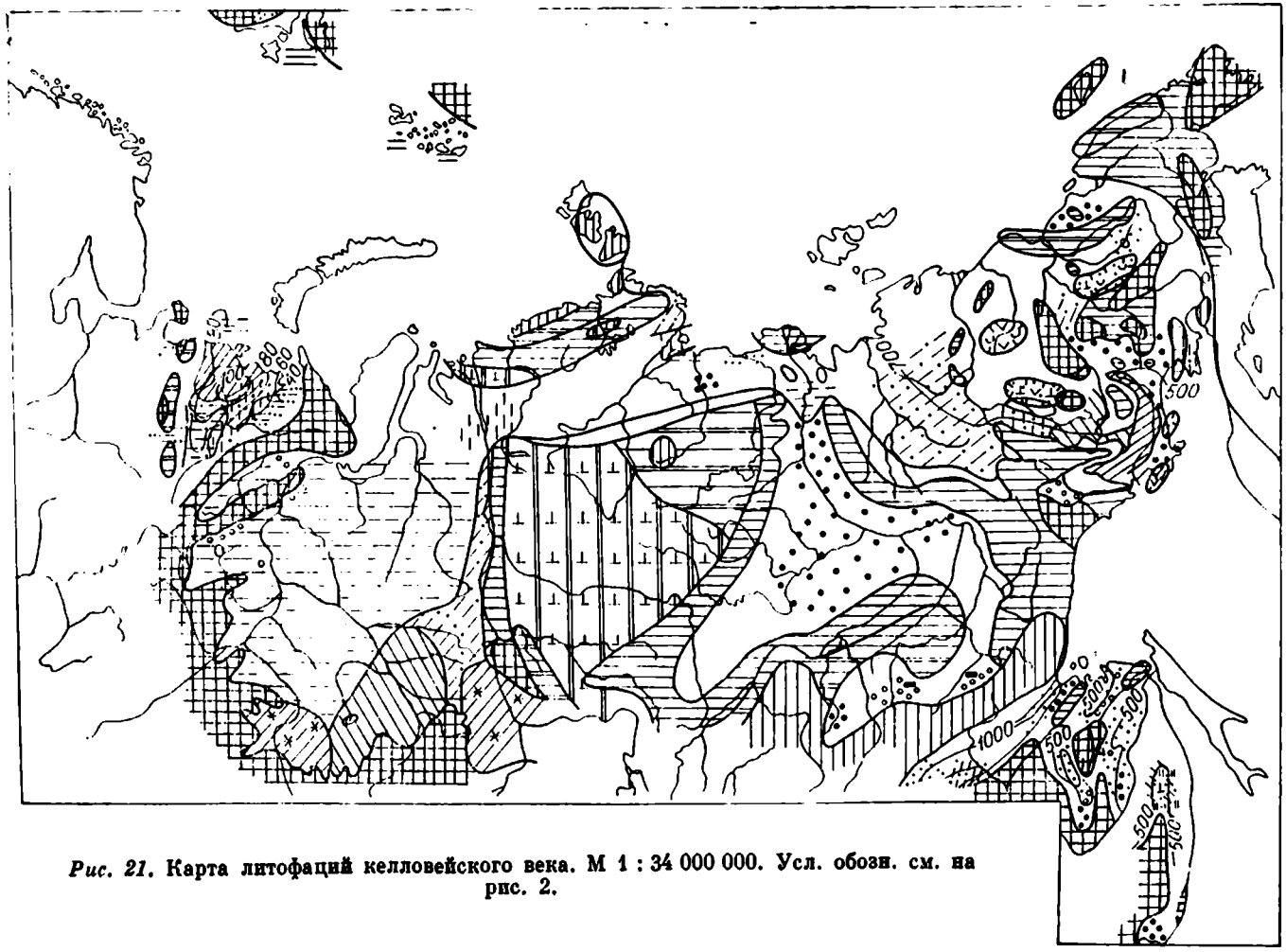


Рис. 21. Карта литофаций келловейского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

накопление довольно однообразных осадков на выровненном пологом шельфе. В северо-западной части Печорской акватории обособилась относительно глубоководная зона (возможно, нижняя сублитораль), в пределах которой формировались наиболее тонкие осадки.

В узких зонах прибрежного мелководья вдоль Тиманских островов и вблизи Уральской суши накапливались пески со значительной примесью гравия, гальки и глины. Состав осадков, присутствие в них крупных обломков древесины (стволов, ветвей), волноприбойных знаков на поверхностях напластования песчаников указывают на близость береговой линии и активную гидродинамику в зоне их накопления. Об этом свидетельствуют характерные для прибрежного мелководья сообщества бентоса. Среди двустворок здесь доминировали *Liostrea*, *Boreionectes*, *Arctica*, *Pleuromya* и др., остатки которых найдены в типично прибрежно-мелководных танатоценозах.

Следует отметить, что в пределах восточной зоны мелководья обособился участок (верховья р. Адзьвы), где отлагались в основном глины с прослоями песков и глинистых песков. По-видимому, осадконакопление происходило здесь при ослабленной гидродинамике. На этом участке могла существовать лагуна, частично отшнурованная и защищенная от активной волновой деятельности, характеризующей зоны прибрежного мелководья [Захаров, Юдовный, 1974]. Резкое сокращение разнообразия и количества фораминифер, отмеченное С. П. Яковлевой для этих своеобразных толщ, может служить косвенным подтверждением их лагунного генезиса.

На обширных удаленных от берега мелководьях морского бассейна на юге и западе отлагались глины с прослоями глинистых песков и песков, иногда с гравием и галькой в основании слоев. В северо-восточном направлении они замещались чередующимися глинисто-алевритово-песчаными осадками с глауконитом.

В сообществах изобильного и разнообразного в этой зоне моря бентоса доминировали *Meleagrinella*, *Aguilerella*, *Oxytoma*, *Modiolus* и др.— типичные представители ассоциаций верхней и средней сублиторали.

Преимущественно глинистые осадки с прослоями алевритов и глинистых песков формировались в северо-западных районах моря, указывая на относительную глубоководность этой зоны. Однако в районе о-ва Колгуева отлагались глины с прослоями алевритов, тонкая горизонтальная слоистость которых и многочисленные следы илоедов свидетельствуют об относительной приподнятости этого участка шельфа.

В неглубоком море к западу от Тиманских островов (Мезенская впадина) накапливались глины и глинистые пески (р. Пеша).

Мощности формировавшихся в келловее отложений возрастали от окраин к внутренним районам Тимано-Уральского бассейна. Наиболее мощные осадочные толщи образовались в северо-западной части Печорского моря, в районе, оконтуриваемом изопахитой 100 м (участок рек Шапкина, Лая и Колва).

Невысокие денудационные равнины (Балтийская суша, Тиманские острова и Урало-Новоземельская суша) поставляли обломочный материал в седиментационный бассейн (рис. 21).

На севере Печорское море сливалось с Баренцево-Карским. Следы этого моря запечатлены в осадках на Западном Шпицбергене, на о-ве Вильгельма, Земле Франца-Иосифа и на Новой Земле [Стратиграфия..., 1976].

На Западном Шпицбергене (мысы Фестнинг-Содден, Сассен-Фиорд, Ван-Кейлен-Фиорд) морские келловейские отложения представлены мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами с прослоями алевролитов, замещающихся глинистыми алевритами. В осадочной толще, мощность которой изменяется от 35 до 50 м, встречаются конкреции сиде-

рита [Пчелина, 1965а]. Здесь обнаружены аммониты, свидетельствующие о нормально-морском генезисе осадков. На о-ве Вильгельма келловею соответствует верхняя часть пачки аргиллитов мощностью 5,5 м с фораминиферами [Клубов, 1965].

На Земле Франца-Иосифа известны только раннекелловейские глины с конкрециями известняков (о-в Гукера) или фосфоритов (о-в Нортбрук), с аммонитами, мощностью до 20 м [Стратиграфия..., 1976].

В северную часть Баренцево-Карской акватории обломочный материал поступал с ограничивающей ее обширной суши (срединно-арктическая суша) и с прилежащих возвышенных островов (см. рис. 20).

В Западной Сибири в келловее началась трансгрессия, и к концу века были затоплены эрозионно-аккумулятивные низменности, фрагменты которых сохранились лишь на западе, юго-востоке и востоке.

Относительно выровненный рельеф дна неглубокого (верхняя — средняя сублитораль) моря почти повсеместно обусловил накопление однородных алевритово-глинистых илов с глауконитом и растительным детритом. Разнообразие биоты этого бассейна: аммониты (*Cadoceras*, *Longaevicezas*), белемниты, фораминиферы — свидетельствует о нормально-морском режиме бассейна. Острова, располагавшиеся в акватории, соответствовали Пуннепскому, Даниловскому, Тобольскому и другим поднятиям [Атлас..., 1976]. С развитием келловейской трансгрессии в Ляпинском прогибе образовался мелководный морской залив, глубоко вдавшийся в Уральскую сушу. Изоляция залива большими массивами суши способствовала распреснению вод в прибрежной зоне. В нем формировались толщи преимущественно глинистых осадков с примесью растительного детрита. Вдоль побережий накапливался более грубый материал — конгломераты, песчаники с глауконитом, обломками раковин, что было связано с близостью областей сноса и активной гидродинамикой прибрежного мелководья.

На юге Западной Сибири, где море глубоко проникло в Казахскую сушу, также образовался опресненный залив. В нем формировались красноцветные алевритово-песчано-глинистые осадки, не содержавшие остатков фауны.

На неширокие прибрежных равнинах, примыкавших к Западно-Сибирскому морю, накапливались алевритово-глинистые на западе и песчано-алевритово-глинистые на юго-востоке осадки. Присутствие в отдельных прослоях двустворок, белемнитов, аммонитов и фораминифер указывает на периодические ингрессии моря на прибрежные низменности.

Узкая полоса озерно-аллювиальной равнины, примыкавшей к морю на юго-востоке и востоке, вероятно, была сформирована крупной речной системой, бравшей начало в Алтае-Саянской области. В нижней части озерно-аллювиальной равнины осадконакопление происходило в основном в пределах широких заболоченных пойм, дельт, что привело к преобладанию тонкозернистых осадков (алевриты и глины) (рис. 21). В этих толщах отмечаются красноцветные прослои.

Мощность келловейских отложений в западной и центральной частях Западной Сибири составляет 5—20 м. По окраинам она увеличивается до 50—80 м.

Рельеф областей сноса, окружавших Западно-Сибирский бассейн, в целом был унаследован с батского века (см. рис. 17, 20). Дополнительные источники обломочного материала сформировались в келловее на западе: Северо-Сосьвинская и Туринская денудационные суши.

Основными поставщиками обломочного материала для юго-восточной части седиментационного бассейна были Алтае-Саянская область и, возможно, Енисейский кряж.

Таблица 12

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам в келловее

Биономическая зона	Район			
	Усть-Енисейский	Восточно-Таймырский	Острова Бегичева	Анабарский
IIIб	Ассоциация *Arctica — Liostrea*			Ассоциация *Arctica — Liostrea*
IIIа	Ассоциация *Meleagrinella — Pleuromya*			
IIб	Ассоциация *Grammatodon — Thracia*		Ассоциация *Grammatodon — Thracia*	
IIа				
Iб	Ассоциация *Nuculana — Malletia*		Ассоциация *Nuculana — Malletia*	
Iа	?			

Келловейская трансгрессия увеличила площадь Хатангского моря, соединив его в Усть-Енисейском районе с Западно-Сибирским бассейном. В Усть-Енисейской акватории, открывавшейся на запад и на восток (см. рис. 20), накапливались тонкогоризонтально- и линзовидно-слоистые алевриты точинской свиты с подчиненными прослоями глин и песков, с растительным детритом и обломками деревьев [Карцева и др., 1971]. Примесь глинистого или песчаного материала в алевритах распределялась неравномерно. Ориктоценозы точинской свиты изобильны и разнообразны: аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы. Мощность точинской свиты варьирует по латерали от 14 до 200 м [Карцева и др., 1971].

Состав осадков, их структурно-текстурные признаки и таксономическое разнообразие остатков фауны свидетельствуют о небольших глубинах и нормально-морских условиях Усть-Енисейской акватории.

Келловейская катена бентоса Усть-Енисейского моря была хорошо дифференцирована (табл. 12). Полная последовательность звеньев катены на мелководье — показатель широких пологих зон на шельфе Усть-Енисейского и соседних районов. Уклоны дна возрастали лишь в центральных, наиболее глубоких зонах моря, располагавшихся, возможно, на западе и северо-западе от Таймырской суши, откуда в моменты максимума ингрессий в Усть-Енисейскую акваторию проникал глубоководный бентос. Прибрежное мелководье было заселено ассоциацией *Liostrea — Arctica*, а в сообществах двустворок удаленной от берега верхней сублиторали доминировали *Meleagrinella* и *Pleuromya*. Для средней сублиторали была характерна ассоциация *Grammatodon — Thracia*, которая соседствовала с нижнесублиторальной ассоциацией *Nuculana — Malletia*, заселяющей глубоководную зону северосибирских морей еще со средней юры.

Периодические ингрессии перемещали северную и южную береговые линии вглубь, изменяя тем самым площади зон с разным седиментационным режимом.

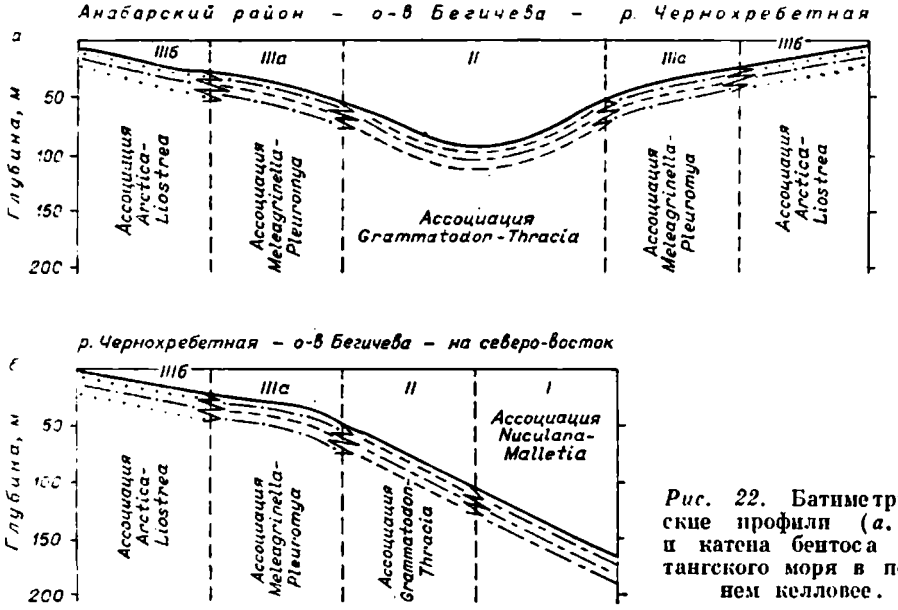


Рис. 22. Батиметрические профили (*а*, *б*) и катена бентоса Хатангского моря в позднем келловее.

У восточнотаймырского побережья Хатангского моря в келловее формировались толщи преимущественно алевритовых осадков с примесью песчаного и глинистого материала, в верхней части обогащенные ракушниками. Мощность их более 60 м [Стратиграфия..., 1976]. В целом состав осадков, разнообразие и тафономические особенности ориктоценозов свидетельствуют о небольших глубинах Притаймырского шельфа в келловее. Причем, судя по последовательности ориктоценозов в разрезах (р. Чернохребетная), здесь сменяли друг друга две ассоциации: прибрежная (*Liostrea — Arctica*) и удаленная от берега верхнесублиторальная (*Meleagrinella — Pleuromya*) (табл. 12). Следовательно, притаймырский шельф был равнинным, с очень широкой зоной мелководья, протягивающейся при регрессиях до района о-ва Бегичева (рис. 22). Хатангский шельф был максимально погружен в осевой зоне моря, где глубины иногда достигали нижнесублиторальных (о-в Бегичева, Анабарская губа, п-ов Юрюнг-Тумус) [Каплан и др., 1979]. В районе о-ва Бегичева отлагались преимущественно алевриты с примесью песчаного и глинистого материала, с многочисленными остатками бентоса, таксономическое разнообразие и количественное изобилие которых возрастали в течение келловея. Мощность сформировавшихся здесь толщ превышает 60 м [Стратиграфия..., 1976; Каплан и др., 1979]. В ориктоценозах трансгрессивно-регрессивных циклитов хорошо зафиксировано продолжение катены бентоса притаймырского борта Хатангского моря. При трансгрессиях ассоциации *Meleagrinella — Pleuromya* (верхняя сублитораль), *Grammotodon — Thracia* (средняя сублитораль) и *Nuculana — Malletia* (нижняя сублитораль) сменяли одна другую, свидетельствуя о возрастании крутизны шельфа в центральных глубоководных частях моря (табл. 12, рис. 22). Не обнаружено следов ассоциации прибрежного мелководья, следовательно, в келловее этот район не осушался.

Осадочные толщи, сформировавшиеся на противоположном борту Хатангского шельфа — вдоль Сибирской суши, хорошо представлены в Анабарском районе. Здесь отлагались глины и алевриты (Анабарская губа до 130 м), сменявшиеся по мере приближения к Сибирской суше алев-

ритами и песками (р. Анабар — до 50 м мощностью). Причем к концу келловея грубозернистость прибрежных осадков (р. Анабар) возросла, в них увеличилось количество гальки, крупных обломков и стволов деревьев. Эти особенности осадка, а также сокращение мощности и наличие стратиграфических несогласий в приплатформенных разрезах свидетельствуют о периодическом осушении прибрежных зон в течение келловея. Обильные и разнообразные тафоценозы южного борта Хатангского моря формировались как за счет остатков бентоса (двустворки, фораминиферы), так и за счет обитателей пелагиали (аммониты, белемниты).

Катена бентоса, зафиксированная трансгрессивно-регрессивной сменой ориктоценозов в приплатформенных и усть-анабарских разрезах, аналогична Таймырско-Бегичевской (табл. 12). Следовательно, мелководье вдоль Сибирской суши также было обширным и равнинным. Крутизна шельфа возрастала в центральной (осевой) зоне (см. рис. 22). Таким образом, поперечный профиль шельфа Хатангского моря был почти симметричным.

Таймырская и Среднесибирская суши в келловее — возвышенности с участками денудационных равнин.

На востоке акватории, где формировались глинисто-песчаные осадки мощностью более 40 м (Оленекский залив вблизи п-ова Станнах-Хочо) [Стратиграфия..., 1976], Хатангское море соединялось с северо-восточными морями.

Палеоландшафт Западной Якутии в келловее существенно перестроился: на большей части ее территории установился континентальный режим. Нормальный морской мелководный бассейн сохранялся только на севере (низовья Лены). Здесь в раннем келловее накапливались вначале пески, позднее — глины или глинистые алевриты и обитали разнообразные двустворки, а в пелагиали — аммониты и белемниты.

Южнее, на территории, протянувшейся до устья р. Атыыр-Айана, куда море заходило в виде залива, формировались мелкозернистые пески с прослоями алевритов и глин.

К востоку от залива, на обширной территории вдоль денудационной Верхоянской суши, заложилась предгорная впадина, которая интенсивно заполнялась молассовыми осадками фаций предгорных равнин, временных потоков, сменявшимися в течение келловея озерно-аллювиальными. На отдельных участках (реки Бегиджан, Ляписке и др.) накапливались разнозернистые неслоистые пески с неокатанными обломками древних осадочных пород (фации временных потоков), переслаивающиеся тонкозернистыми песками с мелким растительным детритом. Остальную территорию Западной Якутии в келловейском веке занимала озерно-аллювиальная низменность, на которой формировались преимущественно песчаные осадки (см. рис. 21). В конце века она была покрыта многочисленными озерами и болотами, в которых накапливались алевритовые, глинистые и сапропеловые илы, а также торфяники.

Максимальные мощности келловейских отложений известны в восточной части Приверхоянского прогиба, где на отдельных участках они превышают 200 м (реки Менкере, Ляписке и др.). В Вилюйской синеклизе мощности келловея в среднем составляют 40—60 м, увеличиваясь во впадинах до 80—160 м. На Южно-Якутской озерно-аллювиальной низменности на протяжении келловея накапливались пески, реже алевриты и глины с пластами угля (нижние слои кабактинской свиты) мощностью до 800 м.

Областями сноса были возвышенности, а кое-где и низкие горы (Лено-Алданская гряда, Байкало-Патомская суша), окружавшие седиментационный бассейн с запада и юга. Вдоль восточной окраины в келловее

образовалась единая крупная область сноса — Верхоянская возвышенность с низкими горами в центральной ее части.

Существенно изменилась в келловее география северо-востока Азии. Резко сократилась площадь Иньяли-Дебинской глубоководной впадины. Значительная часть Колымской суши была затоплена морем: остались лишь отдельные острова. В результате море Черского и Колымское море слились в единую обширную акваторию, глубины которой в основном превышали нижнесублиторальные (см. рис. 20). Образовавшееся море изобиловало островами с возвышенным, иногда гористым рельефом, окруженными узкими мелководными зонами (верхняя сублитораль). Наибольшие глубины были по-прежнему в Иньяли-Дебинской впадине, где они, по-видимому, превышали сублиторальные. Отсутствие крупных массивов суши и обширные площади глубоководных выровненных зон обусловили относительно однообразный состав келловейских толщ Северо-Востока. Почти повсеместно отлагались терригенные осадки, среди которых преобладали алевриты, тонко- и мелкозернистые пески в основном кварцево-полевошпатового состава, а в южной части моря преимущественно полимиктовые. Глины образовывали, как правило, подчиненные прослои, иногда относительно мощные пласты и горизонты. Довольно часто, особенно в южной части моря, сортировка обломочного материала была сравнительно слабой; здесь отлагались глинистые пески, песчанистые илы и глины. Весьма характерные субаркозовые мелко- и среднезернистые пески накапливались в северо-восточных районах акватории. В прибрежных зонах недалеко от возвышенных (гористых) островов в толще осадков формировались линзы, прослои, реже пачки и горизонты гравийных и галечных образований. Максимальное их количество было в западной части моря (на междуречье Моллы и Колымы) и очень небольшое — на востоке (левобережье р. Большой Анюй).

В отдельных районах моря в формировании осадков участвовал вулканогенный материал. В целом вулканические процессы на Северо-Востоке в это время широкого распространения не получили и имели место лишь в отдельных, сравнительно небольших и разобщенных между собой районах: на междуречье Омолона и Большого Анюя, в верхнем течении р. Алазеи, на левобережье среднего течения Колымы, в районе п-ова Пьягина и к северо-востоку от него. Повсеместно их продукты были среднего и основного состава и лишь изредка, в небольших количествах — кислого. Преобладали пепловые туфы, значительно реже происходили излияния лав базальтов и андезитов. В северных районах временами деятельность вулканов никак не проявлялась, а в южных (Приохотье) извержения происходили чаще.

Мощности отложений, сформировавшихся в келловейском море на Северо-Востоке СССР, довольно выдержаны по площади и составляют 500—800 м осадков. Лишь на отдельных участках в северо-западной части моря, испытавших наиболее интенсивное прогибание, в келловее накопилось до 1000—1500 м песков и алевритов.

На Верхоянской и Охотской сушах, ограничивавших Северо-Восточное море с запада и юга, участки денудационного рельефа сочетались с низкогорьем и даже высокогорьем (Охотская суша). Существенно расширилась расположенная на востоке выровненная и невысокая Эскимосская суша. Она полого понижалась в сторону моря и постепенно переходила в низкую аккумулятивную равнину.

Многочисленные крупные и мелкие невысокие (до 200—500 м) острова Северо-Восточного моря нередко были низменными у побережий. Только в западной части моря (на междуречье верхних течений Колымы и Индигирки) и, возможно, близ юго-восточного побережья (бассейн р. Таловки) острова были гористыми (500—1000 м).

В конце позднего бата или в начале келловея (более точной датировки из-за эндемизма аммонитовой фауны дать нельзя) с мощной трансгрессией начались географические преобразования Дальнего Востока. Эта трансгрессия восстановила морской режим почти на такой же по площади территории, что и в средней юре.

В связи с предпозднеюрскими движениями резко обмелела северная часть Сихотэ-Алинского моря (до левобережья Амура). Здесь накапливались разнозернистые глауконитовые пески, гравий, галечники, обломки пород (до 900 м). Грубозернистый характер осадков, обилие растительного детрита, прослои и линзы углефицированных сланцев и углей свидетельствуют о мелководности моря и о близости расчлененной суши. Поднятия в конце средней юры привели к расширению островной суши в районе Буреинского хребта, к увеличению ее высот и формированию здесь расчлененного горного рельефа. Помимо этого основного источника питания терригенный материал поставляли периодически возникавшие низкие острова.

В центральной части Сихотэ-Алинского бассейна (Северный Сихотэ-Алинь) сохранилось глубокое море, в котором накапливались флишоидные толщи, и в меньшей степени —кремнисто-вулканогенные образования.

Вероятно, на непродолжительное время был восстановлен морской режим в южной части Сихотэ-Алинского моря, хотя следов трансгрессии здесь не сохранилось. В Южном Приморье возобновился морской режим в восточной части залива (Сучанский прогиб), где отлагались маломощные (130 м) среднезернистые плохо отсортированные пески с прослоями мелкого галечника [Окунева, Железнов, 1977]. На западе (Суйфунская зона) на низменной озерно-болотной равнине накапливались тонкопереслаивающиеся пески и илы (230 м) с маломощными линзочками углей и обильными остатками растений [Бакланова и др., 1971].

В конце позднего бата — начале келловея Сихотэ-Алинское море, по-видимому, трансгрессировало к юго-западу в Нижне-Бикинский прогиб и далее в Китай. Здесь образовался глубоко вдающийся в сушу широкий залив с нормально-солеными водами, на что указывает присутствие головоногих моллюсков в составе населявшей его биоты. Источником питания для формировавшихся здесь осадков служила центральная Сихотэ-Алинская горная гряда. Площадь и высоты ее в келловее значительно возросли, обеспечив поставки обломочного материала в акватории к востоку и западу.

Трансгрессия конца бата — начала келловея восстановила Джагдино-Амгунское море, на восточном мелководье которого отлагались грубозернистые осадки — пески, гравий, галечники и обломки пород, редко — алевриты (до 700 м) (см. рис. 21).

Вновь образованный Удской залив имел очертания, близкие к среднеюрскому. В восточной, открытой части залива (район Охотского побережья и бассейн р. Уды) сохранился морской режим. Отложения галечников и грубозернистых песков на начальных этапах трансгрессии сменялись по мере ее развития формированием толщ мелкозернистых песков и алевритов (до 1000 м). В западной части акватории (Верхнее Приамурье) вдоль южной окраины бассейна положение береговой линии было неустойчивым: мелкое море, по-видимому, неоднократно опреснялось и осушалось с образованием прибрежной аккумулятивной равнины (см. рис. 20). Свидетельством этого служит смена в разрезе слоев с раковинами стеногалинных аммонитов слоями с раковинами эвригалинных двустворок, а выше — слоями, насыщенными остатками наземных растений. Начало трансгрессии здесь знаменовалось накоплением галечников, гравия и грубозернистых песков, которые затем сменялись разнозернистыми, часто вулканомиктовыми песками (около 1000 м).

Терригенный материал в Удской залив поступал в основном с севера: в восточные районы со Становых гор, где размывался гранитогнейсовый комплекс, в западные — с Пристановой возвышенности, сложенной породами палеозоя и юры. Дополнительными поставщиками материала для западной части залива служили Восточное Забайкалье и Китайская платформа, откуда приносился вулканомиктовый материал, и внутренние острова: Инимский, Гонжинский и др.

В границах, близких к максимальным, было восстановлено Буреинское море. Трансгрессии сопровождались накоплением мощных галечников и валунников в краевых частях бассейна и грубых песков в центральной части. После стабилизации морской обстановки на интенсивно прогибающемся шельфе началось отложение граувакковых песков и алевритов (до 1800 м). Неустойчивость тектонического режима, характерная в поздней юре для всей территории Дальнего Востока, отчетливо проявилась в Буреинском районе. Уже в раннем келловее воздымание территории привело к значительному сокращению Буреинской акватории и преобразованию ее в полузамкнутый, постепенно опреснявшийся водоем, в котором накапливались однообразные тонкие алевритовые и глинистые осадки (около 600 м). Присутствие в разрезе отдельных прослоев с морской фауной указывает на периодические и кратковременные ингрессии моря. Вероятно, в конце раннего келловея на окончательно осушенной территории образовалась низкая заболоченная аккумулятивная равнина, на которой формировались угленосные осадки (порядка 300 м).

Основным источником обломочного материала для Буреинского седиментационного бассейна в поздней юре стала горная суша, образовавшаяся на востоке от него. На ней размывались разнообразные породы протерозоя и палеозоя. Подвижки возобновили вулканическую деятельность в этом районе: пепловый материал образует постоянную примесь в осадках вплоть до туфовых пропластков. Местами отмечаются линзообразные прослои кислых эффузивов. По-видимому, центры излияний находились вблизи береговой линии бассейна.

Интенсификация тектонической деятельности в поздней юре оживила вулканические процессы на севере региона в пределах горной страны Становика — Джугджура. Здесь образовался ряд грабенообразных впадин в виде заболоченных котловин, в которых наряду с основными и средними вулканитами накапливался вулканогенно-осадочный и осадочный материал со следами угленосности (около 500 м).

Позднебатская регрессия и обширная трансгрессия на границе средней и поздней юры стали переломным моментом в развитии биоты дальневосточных морей. С трансгрессией связана новая волна расселения аммонитов-эндемиков. Резко возросло разнообразие бентоса. С регрессивным этапом связан кризис митилоцерамид на Дальнем Востоке: в конце позднего бата — начале келловея они почти полностью были вытеснены из сообществ бентоса представителями других групп двустворчатых моллюсков. Господствующее положение захватили брейнектесы, камптонектесы, мелеагринеллы, модиолусы, изогномоны, буреймии, грамматодоны, танкредии. Вновь сформированные разнообразные сообщества бентоса быстро освоили дальневосточные мелководные бассейны, придя на смену митилоцерамовой фауне.

Оксфордский век

Рельеф Северной Евразии в оксфордском веке сохранился от келловея. На западной половине территории морские бассейны существовали почти в тех же границах, что и в келловейском веке (рис. 23). В Тимано-Уральской области кратковременный, но резкий подъем в начале поздне-

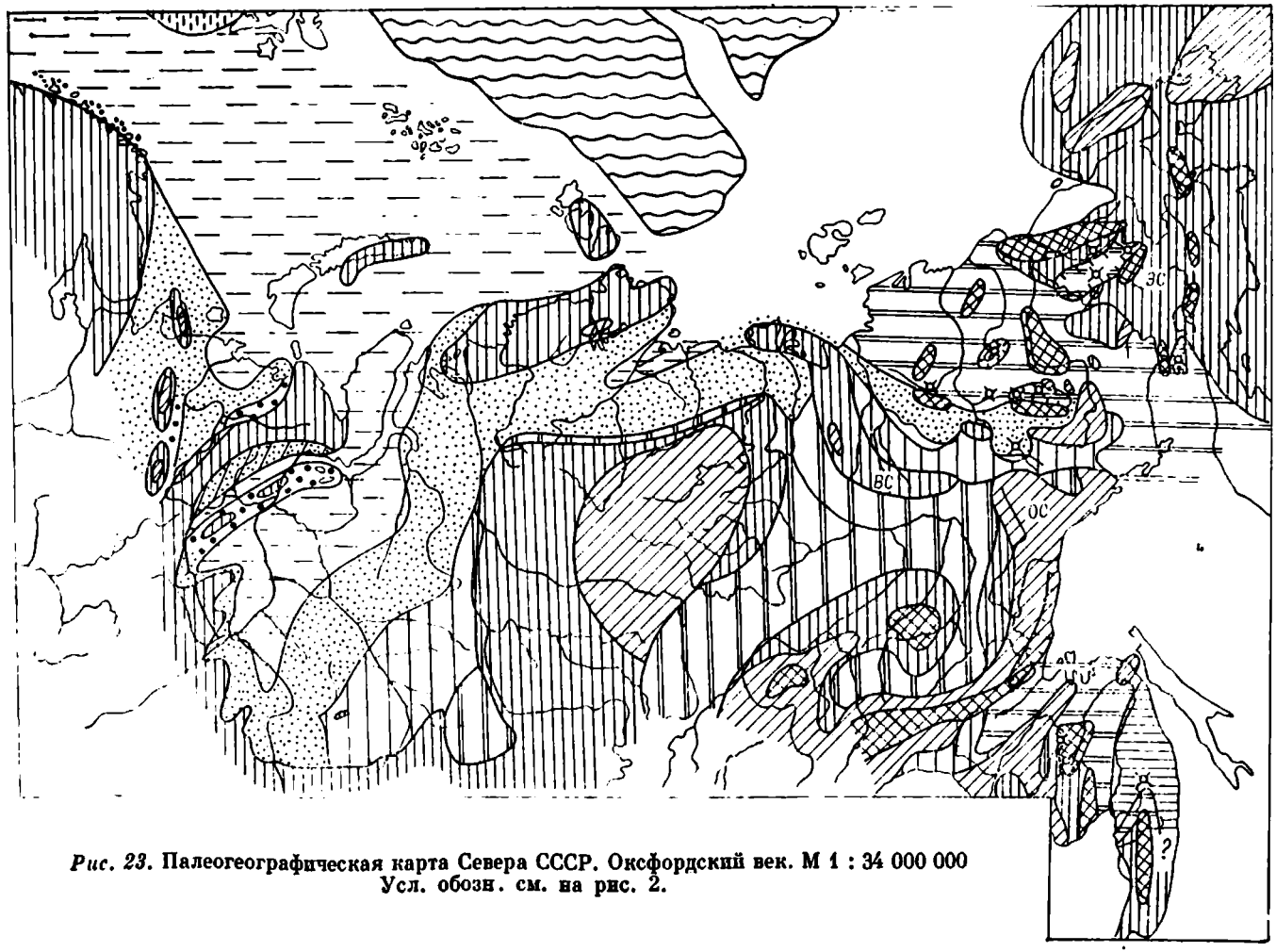


Рис. 23. Палеогеографическая карта Севера СССР. Оксфордский век. М 1 : 34 000 000
Усл. обозн. см. на рис. 2.

го оксфорда уничтожил более древние оксфордские и, частично, келловейские отложения. Однако уже к середине позднего оксфорда границы и глубины моря соответствовали келловейским.

В Западной Сибири в оксфордском веке море углубилось на значительной площади.

В восточной части Енисей-Хатангского междуречья в оксфорде накапливались преимущественно морские осадки, которые местами были размыты. Так, в бассейне р. Хеты и на п-ове Пахса отсутствуют отложения нижнего оксфорда, в бассейне Хеты, на п-ове Пахса и р. Анабар нет различных горизонтов верхнего оксфорда, хотя, судя по находкам фауны, морской режим в это время существовал [Стратиграфия..., 1976].

В низовьях Лены в течение оксфорда развивалась регрессия. В раннем оксфорде на юге море сократилось, в позднем оксфорде оно отступило к северо-западу и восточная окраина Сибирской платформы полностью стала сушей.

На северо-востоке Азии акватории существенно сократились за счет осушения ее окраин, хотя глубины моря не изменились. На Дальнем Востоке в результате регрессии резко сократились Сихотэ-Алинское, Джагдино-Амгунское моря и западная часть Удского залива. Море отступило за пределы Буреинского прогиба, который превратился в озерно-аллювиальную низменность.

В западной половине Северной Евразии в Тимано-Уральском, Западно-Сибирском, Северо-Сибирском осадочных бассейнах в оксфорде увеличился объем алевритового и, особенно, песчаного материала. Характерная особенность седиментации этого времени — широкое развитие глауконитово-лептохлоритовых осадков, а также фосфоритов.

На северо-востоке Азии и на Дальнем Востоке, как и ранее, формировались терригенные осадки, среди которых значительно увеличилось содержание вулканогенных разностей (рис. 24).

Максимальные мощности оксфордских отложений известны на северо-востоке Азии (до 1500 м) и на Дальнем Востоке (до 1800 м). Для оксфордского века, особенно для второй его половины, характерны неоднократные и значительные палеогеографические перестройки.

В оксфордском веке на севере европейской части СССР границы Печорского моря и распределение глубин в нем были унаследованы от келловея (см. рис. 23). Непродолжительный, но быстрый подъем территории в начале позднего оксфорда привел к почти повсеместному размыву нижней большей части среднеоксфордских, а местами и верхнекелловейских отложений. Однако уже в середине позднего оксфорда море восстановилось в границах позднекелловейского.

На широком мелководье вдоль Тиманских островов отлагались глины, глинистые известняки с гравием и мелкой галькой, а также пески. В осадках присутствуют глаукониты, оолиты окислов железа, подтверждающие их формирование в условиях активной гидродинамики вблизи береговой линии. Фосфоритовые стяжения с келловейскими и нижнеоксфордскими аммонитами в основании верхнеоксфордских известняков на р. Ижме могли образоваться в условиях подводного размыва подстилающих отложений. По-видимому, вдоль Тимана могли сохраниться небольшие останцы нижнего оксфорда, о чем свидетельствует находка *Cardioceras* в верховьях р. Ижмы [Бодылевский, 1963].

В оксфордском веке значительно увеличились площади мелководья вдоль восточной окраины Уральской суши. Состав накопившихся здесь осадков (галечники, пески с галькой, гравием и в подчиненном количестве глинистые алевриты и алевритовые глины с глауконитом) свидетельствует об условиях активной гидродинамики вблизи береговой линии. Для

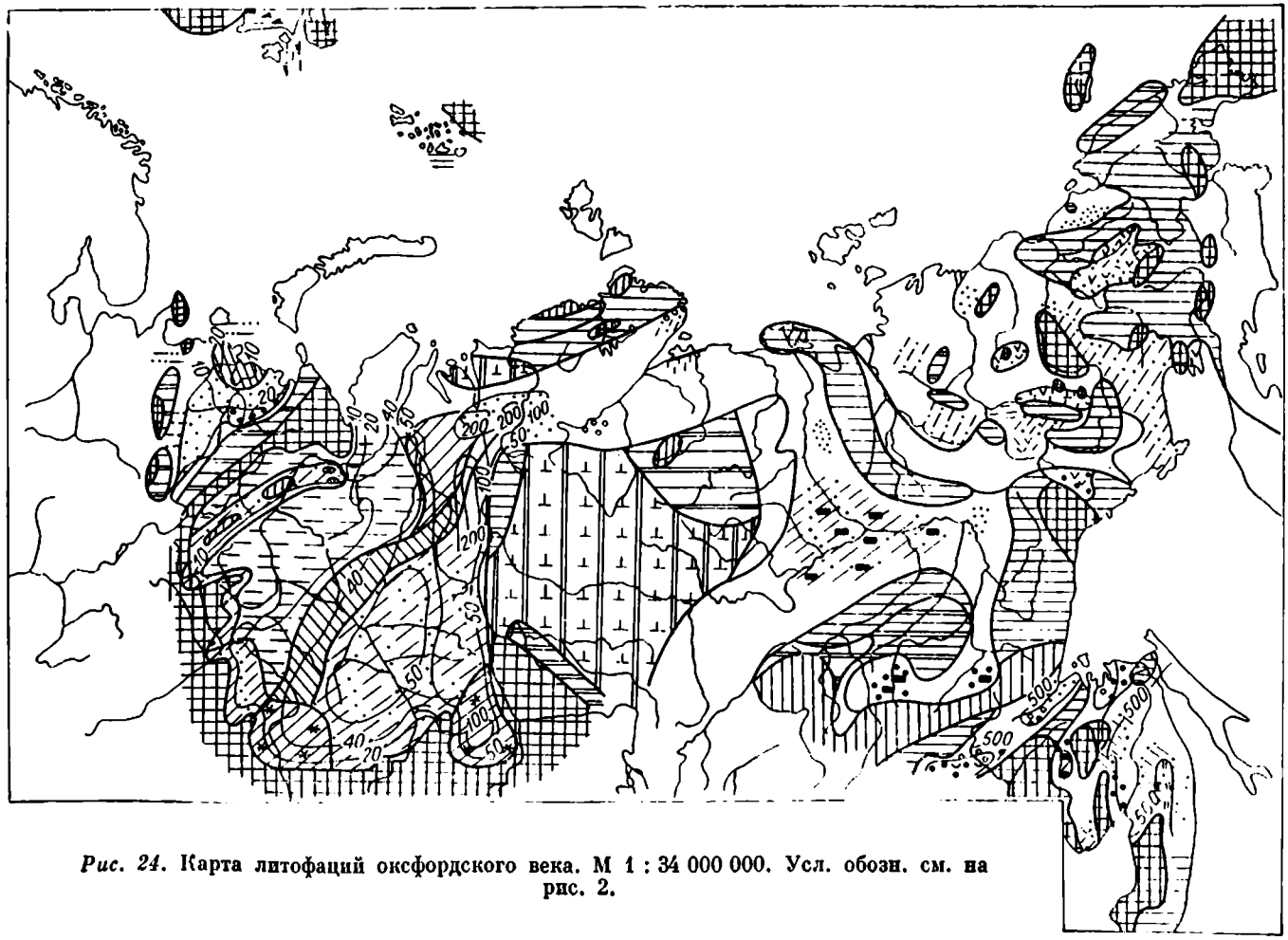


Рис. 24. Карта литофаций оксфордского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

8 Заказ № 440

отдельных участков оксфордского моря (реки Ижма, Адзьва) характерны карбонатные оолиты, также являющиеся показателями мелководности и подвижности среды осадконакопления.

На юге Печорского моря, к востоку от полосы мелководья, глубины, по-видимому, несколько увеличивались, о чем свидетельствует уменьшение размерности зерна осадков: здесь отлагались алевриты и пески. Вероятно, на таких же глубинах накапливались алевриты, пески с глауконитом и оолитовые лептохлоритовые осадки в широкой зоне, примыкавшей с запада к восточному мелководью. Повсеместное распространение оолитовых лептохлоритовых осадков указывает на относительную мелководность этой части моря.

В районе о-ва Колгуева и к западу от Тимана (р. Пеша) на относительно небольших глубинах формировались алевритовые и песчаные осадки.

Наиболее глубокая часть Печорского моря в оксфордском веке, как и в келловее, хотя несколько меньшей площади, располагалась на севере. Здесь накапливались самые тонкие осадки: глины, алевриты и глинистые пески с глауконитом (рис. 24). В Нарьян-Марском районе среди них встречаются маломощные прослои мергелей, глауконитово-сидеритовые стяжения, фосфоритовые желваки, вероятно указывающие на периодическое обмеление. Обилие остатков аммонитов, белемнитов, двустворок (16 родов), в меньшей степени — гастропод, брахиопод, богатые ассоциации фораминифер свидетельствуют о нормально-морских условиях.

Мощность оксфордских отложений в южной части бассейна седиментации не превышает 5 м, на севере она увеличивается до 25 м. Максимум мощностей (до 20 м) отмечается к югу от Нарьян-Мара, где в разрезах присутствует нижний оксфорд, а также на участке между реками Шапкина и Лая и на востоке между реками Колва и Адзьва.

Области сноса (Балтийская и Уральская суши), окружавшие морской бассейн, представляли невысокие денудационные равнины. Более возвышенные Тиманские острова поставляли обломочный материал в прилежащие части моря. Широкие проливы между островами обеспечивали сообщение между западными и восточными районами акватории (см. рис. 23).

В Баренцево-Карском бассейне на протяжении оксфорда в районе Западного Шпицбергена (мысы Фестнинг-Содден, Сасен-Фиорд, Ван-Кейден-Фиорд) накапливались битуминозные алевритистые глины с конкрециями глинистых доломитов, заключающих остатки аммонитов и двустворок. Мощность осадков до 50 м [Пчелина, 1965б]. В районе о-ва Вильгельма [Клубов, 1965] в оксфорде отлагались глинистые алевриты, обогащенные углистым детритом с конкрециями песчано-глинистого известняка, раковинами аммонитов и двустворок. Мощность осадков более 20 м.

На Земле Франца-Иосифа (о-в Земля Вильчека) формировались глинистые осадки, битуминозные в верхней части разреза, с разнообразной ранне- и позднеоксфордской фауной, свидетельствующей о нормально-морских условиях седиментации [Шульгина, Михайлов, 1979]. Мощность осадков 13 м.

На Новой Земле в различных пунктах в валунах найдена ранне- и позднеоксфордская морская фауна [Frebold, 1930; Бодылевский, 1967; Черкасов, Бурдыкина, 1979].

В Западной Сибири в оксфордском веке сохранились палеогеографические обстановки, унаследованные от келловея. Бо́льшую часть территории занимал морской бассейн, к которому на юго-востоке и востоке примыкала прибрежная низменность, сменявшаяся в юго-восточном направлении озерно-аллювиальной равниной.

Северо-Сосьвинская суша, отделявшая в келловее Ляпинский залив, превратилась в цепь небольших островов, проливы между которыми обес-

печивали свободное сообщение залива с основной акваторией. Вокруг островов, на окружавших их пляжах, накапливались грубые пески, детритовые известняки и спонголиты, а на мелководье откладывались алевритовые и глинистые илы. В осадках отмечаются аммониты, двустворки и фораминиферы [Стратиграфия..., 1976]. Вдоль западного побережья залива на восточном склоне Приполярного Урала (реки Толья, Яны-Манья) накапливались буровато-серые глины (мощностью до 60 м) с углистым детритом, стяжениями сидерита и остатками аммонитов в верхней части [Стратиграфия..., 1976]. Южнее (р. Лопсия) отлагались пески (мощностью 14 м) с пластами и тонкими линзами угля, скоплением раковин тригонилд и аммонитами самых верхов оксфорда.

Севернее, вдоль восточного склона Приполярного Урала, формировались глины с остатками аммонитов и фораминифер (мощность 5—10 м).

К востоку от Северо-Сосьвинского мелководья располагалась относительно глубокая часть (нижняя сублитораль) Западно-Сибирского моря, занимавшая внутреннюю значительно смещенную к западу зону бассейна (см. рис. 23). На этой обширной площади отлагались преимущественно глинистые осадки, иногда карбонатные, обогащенные органическим веществом, глауконитом (в верхней части), с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов, двустворок, гастропод, брахиопод и фораминифер [Атлас..., 1976].

Относительно неглубокое море занимало большую часть восточной половины бассейна седиментации. Здесь в условиях верхней сублиторали формировались глины, алевриты и пески, соотношение которых в разрезе закономерно меняется в направлении к палеоберегу: в начале увеличивается содержание алевритов, а затем песков (рис. 24). Разномерность материала, кроме того, возрастает вверх по разрезу. Осадки содержат раковины аммонитов, двустворок и фораминифер.

На прибрежной равнине, примыкавшей к морю с юго-востока и востока, периодически затоплявшейся, накапливались пески, алевриты и глины, среди которых в восточном направлении увеличивалось содержание песков. В осадках континентального генезиса встречаются прослои морских и прибрежно-морских отложений с двустворками, белемнитами, аммонитами и фораминиферами. В Туруханско-Ермаковском районе в осадках присутствуют глауконит, лептохлориты, иногда фосфориты, растительный детрит, свидетельствующие о формировании их на морском мелководье.

Озерно-аллювиальные отложения в юго-восточной части Западной Сибири (Чулымо-Енисейский район) сложены пестроцветными алеврито-песчано-глинистыми осадками. Мощность оксфордских отложений в Западной Сибири в среднем составляет 30—50 м.

Уральская, Казахская, Алтае-Саянская и Среднесибирская обрамлявшие сушу представляли собой невысокие денудационные равнины, о чем свидетельствует тонкозернистость накопившихся в прилежащих районах осадков. На западе дополнительным источником сноса служили острова Северо-Сосьвинского архипелага и Туринская денудационная суша.

В низовьях Енисея в оксфордском веке, как и в келловее, осадконакопление происходило в условиях неглубокого моря (верхняя сублитораль), свободно соединявшегося с акваториями на западе и на востоке. Здесь накапливались чередующиеся пески и алевриты с прослоями глин. Характерно присутствие глауконита, лептохлоритов. Песчаные разности плохо отсортированы, содержат гравий и гальку, конкреции сидерита, фосфоритов, обломки древесины, обугленные растительные остатки. Отмечается линзовидная и косая слоистость. Мощность оксфордских отло-

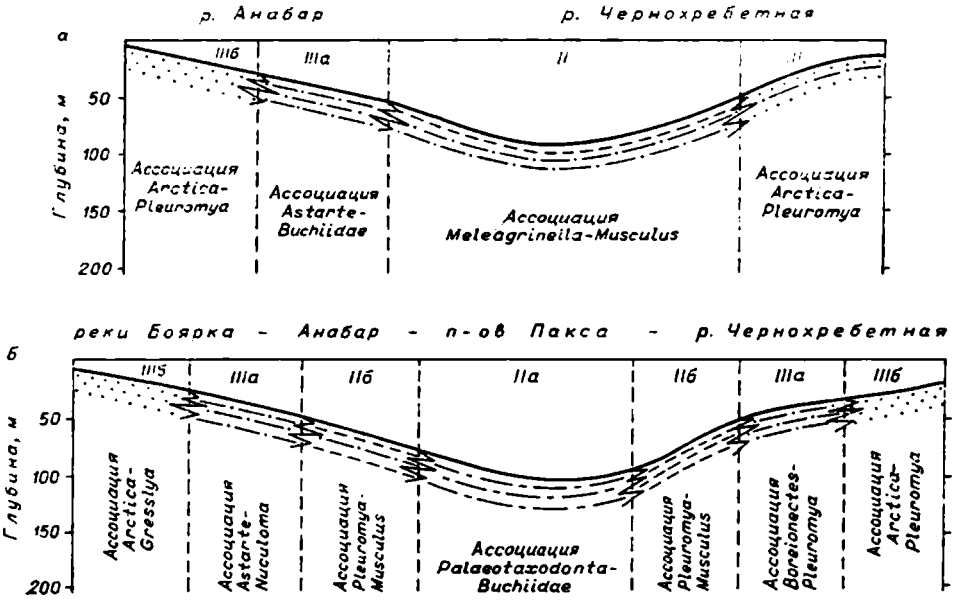


Рис. 25. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в оксфорде (*а* — ранний, *б* — поздний). Усл. обозн. см. на рис. 8.

жений 2—153 м [Карцева и др., 1971]. Состав осадков, их текстурные особенности, присутствие остатков морской фауны (аммонитов, двустворок и и фораминифер) подтверждают формирование в неглубоком море при активной гидродинамике.

В восточной части Енисей-Хатангского междуречья в начале оксфорда палеогеография не отличалась существенно от позднекелловейской (см. рис. 23). Однако уже в раннем оксфорде обстановки средней сублиторали переходного между келловеем и оксфордом времени сменились относительно мелководными (Восточный Таймыр и р. Анабар). Повсюду нижний оксфорд представлен песчаными породами. Пески часто плохо отсортированы, алевритистые или алевритовые, иногда содержат мелкую гальку (р. Анабар), прослои ракушняка (Восточный Таймыр, р. Чернохребетная), карбонатные конкреции. В них отмечаются обломки обугленной и минерализованной древесины. Осадки заключают типично морскую многочисленную и разнообразную фауну — аммонитов, двустворок, брахиопод, гастропод, белемнитов, фораминифер [Стратиграфия..., 1976].

В рассматриваемом оксфордском бассейне, по-видимому, отсутствовала относительно глубоководная зона. До сих пор в пределах Енисей-Ленского междуречья не обнаружены осадки глубоководного генезиса и не известны сообщества нижней сублиторали. Батиметрический профиль, реконструированный на основе анализа описанных донных сообществ поперек раннеоксфордского бассейна седиментации, показан на рис. 25, *а*.

Донные сообщества раннего оксфорда повсюду представлены мелководно-морскими ассоциациями очень слабо дифференцированными на площади. С трудом удается вычленить среднесублиторальную ассоциацию относительно реафобных фильтраторов высокого уровня: *Meleagrinella — Musculus* (табл. 13). Мелководные ассоциации встречены в двух районах — на реках Анабар и Чернохребетная (Северо-Восточный Таймыр). Сравнительный тафономический и палеоэкологический анализ показыва-

Таблица 13

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам Хатангского бассейна в оксфорде

Биономическая зона	Ранний оксфорд		Поздний оксфорд			
	Район					
	р. Анабар	Восточный Таймыр	р. Боярка	р. Анабар	п-ов Пахса	Восточный Таймыр
IIIб	Ассоциация *Arctica* — *Pleuromya*		Ассоциация *Arctica* — *Gresslya*			Ассоциация *Arctica* — *Pleuromya*
IIIа	Ассоциация *Astarte* — Buchiidae			Ассоциация *Astarte* — *Nuculoma*		Ассоциация *Boreionectes* *Pleuromya*
IIб	Ассоциация *Meleagrinella* — *Musculus*				Ассоциация — *Pleuromya*—*Musculus*	
IIа					Ассоциация Palaeotaxodonta—Buchiidae	
Iб						
Iа						

ет, что на участке р. Анабар гидродинамика была более спокойной, чем на участке р. Чернохребетной. Об этом свидетельствуют преобладание автохтонных захоронений в разрезе оксфорда на р. Анабар и аллохтонных на р. Чернохребетной, присутствие в разрезах на р. Анабар смешанных по гидродинамике экотонных группировок двустворок (ассоциации *Arctica* — *Pleuromya* и *Astarte* — Buchiidae), резкое преобладание на р. Чернохребетной зарывающихся фильтраторов, любителей активной гидродинамики (ассоциация *Arctica* — *Pleuromya*). В позднем оксфорде центральные части бассейна углубляются и происходит выравнивание профиля равновесия дна как со стороны о-ва Таймыр, так и со стороны Сибирской материковой суши (рис. 25, *б*).

К среднесублиторальным отложениям могут быть отнесены глины верхнего оксфорда на п-ове Пахса (мыс Урдюк-Хая). Здесь выделены два типа ассоциаций, характеризующих как внешнюю (ассоциация фильтраторов *Pleuromya* — *Musculus*), так и внутреннюю зону средней сублиторали (ассоциация собирателей и эврибионтных фильтраторов Palaeotaxodonta — Buchiidae). К этой последней близка по трофике и отношению к аэрации ассоциация *Astarte* — *Nuculoma*, наблюдаемая в ориктоценозах верхнего оксфорда на р. Анабар. На том же борту в направлении к палеоберегу в ориктоценозах на р. Левой Боярке представлена ассоциация реофильных фильтраторов низкого уровня: *Arctica* — *Gresslya*. Таким обра-

зом, в катене не наблюдается ассоциация внешней зоны верхней сублиторали, которую следует искать в междуречье Боярка — Анабар.

На северном борту позднеоксфордского бассейна на сравнительно узком мелководье размещались две ассоциации, сменявшие одна другую от берега в сторону моря: *Arctica* — *Pleuromya* и *Comptonectes* (*Maclearnia*) — *Pleuromya*. В них преобладают реофильные фильтраторы, хотя в первой из них доминируют глубоко зарывающиеся фильтраторы низкого уровня. Близкое соседство ассоциаций внутренних среднесублиторальной (IIа) и верхнесублиторальной (IIIа) зон и отсутствие смешанной экотонной ассоциации в переходной зоне (ассоциация *Pleuromya* — *Musculus* не содержит дитритофагов) заставляют предполагать наличие крутого северного и пологого южного склона в позднеоксфордском море Хатангской впадины (рис. 25, *б*).

Мощность полного разреза прибрежно-мелководных фаций достигает 140 м и более (р. Чернохребетная). Следует отметить, что на Восточном Таймыре верхние слои оксфордской песчаной толщи не содержат фауны, что может свидетельствовать о формировании их в условиях дельты или опресненного залива.

В раннем оксфорде море небольшим заливом заходило в низовья Лены (р. Булкур, мыс Чекуровский), где накапливались глинисто-алевритовые осадки, заключающие остатки стеногалинной морской фауны аммонитов, белемнитов и двустворок (см. рис. 24). Их мощность до 2,0 м [Стратиграфия..., 1976]. В позднем оксфорде море отступило на северо-запад и освободившаяся территория превратилась в область денудации, на отдельных участках которой могло происходить осадконакопление в континентальных условиях.

Остальная территория Западной Якутии в течение оксфордского века представляла собой озерно-аллювиальную равнину, где в реках, озерах и болотах накапливались алевритово-глинисто-песчаные осадки, соотношение основных компонентов в которых менялось на площади. Иногда к ним приурочены пласты углей (Жиганский район). Мощности оксфордских озерно-аллювиальных отложений достигают (иногда и превышают) 200 м.

На юге продолжала существовать Южно-Якутская озерно-аллювиальная низменность, открывавшаяся на севере. Здесь накапливались пески, алевриты, глины с пластами угля (средняя часть кабактинской свиты). Мощность отложений достигает 600 м. Средне-Сибирская, Лено-Алданская, Охотская и Верхоянская суши в оксфорде представляли собой денудационные равнины и плато (см. рис. 23). В пределах Лено-Алданской возвышенности существовали участки низкогорного рельефа. По сравнению с келловеем изменилась конфигурация Верхоянской суши на севере: она протянулась до современной дельты Лены, что привело к дальнейшей изоляции морей западной и восточной части Северной Евразии.

В оксфордском веке площадь Северо-Восточного моря продолжала сокращаться в основном за счет осушения окраин. На западе и юге его береговая линия проходила вдоль Яны, через верхнее течение Индигирки в верховьях Колымы и к современному Охотскому побережью. На северо-востоке и востоке Анюйский, Омолонский и Гижигинский острова превратились в полуострова Эскимосской суши, в результате чего усложнилось очертание побережья.

В оксфордском веке, как и в келловее, Северо-Восточное море, несмотря на наличие островов, сохраняло устойчивый профиль равновесия. На значительной площади происходило накопление мелко- и тонкозернистых песков полимиктового состава, алевритов и глин. Мелко- и среднезернистые кварцево-полевошпатовые пески отлагались лишь в северных районах акватории. На многих участках для осадков характерна примесь

несортированного песчаного, а иногда и гравийно-галечного (бассейн рек Артык, Деленкир) материала. Наиболее широко такие осадки были распространены в восточных и южных районах моря. Возможно, что более грубообломочный материал образовался за счет разрушения гористых островов *.

Очаги вулканизма, как и в келловее, имели узколокальное распространение: левобережье р. Большой Анюй, верховья р. Алазеи, междуречье Момы и Колымы, район п-ва Тайгонос.

Состав продуктов извержения весьма разнообразен: от кислых до основных. На большинстве участков несколько преобладают кислые и средние вулканические образования: лавы, пепловые туфы липаритов и андезитов. Кое-где на островах и на западном побережье моря формировались наземные покровы липаритов, андезитов, базальтов, а также спекшихся туфов кислого состава (игнимбритов).

В районах, относительно близких к очагам вулканизма, терригенные отложения заключали прослои тонкопепловых туфов и кремнистых осадков. В районах вулканизма в периоды пауз между извержениями осаждались терригенные отложения, образующие подчиненные прослои.

Мощная (до 1000 м) толща средних и основных лав и пирокластических образований в оксфордском веке накопилась в районе п-ова Тайгонос. Увеличение мощности оксфордских осадков (до 1000—1500 м) благодаря большому объему изверженного материала преимущественно кислого и среднего состава характерно для бассейнов рек Момы, Эрикира, левобережья среднего течения р. Колымы. Кое-где мощности оксфорда уменьшаются до 500—700 м, как правило, за счет размывов.

Скудные остатки моллюсков (аммонитов и чаще двустворок) в отложениях (бассейн р. Чарны, правобережье р. Яны, п-ов Тайгонос, р. Вилиги), возможно, связаны с плохой сохранностью фауны, но скорее всего отражают неблагоприятные условия для ее обитания.

Верхоянско-Охотская и Эскимосская денудационные суши, окружавшие северо-восточные моря, имели сравнительно невысокий, слабо расчлененный рельеф. Платообразные участки высотой 200—500 м и невысокие (500—1000 м) горы слагали в их пределах сравнительно небольшие кряжи. Низкогорный рельеф был характерен для островов северной и центральной частей Северо-Восточного моря. В южной же его части располагались невысокие, низменные острова. Кое-где на равнинных участках острова (среднее течение р. Капаныги), а также на отдельных равнинах западного побережья моря отлагались субаэральные песчано-глинистые осадки с прослойками углей, скоплениями обломков древесины и листьев растений.

На Дальнем Востоке дифференциация тектонических движений, начавшаяся в поздней юре, привела в оксфорде к дальнейшему увеличению разнообразия ландшафтов. Значительно сократились размеры Сихотэ-Алинского моря. Акватория его в это время охватывала левобережье Амура и Северный Сихотэ-Алинь, причем обстановка здесь была близка к существовавшей в келловее. Для южной части бассейна и площади Южно-Приморского залива после кратковременной трансгрессии в начале келловея наступила достаточно длительная субаэральная эпоха без признаков осадконакопления. Видимо, эта территория представляла денудационную равнину с активными эрозионными процессами (см. рис. 23).

---

* По мнению некоторых исследователей, «мусорная» примесь песка, гравия, галек в глинистых и илистых осадках обязана разносу пляжевых отложений льдинами (ледово-морские осадки).

Джагдино-Амгунское море сократилось: нормально-морские условия существовали лишь в восточной части этого некогда обширного бассейна — в районе нижнего течения р. Амгуни, тогда как западная его часть осушилась. На востоке бассейна в оксфорде произошло некоторое увеличение глубин (нижняя сублитораль), сопровождавшееся накоплением переслаивающихся песков и алевритов (до 600 м). При этом на юго-востоке вблизи островной суши располагались обширные участки мелководья, где наряду с песками отлагались гравий и галечники и расселялись типичные для мелководья сообщества двустворок, включавшие танкредий, плевромий и модиолусов.

В восточной части Удского залива (в районе Охотского побережья) располагалась зона открытого моря, в пелагиали которого обитали головоногие моллюски. В этом районе аккумулировались алевритовые осадки (до 1000 м) с четкой тонкой горизонтальной слоистостью, образованной хорошо отмученным песчаным материалом. Западнее, в бассейне р. Уды, обстановка была менее стабильной. Здесь располагался мелководный участок (верхняя сублитораль), неоднократно испытывавший обмеление и осушение. Об этом свидетельствуют многочисленные и достаточно мощные горизонты конгломератов, чередующиеся в разрезе с песчаниками и алевролитами, а также слои, содержащие разнообразные по составу ориктоценозы с остатками головоногих моллюсков и первых бухий, и перемежающиеся с ними слои, заключающие только танкредий, которые указывают на крайнее мелководье (и, возможно, опреснение).

Поднятия, вызвавшие обмеление бассейна, сопровождались вулканизмом в районе Становых гор. С ним связаны прослои туффитов и повсеместная «засоренность» осадков туфогенным материалом. Одновременно усиливались эрозия и размыв главным образом эффузивных толщ, за счет продуктов разрушения которых формировались галечники прилегающей части залива (см. рис. 24).

На западе Удской залив в оксфорде неуклонно сокращался. Вероятно, еще в келловее оказался осушенным самый западный участок — район низовьев рек Шилки и Аргуни. Восточнее располагалась низменная прибрежная равнина, временами заливаемая морем, с которым сюда расселись эвригалинные сообщества двустворок (главным образом, модиолусов). С отдельными более значительными ингрессиями проникали белемниты. В южной части равнин, вблизи возвышенной суши, окаймлявшей седиментационный бассейн, осадки включают пепловый материал и прослои туфов, а на отдельных участках — прослои порфиритов и туфобрекчий, что указывает на продолжавшуюся вулканическую деятельность на обрамлении. К концу позднего оксфорда море окончательно покинуло территорию Верхнего Приамурья. Северные площади — бассейны рек Большой Невер и Уркан — были вовлечены в поднятия, и аккумулятивные процессы здесь сменились размывом.

В пределах Буреинского прогиба, в западной его части, располагалась меридионально вытянутая аллювиальная равнина с отдельными заболоченными участками, на которой формировались сложно построенные угленосные комплексы, включающие часто чередующиеся прослои песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей и пепловых туфов (400 м).

Положение и характер основных областей денудации по сравнению с келловеем изменились мало, хотя намечается некоторая нивелировка рельефа, что обусловило более тонкий характер осадков, отлагавшихся во всех бассейнах седиментации. На севере региона в пределах Становой области продолжались активные вулканические процессы, и в межгорных котловинах накапливались вулканогенно-осадочные толщи (около 500 м).

Кимериджский век

В кимериджском веке рельеф Северной Евразии в целом был унаследован от оксфорда. В Тимано-Уральской области, большую часть которой, как и в оксфорде, занимал морской бассейн, в раннем кимеридже произошла общая нивелировка рельефа суши и моря. Отсутствие верхнего кимериджа на значительной территории не позволяет провести палеогеографические реконструкции для этого времени.

В Западной Сибири в кимериджском веке расширилась площадь относительно глубоководной зоны (рис. 26).

В Енисей-Хатангском междуречье очертания морских бассейнов не претерпели существенных изменений по сравнению с оксфордом. Лишь в восточной части несколько вытянулась на запад относительно глубоководная зона.

В низовьях Лены в раннем кимеридже возобновилась морская седиментация, но в позднем кимеридже море снова покинуло эту территорию [Биджиев, 1965].

На северо-востоке Азии ландшафты (очертания островов и проливов) по сравнению с оксфордом изменились вследствие трансгрессии.

На Дальнем Востоке палеогеографические преобразования на протяжении кимериджа определялись регрессией, вследствие которой к концу века резко сократилось Сихотэ-Алинское море, осушилась Амгунская акватория и западная часть Удского залива.

В бассейнах осадконакопления на западе (Тимано-Уральская область, Земля Франца-Иосифа, Западная Сибирь) на протяжении кимериджа формировались тонкие преимущественно глинистые осадки, для которых отмечается битуминозность (Земля Франца-Иосифа, Приполярный Урал). Тонкозернистый состав, их обогащение органикой свидетельствуют о пенепленизации рельефа областей сноса и о замедлении денудационных процессов.

Вдоль северной и восточной окраин Сибирской суши, как и в оксфорде, накапливались пески, алевриты и глины (рис. 27).

На Северо-Востоке Азии формировались мощные толщи вулканогенных отложений, которые на ряде участков преобладали над терригенными. На большей части акватории отлагались осадки терригенного и смешанного состава. Среди них значительную роль играли пески, а вблизи областей сноса и вокруг гористых островов — гравийно-галечный материал.

На Дальнем Востоке бассейны седиментации заполнялись в основном терригенными осадками, иногда с заметным участием крупнообломочного (гравийно-галечного) материала и в меньшей степени — вулканогенного.

Максимальные мощности кимериджских отложений (до 1500 м) известны на Северо-Востоке и Дальнем Востоке, хотя на отдельных участках они не превышают 200—500 м. В Тимано-Уральской области и в Западной Сибири также отмечаются значительные колебания мощностей кимериджа: от 1—2 до 15—20 и даже до 140 м. При этом максимальные мощности связаны с окраинами бассейнов седиментации, а минимальные — с обширными площадями их внутренних зон. По мнению некоторых исследователей [Объяснительная..., 1976], такое распределение мощностей в Западной Сибири обусловлено некомпенсированным прогибанием ее центральной части. Наряду с этим, как уже отмечалось, внутренние области названных бассейнов характеризуются полным или частичным размывом верхнего кимериджа, обусловленным перестройкой бассейнов в середине ранневолжского времени.

На севере европейской части СССР в распределении суши и моря не произошло заметных изменений. В Тимано-Уральской области морской

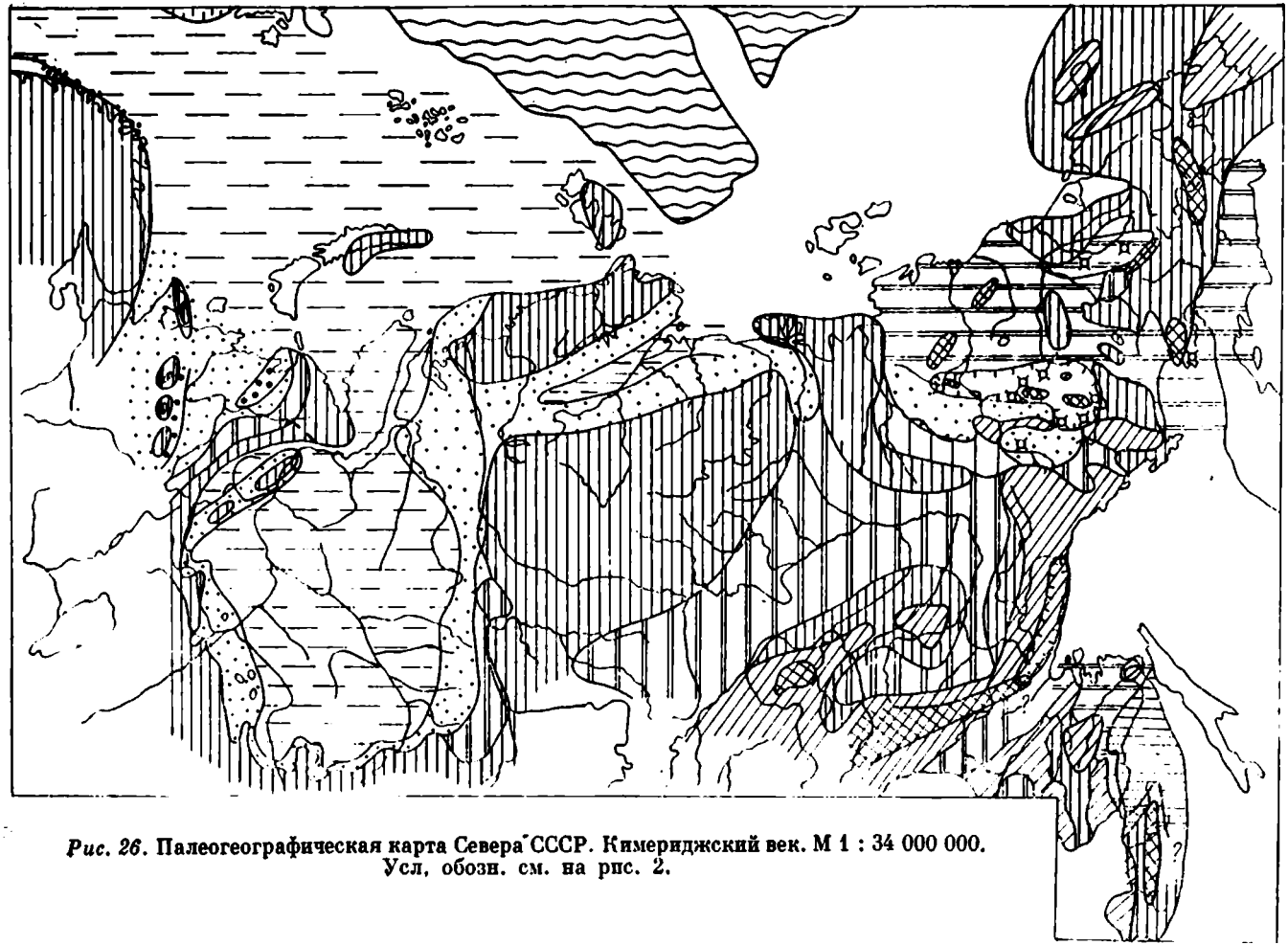


Рис. 26. Палеогеографическая карта Севера СССР. Кимериджский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

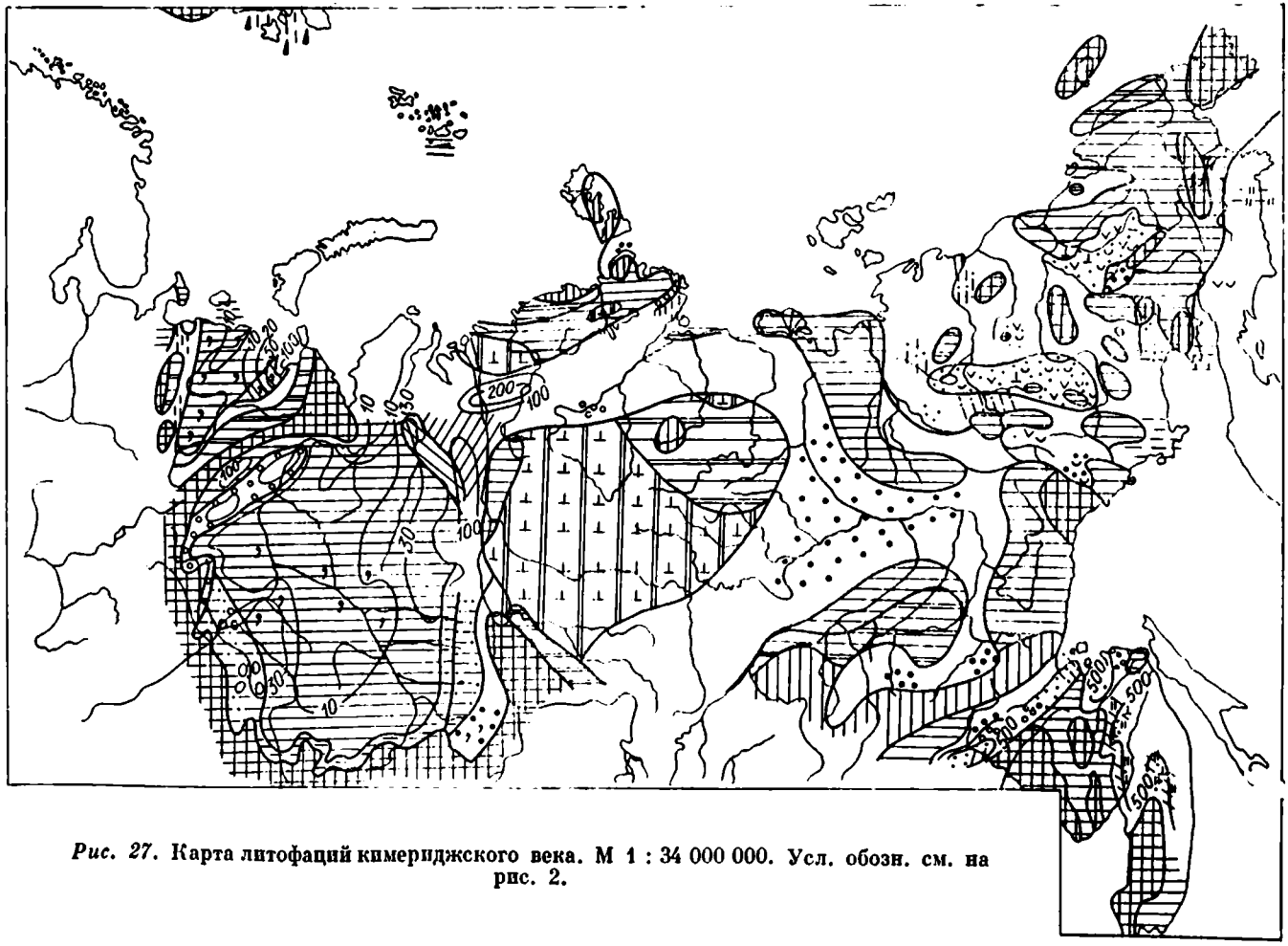


Рис. 27. Карта литофаций кимериджского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

бассейн, по-видимому, сохранялся в тех же границах, что и в позднем оксфорде (см. рис. 26), хотя последующие размывы существенно сократили площади распространения кимериджских отложений, особенно в Северо-Западном Притиманье. Отсутствие верхнего кимериджа на значительной территории не позволяет четко выявить направленность палеогеографических преобразований на протяжении кимериджского века. Сохранившиеся осадки верхнего кимериджа (восточная окраина бассейна седиментации) свидетельствуют о большой мелководности позднекимериджского моря по сравнению с ранним кимериджем. Отличительной чертой кимериджского века (раннего кимериджа) является нивелировка рельефа морского дна и, вероятно, прилежащей суши, обусловившая накопление однообразных, преимущественно глинистых осадков на значительной территории.

На юго-западе, вблизи Тиманских островов на небольшом участке в раннем кимеридже отлагались глинистые и алевритовые осадки с глауконитом, линзами и стяжениями мергелей и с фосфоритовыми конкрециями, со следами жизнедеятельности сверлящих организмов (камнеточцев), указывающими на периодическую мелководность условий осадконакопления.

В широкой полосе мелководья вдоль северо-восточной окраины Печорского моря накапливались глины, алевриты и пески* с глауконитом, с фосфоритовыми конкрециями, также свидетельствующими о формировании осадков на небольших глубинах.

Остальная территория морского бассейна была разделена на северную и южную половины узкой полосы глин и алевритов, вытянутой в широтном направлении. К северу и югу от нее распространены однообразные глинистые осадки (рис. 27), иногда карбонатные с глауконитом. По-видимому, в северной и южной частях моря осадконакопление происходило в условиях глубин нижней сублиторали при слабом поступлении обломочного материала. В разделяющей их зоне глин и алевритов гипсометрия морского дна, вероятно, несколько повышалась, что определило большую размерность отложившегося здесь материала. Мелководные условия существовали также на севере — в районе Хыльчую и в Западном Притиманье, в районе Пеши.

Кимериджские отложения часто содержат остатки стеногалинных морских беспозвоночных аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер, иногда радиолярий.

Следует отметить, что тесная связь ассоциаций позднекимериджских фораминифер бассейна Адзьвы и восточного склона Урала как будто-бы позволяет предполагать сообщение Печорского и Западно-Сибирского морей в позднем кимеридже через пролив в Уральской суше.

Судя по составу фауны, в первую очередь аммонитов, Печорский бассейн был тесно связан со Средне-Русским морем. Как показал анализ радиолярий [Козлова, 1971], раннекимериджские ассоциации в бассейне р. Печоры представлены формами, чрезвычайно широко распространенными в Северной Атлантике и в субсредиземноморских бассейнах Южной Европы.

Мощности кимериджских отложений в пределах Тимано-Уральского бассейна неравномерны. В южной половине они минимальные 1—3 м, реже — до 10 м, но на севере мощность возрастает за счет присутствия в разрезах верхнего кимериджа, достигая в районе Нарьян-Мара и р. Шапкина 200 м. Наибольшие мощности (до 137 м) приурочены к северо-восточной периферии бассейна.

---

* Пески отлагались в позднем кимеридже.

Балтийская и Уральская суши, а также Тиманские острова, по крайней мере в раннем кимеридже, представляли собой невысокие пенеплены, что обусловило поступление преимущественно глинистого материала в бассейн осадконакопления (рис. 27).

Осадки Баренцево-Карского морского бассейна установлены на Шпицбергене и на Земле Франца-Иосифа. На Западном Шпицбергене (юго-западная часть) в раннем кимеридже накапливались глины, алевриты, а также и алевриты, часто с примесью песчаного материала. Для осадков характерны битуминозность и разнообразные, иногда образующие прослои карбонатные конкреции. Мощность их 85—110 м [Пчелина, 1965а, б]. Это типично морские отложения нижней сублиторали и псевдоабиссали с остатками семипелагических аммонитов и белемнитов, а также бентосных эврибионтных бухий и других двустворок. На о-ве Вильгельма к кимеридж отнесена верхняя часть толщи глинистых битуминозных алевролитов (мощностью 50 м) с конкрециями песчано-глинистого известняка, в которых обнаружены редкие аммониты и двустворки [Клубов, 1965].

На Земле Франца-Иосифа (о-в. Земля Вильчека) в кимериджском веке продолжалось накопление черных (битуминозных?) глин, с ленточной слоистостью, с подчиненными прослоями лептохлоритовых песков, с остатками морских стеногалинных аммонитов, белемнитов, двустворок и фораминифер. Мощность осадков 54 м [Шульгина, Михайлов, 1979].

В кимериджском веке в Западной Сибири на большей части бассейна осадконакопление происходило в морских условиях. Только на юго-востоке располагалась небольшая озерно-аллювиальная равнина, полого наклоненная в сторону моря. Узкие полосы аккумулятивных низменностей, переходивших в зону прибрежного мелководья, вероятно, окружали многочисленные острова в западной и юго-западной частях моря.

На западе Западно-Сибирского моря сохранился Ляпинский залив (см. рис. 26). В течение позднего оксфорда и раннего кимериджа этот залив непрерывно углублялся и, возможно, расширялся. Об этом свидетельствует изменение вверх по разрезу как состава осадков, так и фауны. В основании разреза кимериджа (р. Лопсия) преобладают глауконитовые пески, вверх по разрезу переходящие в глины и выше сменяющиеся глинами с одним или несколькими пропластками [Стратиграфия..., 1976]. Суммарная мощность кимериджа достигает 120 м. Снизу вверх по разрезу преимущественно аллохтонные ориктоценозы нижнего кимериджа сменяются автохтонными — верхнего кимериджа. По ним реконструированы следующие закономерности в развитии донных сообществ: в позднем кимеридже разнообразие двустворок сокращается более чем вдвое по сравнению с ранним кимериджем, одновременно усиливается доминирование одного таксона (род *Astarte* s. str.), возрастает дифференциация по трофическим уровням (в позднем кимеридже появляются детритофаги А: род *Nuculoma*). Помимо разнообразных двустворок по всему разрезу кимериджа встречены остатки семипелагических — аммонитов и белемнитов, а из бентосных — гастропод, скафопод, фораминифер. Это типично морской стеногалинный комплекс организмов. По данным палеогалометрии, соленость вод в раннем кимеридже Ляпинского залива составляла 34,3, а в позднем — 34,4‰. Температура вод в раннем кимеридже была близка к 14°С, в позднем — 18°С [Захаров, 1968, с. 163, табл. 2].

В районе Северо-Сосьвинского архипелага на очень подвижном мелководье формировались гравийные, песчаные осадки, детритовые известняки и спонголиты (50—100 м) [Стратиграфия..., 1976].

На обширной площади акватории в относительно глубоководных условиях (нижняя сублитораль) накапливались однообразные тонкоотмученные глинистые илы, часто известковистые с неравномерно распреде-

ленным глауконитом, с пиритом. Они содержат остатки аммонитов и разнообразные ассоциации фораминифер. Мощность осадков составляет 10—25 м, редко увеличивается до 50 м.

На отдельных участках морского дна располагались подводные поднятия (главным образом, в Среднем Приобье). На их вершинах осадконакопления либо не было, либо отлагались маломощные глинистые глаукониты [Атлас..., 1976], которые, по мнению ряда исследователей, образуются в условиях замедленной седиментации и указывают на возможность подводных перерывов. В узких зонах верхней сублиторали в пределах южной и восточной окраин моря отлагались алевритово-глинистые (со стороны моря) и песчано-глинистые (в направлении к палеоберегу) осадки.

В юго-восточной части Западной Сибири на озерно-аллювиальной низменности формировались преимущественно песчаные осадки, мощность которых составляет до 60 м.

Области сноса, окружавшие Западно-Сибирский бассейн, представляли невысокие слабо размывающиеся денудационные равнины, что обусловило почти повсеместное накопление маломощных, преимущественно глинистых осадков.

В низовье р. Енисея в кимеридже сохранилось неглубокое море, в котором накапливались вначале песчано-алевритовые, а затем песчано-глинисто-алевритовые осадки с глауконитом, лептохлоритом, с тонкой горизонтальной, реже линзовидно-горизонтальной и косой слоистостью [Карцева и др., 1971]. Осадки содержат остатки аммонитов, двустворок, белемнитов, фораминифер, указывающие на нормальный морской режим бассейна. Мощность кимериджских отложений колеблется от 95 до 270 м [Стратиграфия..., 1976].

В Хатангской впадине, в связи с продолжавшейся в раннем кимеридже трансгрессией, мелководные обстановки позднего оксфорда сменяются более глубоководными с устойчивыми темпами осадконакопления. Формируется умеренно глубоководная зона с переходом к относительно глубоководной (см. рис. 26).

По окраинам бассейна накапливаются преимущественно песчаные породы; на западе (р. Боярка) — глауконитово-лептохлоритовые пески с конкрециями и стяжениями известнякового песчаника, мощностью 25 м; на Восточном Таймыре (р. Чернохребетная) — пески с прослоями алевритов, конкрециями песчанистого известняка и линзами ракушняка, мощностью более 40 м [Стратиграфия..., 1976]; в центральных частях бассейна (п-ов Пакса) — глины и глинистые алевриты мощностью до 18 м. В целом объем песчаных пород превышает объем глинистых [Месежников и др., 1971].

Донные сообщества кимериджа четко дифференцированы по биономическим зонам, что позволяет описать батиметрический профиль поперек Хатангского моря. Анализ катены бентоса на площади показывает бóльшую территориальную близость ассоциаций различных биономических зон на северном борту Хатангского моря, чем на южном. Следовательно, поперечный батиметрический профиль в раннем кимеридже, как и в позднем оксфорде, был асимметричным: пологим со стороны Сибирской суши и относительно крутым со стороны Таймыра (рис. 28). На обоих бортах (южное побережье — реки Хета, Боярка, Малая Романиха; северное — реки Чернохребетная, Подкаменная) хорошо представлена мелководно-морская ассоциация *Arctica — Tancredia*, сопровождающаяся очень богатым в таксономическом и количественном отношении комплексом двустворок, аммонитов, белемнитов, брахиопод, гастропод, скафопод. Ассоциации средней сублиторали *Astarte — Entolium* (на р. Подкаменной) и *Buchia — Entolium* (на р. Боярке) по таксономическому разнообразию

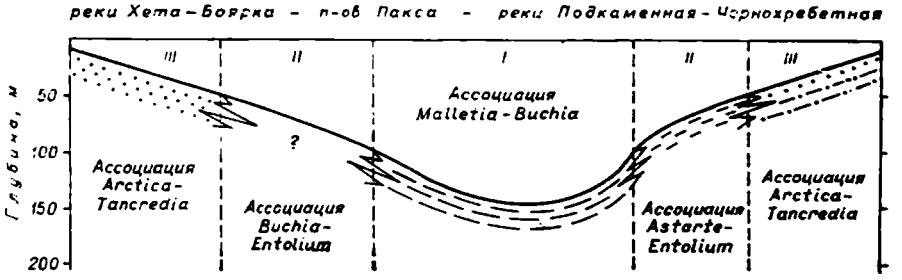


Рис. 28. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в раннем кимеридже. Усл. обозн. см. на рис. 8.

и количеству экземпляров резко уступают прибрежно-мелководной. Ассоциация *Buchia* — *Entolium* реконструирована по ориктоценозам, чередующимся с мелководно-морскими. Ее предполагаемое местоположение было смещено в северо-восточном направлении (табл. 14, рис. 28).

Относительно глубоководная ассоциация *Malletia* — *Buchia* наблюдается в ориктоценозах на п-ове Пакса (мыс Урдюк-Хая). Она представлена небольшим числом таксонов, относящихся преимущественно к детритофагам. Ориктоценозы богаты рострами белемнитов, но очень бедны аммонитами.

В позднем кимеридже происходит дальнейшая дифференциация сообществ, вызванная погружением центральных частей впадины и сравнительно незначительным углублением окраин. Биономические зоны сместились в сторону палеоберега (табл. 15). В осевой части бассейна обособилась относительно глубоководная (нижнесублиторальная) зона.

В целом в течение кимериджа на севере Сибири существовал морской бассейн, населенный очень разнообразными и изобильными беспозвоночными: двустворками (свыше 40 родов), гастроподами (более 10 родов), головоногими моллюсками (более 15 родов), брахиоподами, скафоподами, анеллидами и другими типично стеногалинными организмами. Палеосоленость, по биохимическим данным, в раннем кимеридже (6 определений) колеблется в пределах от 31,3 до 33,5% (в среднем 32,4%), в позднем кимеридже (одно определение) — 33,3% (анализировались раковины устриц *Deltostrea*). Воды были умеренно теплыми. По данным палеотермометрии,

Таблица 14

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам Хатангского бассейна в раннем кимеридже

Биономическая зона	Район			
	реки Боярка, Хета	п-ов Пакса	р. Подкаменная	р. Чернохребетная
III	Ассоциация *Arctica* — *Tancredia*			Ассоциация *Arctica* — *Tancredia*
II	Ассоциация *Buchia* — *Entolium*		Ассоциация *Astarte* — *Entolium*	
I		Ассоциация *Malletia* — *Buchia*		

Таблица 15

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам Хатангского бассейна в позднем кимеридже

Биономическая зона	Район			
	реки Боярка, Хета	п-ов Пакса	р. Подкаменная	р. Чернохребетная
IIIб				Ассоциация *Arctica — Tancredia*
IIIа	Ассоциация *Buchia — Tancredia*			
IIб			Ассоциация *Astarte — Entolium*	
IIа		Ассоциация *Palaeonucula — Meleagrinella*		
Iб		Ассоциация *Buchia — Malletia*		
Iа				

среднегодовая температура вод Хатангского бассейна в раннем кимеридже составляла 14,5°, в позднем — 14,7°С.

Таймырская и Среднесибирская суши в кимеридже представляли собой невысокие, слабо расчлененные денудационные равнины. В Таймырскую сушу на Северо-Востоке небольшим заливом вдавалось неглубокое море, в котором в районе п-ова Челюскин в раннем кимеридже отлагались пески мощностью 50—100 м [Стратиграфия..., 1976]. Такие же пески известны и на Северной Земле (о-в Большевик). Вероятно, в раннем кимеридже Лаптевский морской бассейн свободно сообщался с акваториями на западе и юго-востоке.

На участке р. Анабар — низовье р. Лены (бассейн р. Молодо) существование морского бассейна в кимериджском веке подтверждается единичными находками аммонитов [Стратиграфия..., 1976].

Обширная озерно-аллювиальная равнина, примыкавшая к морю с юга, занимала оставшуюся территорию Западной Якутии (см. рис. 26). В ряде впадин — Линдевской, Лунхинской, Келинской — обнаружены глинисто-песчаные осадки с прослоями алевритов, с тонкими пластами гумусовых и сапропелевых углей. По окраинам низменности накапливались в основном пески, а в конце века — алевриты и глины с мощным (до 4 м) пластом угля (р. Марха, пос. Андайбыт, мыс Джаской).

Максимальные мощности кимериджских отложений приурочены к Вилюйской синеклизе, где они достигают 160 м. В пределах Южно-Якутской озерно-аллювиальной низменности продолжали формироваться угленосные терригенные осадки верхних слоев кабактанской свиты.

Рельеф прилегающих областей денудации в кимериджском веке был менее высоким и расчлененным, чем в оксфорде, об этом свидетельствует интенсивное угленакопление. В позднекимериджское время размыву подвергались приподнятые участки внутри бассейна осадконакопления (на севере и по окраинам его).

Контуры кимериджского моря на Северо-Востоке СССР, исключая его юго-восточную часть, остались примерно такими же, как и в оксфорде. Возможно, что на рубеже этих веков в восточной части бассейна произошла кратковременная регрессия. На юге (верховье Омолона и Охотское побережье) бассейн сузился до пролива, соединявшего его с морями, расположенными восточнее. Одновременно началась обширная трансгрессия моря на востоке, которая к концу века, вероятно, охватила территорию Камчатки и Корякского нагорья. В это же время на междуречье Анадыря и Великой образовался еще один пролив, отделявший Омолон-Гижигинский остров от Эскимосской суши.

Глубины моря были относительно небольшими (100—200 м). Море по-прежнему изобиловало островами и в него вдавались Колымо-Охотский и Мало-Анюйский полуострова. Осадки представлены терригенными и вулканогенными разностями, соотношение которых по площади существенно менялось.

Выделяются два сравнительно крупных центра развития вулканизма. Они вытянуты с северо-запада на юго-восток и охватывают как акваторию, так и сушу (острова и некоторые части морского побережья).

Один из центров вулканизма (западный) располагался по лево- и правобережью среднего течения р. Индигирки и левобережью среднего и верхнего течения р. Колымы (см. рис. 26). Вулканическая деятельность в его пределах характеризовалась мощными излияниями лав и выбросами пепловых туфов разнообразного состава, от кислых до основных. Однако липариты, дациты и их туфы заметно преобладали. Основные вулканиты имели ограниченное распространение. В конце века вулканическая деятельность прекратилась. Терригенные осадки (пески, алевриты, глины) в составе осадочно-вулканического комплекса отлагались в подчиненном количестве и распространялись локально. Участками встречается галечный материал, иногда сцементированный пирокластикой. Полная мощность кимериджских осадков в пределах западного центра вулканизма 1000—1500 м, местами — до 2000 м.

Второй центр вулканизма (восточный) охватывал нижнее течение Омолона, основную часть бассейна Большого Анюя, откуда простирался в юго-восточном направлении на правобережье Анадыря и среднее течение Майны. Здесь на этой территории также распространены вулканиты различного состава, от кислых до основных. Вулканические породы значительно преобладали лишь на отдельных участках, а на большей его части отлагались в большом объеме терригенные и смешанные осадки. В северо-западной части территории в субаэральных условиях изливались лавы и накапливались туфы среднего и основного состава. Мощность кимериджских отложений на площади восточного центра вулканизма 600—800 м, редко — 1000 м.

В пределах остальной акватории формировались осадочные, местами вулканогенно-осадочные породы. В северной части моря и вдоль его юго-западной окраины осаждались пески, алевриты и глины (1500—2000 м). В Раучанском заливе накапливались мелко-среднезернистые субаркозовые пески (рис. 27). В южной части Северо-Восточного моря формировались глины и алевриты мощностью 800—1000 м. В кровле терригенной толщи здесь также содержится примесь, а иногда прослои и горизонты вулканитов кисло-среднего, местами (п-ов Тайгонос) средне-основного состава. В районе п-ова Тайгонос мощность кимериджских отложений достигала 1500 м.

Отложения преимущественно терригенно-вулканического генезиса мощностью 400—500 м накапливались в центральной части моря (верхнее течение р. Алазеи). Восточнее (в среднем течении р. Омолон) на прибреж-

ной низменности северной части Омолон-Гижигинского острова отлагались континентальные пески, алевриты, глины, гравий, галька с прослойками угля, иногда с маломощными прослоями вулканических пород среднего и основного состава. Мощность континентальных отложений здесь 300—500 м.

Массивы суши, ограничивавшие Северо-Восточное море с запада и востока, были относительно невысокими. Вблизи побережий преобладали денудационные равнины, а на отдельных участках — платообразные возвышенности (200—500 м). Низкогорные кряжи располагались в районе нижнего течения Анадыря. Низкогорный (500—1000 м) рельеф имел Омолон-Гижигинский и некоторые другие острова в западной части моря.

На Дальнем Востоке в кимериджском веке осушаются новые территории, хотя в то же время происходили неоднократные колебания береговой линии. Сихотэ-Алинский бассейн сохранил в общих чертах прежние размеры. На левобережье Амура увеличились глубины и, вероятно, произошло смещение приглубых участков к востоку за счет роста Буреинской суши. Рост глубин сопровождался отложением тонких алевритоглинистых осадков (до 1000 м). Наличие прослоев диабазов, спилитов и кремнистых пород свидетельствует о возобновлении вулканической деятельности.

В пределах Северного Сихотэ-Алиня вулканическая деятельность, наоборот, практически замерла, и шло накопление почти исключительно терригенных флишоидных осадков (порядка 200 м). Вся территория, расположенная к югу, представляла собой область высокой интенсивно разрушавшейся суши.

В районе нижнего течения р. Амгуни в кимеридже, по-видимому, происходит дальнейшее сокращение площади моря. Морской бассейн был здесь крайне мелководным (верхняя сублитораль). Этот вывод подтверждается наличием грубозернистых осадков — конгломератов, гравелитов, песчаников (до 600 м) и особенностями структуры донных сообществ, ядра которых составляли реофильные фильтраторы: танкредии, кампто-нектесы, агилереллы. Осушение территорий сопровождалось интенсивным ростом поднятий, как подводных, так и надводных (Тахтинский массив), разделявших Сихотэ-Алинский и Амгунский бассейны.

В районе Охотского побережья в раннем кимеридже, как и в оксфорде, располагалась глубокая часть шельфа, где накапливались относительно маломощные глинистые осадки (до 200 м). Бентос этой части моря был представлен бухиями, а нектон — аммонитами. Западнее, в бассейне среднего течения р. Уды, находилась краевая, мелководная, часть Удского залива. Здесь продолжали формироваться литологически пестрые осадки — от галечников до песков и алевритов, с преобладанием грубозернистых разностей, что говорит о близости береговой линии и неоднократном ее перемещении. Мелководье населяли разнообразные сообщества двустворок, в состав которых входили редкие бухии.

В пределах Верхнего Приамурья устанавливается континентальный режим, сопровождавшийся сокращением площади осадконакопления по сравнению с оксфордским веком. Уменьшается пресноводный водоем, существовавший на юге территории. За счет приноса с севера терригенного материала в озере отлагались разнозернистые, часто грубозернистые пески, реже — алевриты до 1500 м. Вместе с обломочным материалом поступала масса растительных остатков — обломки стволов, листьев, растительный мусор. С востока к озеру примыкала низменная заболоченная равнина с системой меандрирующих рек, болот и мелких озер, где накапливались циклично построенные угленосные толщи (до 1500 м).

В кимериджское время нисходящие движения затронули центральную часть Буреинского массива — район нижнего течения р. Зеи, где образо-

валась серия грабеннообразных впадин, представлявших небольшие межгорные депрессии с накоплением грубозернистых, обычно туфогенных осадков.

В позднем кимеридже началась регрессия моря. Оно покинуло территорию Северного Сихотэ-Алиня. Восточная граница Сихотэ-Алинского бассейна, видимо, проходила вдоль долины Амура. Морской режим, вероятно, перестал существовать на всей территории Амгунского прогиба, где произошло осушение мелководного бассейна, располагавшегося в нижнем течении р. Амгуни. Была осушена западная мелководная часть Удского залива. Пресноводный водоем в районе Верхнего Приамурья в связи с поднятиями распался, и на его месте образовалась аккумулятивная равнина с остаточными мелкими озерами. На месте Буреинского прогиба, вероятно, в течение всего кимериджа располагалась обширная денудационная равнина (см. рис. 26).

Неоднократные тектонические подвижки в кимериджское время активизировали вулканические процессы на севере территории в пределах Становой области, где в межгорных впадинах и на водораздельных пространствах образуются обширные поля средних и основных вулканитов — андезитов, андезитодацитов, диабазовых порфиритов, туфов и туффитов (до 1200 м).

Волжский век

С волжским веком связаны существенные палеогеографические перестройки в большинстве регионов Северной Евразии. Нижневолжские осадки отсутствуют на значительной площади вследствие кратковременной регрессии в середине ранневолжского времени. Средне-поздневолжское время характеризовалось, с одной стороны, максимальной позднеюрской трансгрессией, которая привела к расширению морских акваторий, а с другой — активизацией тектонической деятельности на платформах и в геосинклиналях, в результате чего увеличилась контрастность рельефа на суше и в морях (рис. 29).

В Тимано-Уральской области после ранневолжской регрессии море вновь покрыло почти всю территорию и сохранялось до конца века.

В Западной Сибири морской бассейн устойчиво существовал, по-видимому, на протяжении всего волжского века, однако резкое изменение профиля бассейна в середине ранневолжского времени сопровождалось подводной абразией как большей части ранневолжских, так и позднекимериджских осадков. В средневолжское время Западно-Сибирское море расширилось на юго-востоке и востоке, где оно затопило окраины Среднесибирской суши. Ярким событием волжского века следует считать образование в центральной части Западно-Сибирского бассейна глубоководной впадины с псевдоабиссальными глубинами. В низовьях Енисея в волжском веке сохранялся морской бассейн с умеренными глубинами.

В восточной части Енисей-Хатангского и в пределах Анабаро-Хатангского междуречья после ранневолжской регрессии в средневолжское время море трансгрессировало на Таймырскую и Среднесибирскую суши, а также распространилось в низовья р. Лены и к югу от нее, образовав обширный мелководный залив. В это же время возник второй залив в Южном Верхоянье (бассейн р. Сугджду) за счет наступления Северо-Восточного моря на озерно-аллювиальную равнину.

На Северо-Востоке СССР морской бассейн переместился к востоку, затопив значительную часть Эскимосской суши. Глубины его на этой территории достигали псевдоабиссальных. Северо-Восточное море на за-

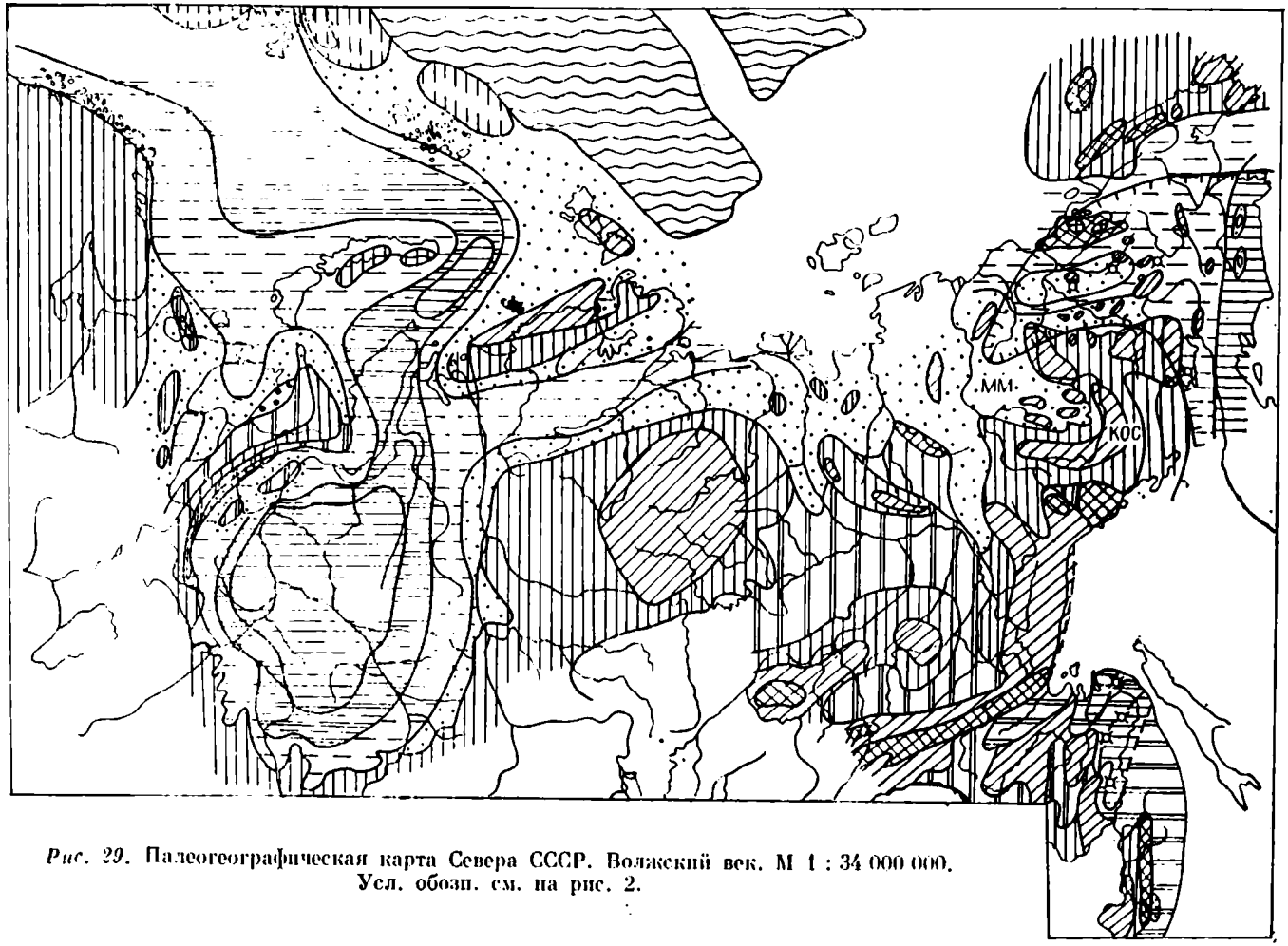


Рис. 29. Палеогеографическая карта Севера СССР. Волжский век. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

паде и юго-западе постепенно мелело, на осушенных участках образовывались лагуны.

На Дальнем Востоке в конце ранневолжского времени Сихотэ-Алинское и Амгунское моря, вероятно, существовали в прежних границах. Установился морской режим в восточной части Удского залива. Возобновилась аккумуляция в континентальных условиях в Буреинском прогибе. Регрессия в конце волжского века вновь привела к сокращению акваторий.

В волжском веке главной особенностью осадконакопления в западном секторе Северной Евразии следует считать формирование тонких, преимущественно глинистых осадков. В Тимано-Уральской области для всей волжской толщи характерны карбонатность, а для отдельных ее горизонтов битуминозность. В Западной Сибири разрез волжского яруса отличается высокой битуминозностью, а также повышенной карбонатностью и кремнистостью. По северной и восточной окраинам Сибирской платформы бассейны заполнялись преимущественно терригенными осадками, морскими на севере и угленосными в пределах большей части Приверхоянского прогиба и в Вилюйской синеклизе.

На Северо-Востоке СССР в волжском веке формировались осадки с высоким содержанием песчано-галечного и вулканогенного материала (рис. 30). На Дальнем Востоке накапливались в основном терригенные, иногда кремнистые осадки: существенную роль играли континентальные пески с углями.

Максимальные мощности волжских отложений установлены на Северо-Востоке (до 2000 м) и Дальнем Востоке (до 1000 м), минимальные (до 15—20 м) — в центральных районах Западной Сибири.

В Тимано-Уральской области ранневолжская регрессия сопровождалась резким подъемом территории и размывом верхнего и части нижнего кимериджа в большинстве районов. В конце ранневолжского времени море вновь затопило почти весь регион и сохранялось в нем до конца поздней юры (см. рис. 29). Наличие местных размывов в средне-верхневолжской толще обусловлено, по-видимому, донными течениями.

В узкой полосе прибрежного мелководья вблизи Тиманских островов отлагались известковистые глины с прослоями мелкозернистых песков. В сходных обстановках на восточной окраине моря накапливались алевритовые глины и глинистые алевриты с прослоями известковистых глин и песков. Пестрый состав осадков (от песков до известковистых глин) следует связывать с неустойчивостью береговой линии, характерной для зон мелководья.

На значительной площади, примыкавшей к восточной мелководной зоне и занимавшей внутреннюю часть бассейна, в условиях небольших глубин (верхняя сублитораль) отлагались известковистые глины с подчиненными прослоями алевритистых глин или песков (Седуяхинский район). Иногда среди них отмечаются глауконитовые (пос. Няшабож) или известковистые (Возейский и Усинский районы) алевролиты.

На двух обособленных участках в южной и северной частях бассейна в условиях, возможно, нижней сублиторали при слабом поступлении обломочного материала и в очень спокойной гидродинамической обстановке формировались преимущественно известковистые глины с прослоями битуминозных глин (сланцев) (рис. 30). К западу от Тиманских островов также в относительно мелководных условиях накапливались глинистые пески и песчанистые глины. Повсеместно в волжских отложениях в массовых количествах встречаются двустворки, присутствуют аммониты, белемниты, разнообразные фораминиферы. Состав фауны свидетельствует о нормально-морском режиме бассейна. По данным изотопной палеотер-

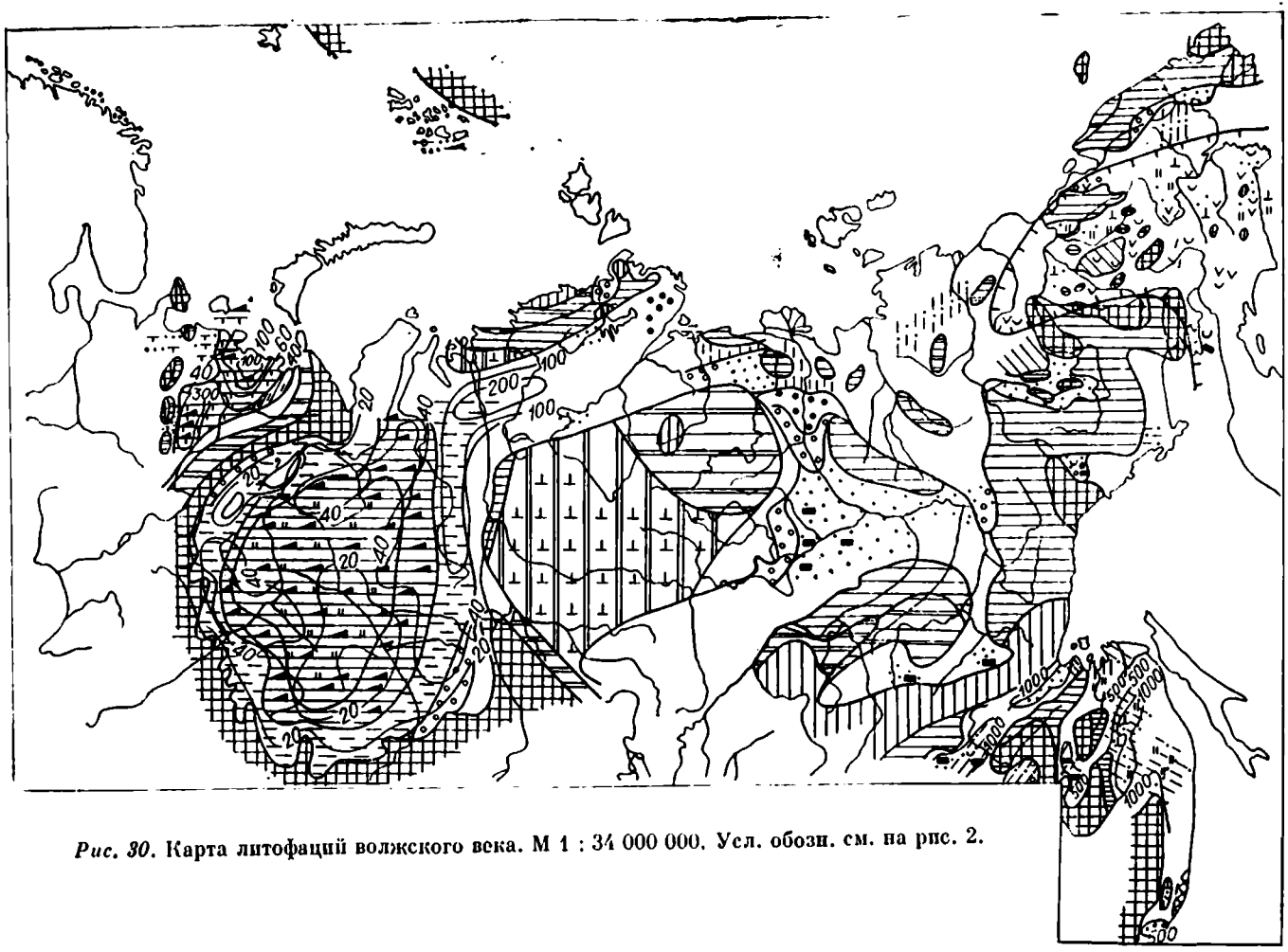


Рис. 30. Карта литофаций волжского века. М 1 : 34 000 000. Усл. обозн. см. на рис. 2.

метрии среднегодовая температура воды в средневолжское время составляла 16,5° [Захаров, 1981, с. 163].

По мнению С. П. Яковлевой, ранневолжские фораминиферы бассейна Адзьвы близки по составу соответствующим ассоциациям восточного склона Урала [Стратиграфия..., 1976], что позволяет, как и в позднем кимеридже, предполагать сообщение ранневолжских морей Печоры и Западной Сибири через пролив в Уральской суше. Однако этому заключению противоречат данные по макробентосу, состав которого по обе стороны от Уральской суши в ранне- и средневолжское время резко отличался [Захаров, Месежников, 1974].

Волжские отложения в Тимано-Уральской области имеют значительные мощности (до 120 м), в целом увеличивающиеся от окраин к центральным районам бассейна седиментации (рис. 30).

Балтийская и Уральская суши представляли в волжском веке невысокие, слабо расчлененные денудационные озерно-аллювиальные (по окраинам) равнины. Возможно, что в моменты замедления выноса обломочного материала осадки обогащались органикой. На Тиманских островах преобладал равнинный рельеф. Присутствие битуминозных осадков в непосредственной близости от их берегов позволяет предполагать незначительный снос терригенного материала.

В пределах Баренцево-Карской акватории на Западном Шпицбергене в средне-поздневолжское время накапливались битуминозные глинистые осадки с редкими прослоями песков, с карбонатными конкрециями, с аммонитами и двустворками. Мощность осадков 75—100 м [Пчелина, 1965б].

На Земле Франца-Иосифа (о-в Вильчека) в ранневолжское время отлагались черные глины, сменившиеся затем глинистыми песками и песками [Шульгина, Михайлов, 1979]. Общая мощность волжских отложений около 300 м. Внутри однообразной толщи устанавливается стратиграфический перерыв: на средневолжском подъярусе залегают верхние горизонты верхневолжского подъяруса. Возможно, седиментация прерывалась в морских условиях в поздневолжское время и восстановилась только к концу века.

Судя по минералогическому составу волжских отложений Земли Франца-Иосифа, их формирование происходило за счет расположенной на севере Арктической суши.

В Западной Сибири с волжским веком связан максимум позднеюрской трансгрессии. На востоке море подступило к областям денудации, образуя заливы по депрессиям рельефа. Значительно увеличились его глубины в центральной части, где образовалась псевдоабиссальная впадина. В направлении к окраинам глубины уменьшились, но не выходили за пределы нижней сублиторали. Узкие полосы мелководья примыкали к Уральской и Среднесибирской сушам, а также окружали Северо-Сосьвинские острова (см. рис. 29).

На западе вдоль Уральской суши осадки накапливались в неглубоком море. Изрезанная береговая линия способствовала изоляции отдельных участков и обусловила пестрый состав осадков в этой зоне. На Приполярном Урале (участок Усть-Манья — междуречье Вольи и Ятрии) формировались алевритовые глины, алевриты, вверху известковистые, с глауконитом, а также оолитовые песчаники мощностью 25—50 м. Севернее (р. Ятрия) накапливались алевритовые карбонатные осадки с глауконитом, переполненные раковинами моллюсков, преимущественно двустворок и аммонитов, мощность которых составляет 70—80 м. На Приполярном Урале отлагались алевритовые глины мощностью до 45—50 м [Захаров, Месежников, 1974].

Количественное изобилие и разнообразие остатков раковин морских теплолюбивых беспозвоночных, заключенных в породы,— аммонитов, двустворчатых, белемнитов, гастропод, брахиопод, фораминифер и др.— свидетельствуют о благоприятных условиях обитания на прибрежном мелководье Ляпинского бассейна. Среднегодовая температура воды, по данным изотопной термометрии, составляла в средневолжское время 15,5°, в поздневолжское — 12,7°С. Соленость вод в средневолжское время 31% [Захаров, 1981].

Западно-Сибирский эпиконтинентальный морской бассейн в волжский век имел площадь свыше 2 млн. км². Наиболее глубоководная область (псевдоабиссальная впадина) занимала около половины акватории. Центр впадины располагался на западе. Здесь формировались черные и буровато-черные тонкоотмученные, тонкослоистые глины, содержащие в среднем 8—15% $C_{орг}$. Нередко присутствуют сильнокремнистые или известковистые глины, переходящие в мергели. Следующая в направлении к палеоберегу область относительно глубоководного моря (нижняя сублитораль) непрерывной полосой огибала псевдоабиссаль. В примыкавшей к впадине части нижней сублиторали формировались темно-серые и буровато-черные битуминозные глины, содержащие до 4—8% органического вещества, а по периферии накапливались темно-серые и черные глины с содержанием органического вещества не более 1—2%. Область мелководных морских осадков (верхняя сублитораль) характеризовалась более пестрым фациальным составом: на северо-западе отлагались слюдистые алевритовые осадки с подчиненными прослоями глин. На западе и юго-западе были развиты преимущественно глинистые отложения [Атлас..., 1976]. Отдельные поднятия на западе бассейна были окаймлены грубообломочными пляжевыми шлейфами (верхи вогулкинской толщи [Ясович, Поплавская, 1975]). На востоке бассейна сероцветные глинистые осадки (марьяновская свита) постепенно сменялись в сторону берега глинисто-алевритовыми мелководными образованиями, а на юго-востоке — пестроцветными континентальными песчано-алевритовыми отложениями тяжинской свиты.

В соответствии с намеченными обстановками осадконакопления распределялся органический мир. Пелагическую зону над псевдоабиссальной впадиной и относительно глубоководной областью моря населяли как планктонные организмы (микрофитопланктон — кокколитофориды, перидиней, динофлагелляты; зоопланктон — радиолярии и, вероятно, личинки беспозвоночных), так и нектонные (головоногие моллюски — аммониты, мягкотелые теутиды, редкие белемниты) и костистые рыбы. Глубоководный бентос был качественно беден. Микробентос чрезвычайно редок. Макробентос представлен бухиями, колониальные поселения которых были развиты почти повсеместно, и более редкими колониями иноцерамов.

Относительно глубоководный (нижнесублиторальный) бентос был более разнообразен и изобилен. В состав макробентоса наряду с двустворками, в ассоциациях которых преобладали бухии, встречаются гастроподы и брахиоподы (один род). Становится многочисленным и разнообразным также микробентос. Особенно богаты ассоциации фораминифер западных и юго-западных районов. Ассоциации же фораминифер южных и восточных районов отличаются от западных резко обедненным составом.

Мелководно-морские и прибрежно-морские обстановки (верхняя сублитораль) характеризуются наибольшим разнообразием и обилием макробентоса. В распределении его наблюдается резкая асимметрия: если в Северо-Сосьвинском и Шаимском районах в течение волжского века обитали представители свыше 40 родов двустворчатых, свыше 10 родов гастропод и 7—8 родов брахиопод, то на востоке и юго-востоке в морских отложениях обнаружено 10 родов двустворок. Микробентосные (фораминиферовые)

ассоциации пестры по составу. Разнообразие их сообществ находилось в прямой связи с типом обстановки: относительно спокойноводные участки с глинистыми грунтами были населены многочисленными видами, аномалии какого-либо фактора (активная гидродинамика, быстрое накопление осадка, изменение солености, приток холодных вод и т. п.) приводили к сокращению числа таксонов, но повышали популяционную плотность отдельных видов.

В распределении мощностей волжских отложений в Западной Сибири наблюдается определенная закономерность. Их максимальные значения приурочены к окраинам этой территории и составляют на западе (Шурышкарский прогиб, Ляпинская впадина) и на юге (Омская впадина) 60—80 м, на востоке изменяются от 60 м (Чулымо-Енисейская впадина) до 150 м (на севере). Минимальные мощности (20—30 м) имеют отложения в центральной зоне, где располагалась глубоководная впадина, характеризовавшаяся в волжском веке некомпенсированным прогибанием. Западно-Сибирский бассейн был окружен с трех сторон низкой пенепленизированной сушей: с запада — узким Уральским полуостровом, с востока — Среднесибирской сушей, с юга — низменными равнинами, переходящими в Казахстанское низкогорье. В северо-западную часть моря обломочный материал частично поступал с низкогорных Северо-Сосьвинских островов, на которых преобладали эрозионно-аккумулятивные процессы.

В соответствии с изложенным Западно-Сибирский бассейн в волжском веке был наиболее обширным и глубоководным из существовавших на этой территории от келловея до берриаса. Псевдоабиссальная впадина (глубина до 500 м) располагалась субмеридионально. На западе и юго-западе подводные склоны бассейна были довольно крутыми, а на востоке и юго-востоке — значительно более пологими. На севере и северо-востоке бассейн свободно сообщался с морями Арктики. Срединные части северного и северо-восточного (в направлении Хатангской впадины) проливов были относительно глубоководными (обстановки, переходные между нижней сублиторалью и псевдоабиссалью).

В пелагиали преобладали циклонические течения [Захаров, Саке, 1983]. Главные потоки шли против часовой стрелки: с севера вдоль Уральского берега, а затем поворачивали к востоку и далее к северу. Открытое море было полносоленым и только прибрежные участки его на юго-востоке и востоке испытывали опреснение. Умеренно теплый климат — аридный на юге и гумидный на севере — сохранялся в течение всего века.

Среднегодовая температура вод эпипелагиали вблизи северо-западного берега составила 15—16°С, вблизи северо-восточного — 13—14°С. Придонные воды были, видимо, значительно более прохладными. Бассейн характеризовался резко некомпенсированным осадконакоплением: средняя скорость прогибания в волжское время составляла 0,012—0,015 мм/год, а средний темп накопления осадков 0,002—0,003 мм/год. На окружающей суше происходило довольно интенсивное выветривание в условиях относительного тектонического покоя и сглаженного рельефа окружающей бассейн суши [Ушатинский, Зарипов, 1978, с. 179].

В районе нижнего течения Енисея в условиях нижней сублиторали накапливались глинистые осадки (см. рис. 30) с подчиненными прослоями алевритов, содержащих примесь глинистого и песчаного материала, глауконита и лептохлоритов. Для осадков характерны ленточная и линзовидно-горизонтальная, реже — косая слоистость. Отмечаются прослои, обогащенные карбонатами. Мощности волжских отложений в этом районе очень изменчивы и достигают 400 м [Карцева и др., 1971]. Среди окаменелостей многочисленны остатки аммонитов, двустворок, белемнитов, фораминифер, встречаются ходы илоедов.

На территории Енисей-Ленского междуречья и на Таймыре позднеюрская трансгрессия в волжском веке достигла максимума. Процесс прогибания охватил как центральные, так и в особенности бывшие мелководные окраинные площади бассейна. В поздневолжское время средняя сублитораль близко подступила к Сибирской суше и Таймыру. Море заливает значительные площади на северной окраине Сибирской суши, образуется мелководный залив на севере Таймыра (см. рис. 29). На севере Сибири широкое развитие получают алевритоглинистые отложения, образовавшиеся в относительно глубоководных и умеренно глубоководных зонах бассейна. Лишь на его окраинах наблюдаются алевритопесчаные породы, формировавшиеся в условиях средней сублиторали (реки Хета, Дябака-Тари). Осадочный материал поступал главным образом с Сибирской суши, представлявшей собой к концу волжского века низкий пенеплен, на котором преобладало интенсивное выветривание в условиях влажного умеренно теплого климата [Ронкина, 1965; Гольберт и др., 1968].

Вследствие роста структур на некоторых площадях из разрезов выпадает ряд зон нижне- и средневолжского подъярусов (бассейн р. Хеты, п-ов Пакса), а иногда и почти весь волжский ярус (Анабарский порог). Происходит дальнейшая дифференциация обстановок осадконакопления: четко обособляются три крупные седиментационные (и биономические) зоны, располагавшиеся параллельно палеоберегу,— прибрежно-мелководная, умеренно глубоководная, удаленная от палеоберега, и относительно глубоководная, весьма удаленная от палеоберега (см. рис. 29).

Наиболее глубоководные морские обстановки существовали в приосевой части бассейна (п-ов Пакса). Главной особенностью формировавшихся здесь отложений является ритмичное чередование в разрезе двух типов глинистых пород, обладавших резко различными литолого-геохимическими и палеоэкологическими характеристиками [Басов и др., 1970; Каплан и др., 1973].

Первый тип пород — массивные голубовато-серые оскольчатые аргиллиты, образующие прослои 0,3—0,4 м, богатые монтмориллонитом и неупорядоченными смешанослойными образованиями, повышенной железистостью хлоритов и гидрослюд.

Второй тип пород представлен темно-серыми с коричневатым оттенком битуминозными плитчатыми аргиллитами мощностью прослоев 0,2—0,3 м. Они содержат меньше смешанослойных минералов и больше гидрослюд. В рассеянном органическом веществе преобладает сапропелевый материал, представленный каллогеном, а также донными растительными остатками, сходными с бурыми водорослями, обнаруженными в синхронных отложениях Западно-Сибирской низменности и Усть-Енисейской впадины [Каплан и др., 1973].

Названным типам глин в верхневолжских отложениях соответствуют два звена относительно глубоководной катены: нижнесублиторальное представлено ассоциацией *Buchia* — *Malletia* (в породах первого типа) и псевдоабиссальное — *Aequipecten* — *Pisces* (в породах второго типа) (табл. 16). Комплексный анализ данных свидетельствует об образовании аргиллитов второго типа в глубоких, спокойных и застойных водах.

Следы умеренно глубоководных звеньев катены присутствуют на южном (реки Хета, Боярка) и северном (р. Дябака-Тари, возможно р. Подкаменная на Северо-Восточном Таймыре) борту Хатангской впадины. Причем в этих районах, судя по устойчивому положению в них определенного звена катены, длительное время существовали стабильные обстановки. Звено внутренней части среднесублиторальной зоны (ассоциация *Prorokia* — *Inoceramus*) известно только из верхневолжских глин

Таблица 16

Распределение сообществ двустворчатых моллюсков по биономическим зонам Хатангского бассейна в волжский век

Биономическая зона	Средневолжское время				Поздневолжское время			
	Район							
	р. Хета	р. Боярка	п-ов Пакса	Центральный Таймыр	р. Хета	р. Боярка	п-ов Пакса	Центральный Таймыр
IIIб	Ассоциация *Tancredia — Arctica*			Ассоциация *Tancredia — Arctica — Pleuromya*				Ассоциация *Tancredia — Astarte*
IIIа	?			Ассоциация *Praexogyra—Pleuromya — Isognomon*				Ассоциация *Praexogyra — Pleuromya*
IIб	Ассоциация *Boreionectes*	Ассоциация *Boreionectes — Entolium — Buchia*		Ассоциация *Boreionectes — Entolium — Buchia*	Ассоциация *Pleuromya — Buchia*			?
IIа		?		?		Ассоциация *Prorokia — Inoceramus*		
Iб			Ассоциация *Buchia — Palaeotaxodonta*				Ассоциация *Buchia — Malletia*	
Iа							Ассоциация *Aequipecten*	

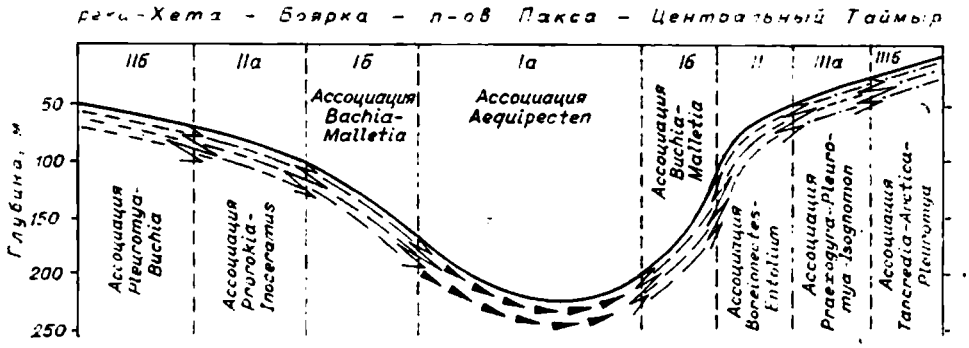


Рис. 31. Батиметрический профиль и катена бентоса Хатангского моря в поздневолжское время. Усл. обозн. см. на рис. 8.

в бассейне р. Боярки (табл. 16, рис. 31). Звено внешней части среднесублиторальной зоны в поздневолжское время было представлено фильтраторами А и Б: *Pleuromya* — *Buchia* (р. Хета), а в средневолжское время — ассоциациями, в которых обычно доминировали биссусные и свободно живущие фильтраторы высокого уровня: *Boreionectes*, *Buchia*, *Entolium*.

Среди мелководно-морских донных сообществ преобладают экотонные между нижне- и среднесублиторальными, смешанные прибрежно-мелководные и внутренние мелководные, что является результатом узости этих биономических зон в волжское время. Оба верхнесублиторальных звена морской катены приходится восстанавливать по единичным разрезам. Мелководно-морская часть катены ранневолжского времени на севере неизвестна. Прибрежно-мелководная средневолжская — с трудом фиксируется в мелких выходах и валунах на р. Хете. Она представлена ассоциацией реофильных фильтраторов А: *Tancredia* — *Arctica*. Эта же ассоциация вычленяется на северном борту (Центральный Таймыр), где она соседствовала с внешней верхнесублиторальной: *Praexogyra* — *Pleuromya* — *Isognomon*.

Только в одном месте (Центральный Таймыр) обнаружены следы верхнесублиторальных ассоциаций поздневолжского времени. По ориктоценозам, изученным в маломощных алевритовых песках и известковых алевролитах, восстановлены оба звена катены: прибрежное — *Tancredia* — *Astarte* и внутреннее — *Praexogyra* — *Pleuromya* (табл. 16, рис. 31).

Профиль дна Хатангского бассейна поздневолжского времени, нарисованный с учетом особенностей предполагаемого размещения катены и осадков, выглядит асимметричным. Со стороны Сибирской суши он пологий, а со стороны Таймырской суши — крутой.

Приведенная реконструкция, как нам представляется, отражает реальную структуру донных сообществ, четко обособленных по биономическим зонам на южном борту и смешанных — на северном.

Учитывая разнообразие беспозвоночных в осадках волжского века: аммонитов, белемнитов, двустворок, гастропод, брахиопод, фораминифер, ракообразных, иглокожих, а также ихтиозавров, костистых рыб и разнообразного планктона, можно уверенно предполагать нормальный морской режим на всей площади палеобассейна. По данным палеогалометрии соленость вод в средневолжское время у северных окраин Сибирской суши и у южных берегов Таймыра составляла около 32‰. Для поздневолжского времени данных нет. Море было относительно теплым. Палеотермометрия дает следующие усредненные цифры по частям века: для ранневолжского бассейна — 15,5°С, для среднепоздневолжского — 13,4°С.

Придонные воды на большой глубине были, естественно, более прохладными, чем на мелководье.

На правобережье Анабара (между устьями рек Содиемиха и Средняя), вероятно, в условиях средней сублиторали в конце волжского времени накапливались глинистые алевриты и глины (мощность 3—6 м) с фосфатными и карбонатными конкрециями [Стратиграфия..., 1976], содержащими аммониты. В сходных обстановках в средневолжское и, вероятно, в поздневолжское время формировались алевритовые осадки и глинистые алевриты с аммонитами, двустворками, форминиферами в пределах Анабаро-Оленекского междуречья (реки Средняя, Половинная, Уджа, Буолкалах), мощность их от 6—8 до 30—35 м [Стратиграфия..., 1976]. Наличие конгломератов, гравелитов и грубых песчаников в основании и в кровле отложений свидетельствует об неустойчивости условий осадконакопления.

Области сноса (Таймырская и Среднесибирская суши) в волжском веке были более высокими и расчлененными, чем в кимеридже, что обусловило погрубение обломочного материала, поступавшего в окраинные районы акватории. Площадь Таймырской суши значительно сократилась в результате затопления морем ее южной и северо-восточной окраин (см. рис. 29). Изменились очертания северо-восточной части Среднесибирской суши; образовавшийся здесь пролив отделил от нее Оленекский остров. В низовьях Лены образовался залив, глубоко вдававшийся в озерно-аллювиальную равнину и свободно сообщавшийся на севере с западными и восточными акваториями.

В северной части залива (бассейн Молодо, междуречье Молодо — Моторчуна) в ранне-средневолжское время накапливались глинистые, алевритовые и песчаные осадки. Находки остатков аммонитов, белемнитов и двустворок свидетельствуют о нормально-морских условиях и неглубоком море. В южной части залива (от устья р. Менгкере до мыса Чоноко) в это же время отлагались пески, иногда с галькой (устье Менгкере), с подчиненными прослоями алевритов, остатками моллюсков — аммонитов, белемнитов и двустворок [Стратиграфия..., 1976]. Мощность осадков, изменяется от 10—12 м (устье Менгкере) до 300 м (правобережье Лены междуречье Кучу — Типкэн).

К югу от залива располагалась обширная озерно-аллювиальная равнина, которая пересекалась водораздельной Лено-Алданской возвышенностью. По ее окраинам формировались аллювиальные пески, а в центральной части в нижних течениях рек и озерах — пески с прослоями глин и алевритов, заключающие остатки пресноводных моллюсков, иногда с мощными пластами угля (левые притоки Вилюя) и отпечатками листьев растений [Стратиграфия..., 1976]. Мощность осадков достигает 120 м. В озерно-аллювиальную низменность на юго-востоке (реки Томпо, Сугжа) вдавался мелководный залив, открывшийся в сторону Северо-Восточного моря, в котором накапливались алевриты и пески (см. рис. 30). В пределах Южно-Якутской озерно-аллювиальной низменности отлагались угленосные песчано-алевритово-глинистые осадки нюренгринской свиты мощностью до 400 м.

Изменились очертания областей сноса, и на ряде участков произошла перестройка рельефа. На юго-востоке за счет расширения озерно-аллювиальной равнины сократилась Среднесибирская возвышенность. В ее внутренних районах появились более высокие, чем в кимеридже, участки. Ландшафты Лено-Алданской возвышенности не претерпели изменений. Верхоянская суша на севере покрылась морем с образованием островов (см. рис. 29). Южная ее часть сохранилась в виде небольшой возвышенности, отделявшей озерно-аллювиальную низменность от Северо-Восточного моря.

На Северо-Востоке СССР произошли довольно существенные палеогеографические перестройки. Море проникло в районы Центральной и отчасти Восточной Чукотки. К началу века полностью закрылся пролив в среднем течении Колымы и в Северном Приохотье. На левобережье Колымы образовался залив с невысокими островами. От бассейна Тихого океана он был отделен далеко выступающим на восток Колымо-Охотским полуостровом. Северо-Восточное море в бассейне рек Анадыря и Пенжины широко соединилось с Палеопацификой, которая вплотную подступила к Камчатке и Корякскому нагорью. Глубины моря здесь возрастали до псевдоабиссальных (более 200 м).

Глубины Северо-Восточного моря были близки к нижнесублиторальным (100—200 м), а в Момо-Зырянском заливе и близ многих островов и полуостровов в районе хребта Полоусного, рек Большой Анюй и Омолон — верхнесублиторальным (до 100 м).

Изменился характер распределения фаций. Ареал вулканизма резко расширился на востоке и охватил большую часть бассейна, за исключением его северо-восточной прибрежной зоны. На западной и северной окраинах моря, напротив, вулканические процессы прекратились. Здесь накапливались исключительно терригенные осадки (см. рис. 30): пески, алевриты и глины с преобладанием мелкозернистых полимиктовых песков. Местами (по-видимому, вблизи палеоберега) отложения заключают прослойки и линзы грубозернистых песков, гравия и гальки. Общая мощность осадков 1000—1500 м.

Судя по особенностям осадков и палеонтологическим остаткам, связь Момо-Зырянского залива с главной акваторией временами была затрудненной, и он постепенно превратился к лагуну. В поздневолжское время Момо-Зырянская лагуна полностью отшнуровалась от Северо-Восточного моря, включая Алазейский залив. С этого момента здесь накапливались лагунно-озерные пески, алевриты, глины с прослойками углей и остатками растений (мощность 200—400 м).

В пределы другого района развития терригенных фаций (восточное побережье Чаунской губы, бассейн Пегтымеля, верховье Канчалона, залив Креста) море трансгрессировало во второй половине волжского века. Здесь накопилась толща песков полимиктового состава с прослоями и горизонтами алевритов, глин, местами с линзами гравийно-галечного материала (400—600 м).

Для остальной, большей части территории Северо-Восточного моря характерно исключительное фациальное разнообразие и латеральная изменчивость волжских отложений. Здесь наблюдаются самые различные соотношения терригенных осадков (песков, алевритов, глин, гравия, гальки), вулканических пород (туфов и лав основного, среднего и кислого состава) и смешанных образований. Фациальные изменения по латерали, особенно в центральной части ареала, весьма значительны. Поля кислых и средних лав и туфов сменяются участками, где накапливались терригенные осадки с прослоями туфов и лав базальтов и смешанных пород. Местами преобладают осадочно-вулканогенные отложения. Последние отлагались как под водой, так и на островах в субаэральных условиях. Близ островов морские осадки нередко заключают линзы, прослои, иногда горизонты гравийно-галечных смесей.

На некоторых участках (например, на левобережье р. Большой Анюй) и на побережьях низменных, сравнительно невысоких островов во второй половине волжского века накапливались пески, глины с прослоями углей и многочисленными растительными остатками. Суммарная мощность до 500 м. К юго-востоку, в сторону Палеопацифики с увеличением морских глубин осадки становятся кремнистыми.

Мощность волжских отложений в пределах ареала вулканизма 1000—1500 м. На участках наиболее интенсивной вулканической деятельности она увеличивается до 2000 м (например, на п-ове Тайгонос). Уменьшение мощностей (менее 1000 м) в отдельных районах связано с палеогеографическими перестройками в волжском веке, либо размывом отложений в более позднее время.

Суша, окружавшая Северо-Восточное море, в волжское время была сравнительно невысокой и слабо расчлененной. Прибрежные и денудационные равнины сменялись невысокими (200—500 м) возвышенностями, на которых также преобладали денудационные процессы (плоскостной смыв). Лишь вдоль северо-восточного побережья рельеф участками был гористый (500—1000 м). Здесь, а также в пределах Мало-Анюйского острова, контрастность рельефа по сравнению с кимериджским веком, по-видимому, несколько возросла, хотя площадь суши, напротив, сократилась.

В Дальневосточном регионе в начале волжского века, как и в конце кимериджа, значительная часть территории была расположена выше уровня моря. Последняя позднеюрская трансгрессия на территории Дальнего Востока относится скорее всего к концу ранневолжского времени. Сихотэ-Алинский морской бассейн восстанавливается почти в максимальных границах. О значительном возрастании его глубин в северной части говорят алевролиты, кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые сланцы большой мощности (до 1000 м), широко развитые на левобережье нижнего Амура. Присутствие оползневых брекчий и прослоев спилитов и диабазов свидетельствует о тектонических подвижках и расчлененности рельефа дна этого геосинклинального бассейна.

Морской бассейн, вновь образовавшийся на территории Северного Сихотэ-Алиня, располагался, по-видимому, в пределах нижней сублиторали. Здесь отлагались преимущественно тонкие осадки — алевриты, глины, пески, спорадически — гравелиты и седиментационные брекчии (см. рис. 30).

Волжская трансгрессия способствовала широкому расселению бухий, которые, будучи эврибионтными организмами, осваивают все биономические зоны. Их остатки наряду с головоногими в заметном количестве появляются в глубоководных осадках Сихотэ-Алинского моря.

В более южных районах Сихотэ-Алинской складчатой системы отложений, отвечающих волжской трансгрессии, не сохранилось. Однако присутствие волжского яруса с обильными бухиями в Южном Приморье свидетельствует о восстановлении морского режима в пределах всего Сихотэ-Алинского бассейна.

Волжское море заняло Сучанский прогиб — восточную часть бывшего Южно-Приморского залива. Наступление моря сопровождалось накоплением галечников и грубозернистых прибрежно-морских песков с косой слоистостью, которые сменились однообразной толщей мелкозернистых глауконитовых песков с редкими прослоями алевритов (до 800 м). Залив по-прежнему был очень мелким, так что небольшие перемещения береговой линии приводили к осушению отдельных участков и формированию в разрезах прослоев углистых аргиллитов с обильными растительными остатками.

Биота этого мелководного залива, так и в предыдущие века была более разнообразной по сравнению с другими частями дальневосточного волжского бассейна. Это касается как нектонных, так и бентосных сообществ. Нектонные организмы представлены исключительно тетическими иммигрантами. Ядра донных сообществ, наоборот, образовывали бореальные бухии, но значительная роль принадлежала также выходцам из южных морей, прежде всего тригонидам.

Положение и характер питающих областей для Сихотэ-Алинского бассейна оставались те же, что и в предыдущие века. К северу от Сихотэ-Алинского моря в районе нижнего течения р. Амгуни образовался бассейн, по очертаниям, по-видимому, близкий к кимериджскому, но значительно глубже его. В нем формировались алевритоглинистые осадки с участием песков и следами окремнения (более 1000 м мощностью).

На западе морской режим возобновляется лишь в восточной части Удского залива (см. рис. 29). В районе Охотского побережья по-прежнему находилось открытое море, дно которого заселяли многочисленные бухии, освоившие нижнюю сублитораль, головоногие были редки.

На этой территории, как и прежде, накапливались преимущественно тонкие осадки — алевриты и глины (мощностью более 500 м). В мелководной части бассейна (реки Ир и Эльга) отлагались пески и алевриты (до 1500 м). Здесь обитала более разнообразная донная фауна. В бассейнах рек Урми и Гербикан располагалась краевая наиболее мелководная часть залива, где накапливались пески с прослоями гравия, реже — алевритов (свыше 1000 м). Сюда почти не проникали головоногие моллюски, но представители различных групп бентосной фауны были исключительно обильны. Особенно многочисленными были бухии, образующие обширные поселения с очень высокой популяционной плотностью. Большие площади дна занимали также окситомы, плевромии, бурейамии, модиолусы. В состав биоценозов входили также борейнектесы, устрицы, анизокардии и др.

Обломочный материал, как и в предшествующее время, приносился в основном с севера — со Становых гор. Отсюда же поступал туфогенный материал. Для более восточных районов — бассейнов рек Тыла и Торома и Охотского побережья — довольно четко вырисовывается южная область питания, наметившаяся еще в оксфордском и кимериджском веках. По-видимому, поднятия на рубеже кимериджа и волжского века привели к увеличению высот образовавшейся здесь суши и к интенсивному ее размыву. С этими движениями скорее всего связано разделение ранее единого Удского залива на северо-западную — Удскую и юго-восточную — Тором-Тугурскую части и появление перемычки между ними в виде подводного поднятия или небольшой островной суши.

В районе Верхнего Приамурья после распада пресноводного водоема повсеместно: и в бассейне р. Осежины, и восточнее в среднем течении р. Зеи — в волжское время существовала низкая аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина с обширными заболоченными пространствами, покрытая пышной растительностью, где формировались литологически пестрые угленосные толщи значительной мощности (до 1500 м).

Происходит расширение старых и появляются новые приразломные впадины в центральной части Буреинского массива — в районе нижнего течения р. Зеи и к востоку от нее. Расширение площадей седиментации способствовало накоплению более тонких осадков и процессам углеобразования. По-прежнему здесь активно проявляется вулканическая деятельность, с которой связана постоянная примесь в осадках туфогенного материала.

С началом волжской трансгрессии возобновилось осадконакопление в Буреинском прогибе. Одновременно здесь поднялась окружавшая суша, прежде всего расположенная к западу от прогиба. В результате вдоль западной окраины сформировались слабо сортированные с грубой косой слоистостью и незначительной окатанностью грубообломочные отложения, которые представлены русловыми отложениями и конусами выноса горных рек. Вверх по разрезу и в направлении к востоку они сменяются более тонкими осадками речных пойм, озер и болот. Таким образом, Буреинский

седиментационный бассейн в волжское время представлял собой аккумулятивную предгорную равнину, в центральной и восточной частях которой осуществлялось угленакопление (см. рис. 29).

В конце волжского века море регрессировало из южной части Сихотэ-Алинского бассейна, включая Южно-Приморский залив, и большей части Удского залива. В западной части последнего в конце волжского века морской режим постепенно деградирует с формированием регрессивного комплекса осадков. Слои в кровле разреза здесь насыщены растительными остатками и пропластками каменного угля. Одновременно обедняются морские палеобиоценозы. В разрезе появляются монотаксонные скопления астарт, а затем остатки морской фауны полностью исчезают.

Смена морских условий континентальными отмечается в восточной части Удского залива — в Тыль-Торомском районе. Однако континентальный режим существовал здесь лишь короткое время. Берриас-валанжинская трансгрессия, получившая широкое распространение на юге региона, охватила и восточную часть Удского залива. Поздневолжская регрессия захватила не всю территорию. Так, в районе Охотского побережья морской режим сохранялся вплоть до конца валанжинского века, а в северной части Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы морская обстановка существовала до начала готерива.

Глава V

ОСОБЕННОСТИ ЮРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СЕВЕРЕ СССР

Юрский этап седиментации на Севере СССР имеет ряд существенных отличий от триасового и мелового этапов. Прежде всего эти отличия заключены в самой динамике развития бассейнов — в триасе седиментация происходила в разобщенных областях и характеризовалась постепенным сокращением как общей их площади, так и площади морского осадконакопления. В течение мелового периода произошло разобщение единого в начале неокома бассейна седиментации и сопутствующее этому сокращение как общей площади осадконакопления, так и, в особенности, площади морского осадконакопления. Для мелового периода было особенно характерно развитие пресноводных и солоноватоводных бассейнов седиментации и частое проявление перекомпенсации осадконакопления. Напротив, в течение юры седиментационный бассейн рос непрерывно, постепенно увеличивались его размеры, возрастали площади морского осадконакопления. С другой стороны, юрские бассейны достаточно часто характеризовались некомпенсированным осадконакоплением. Наконец, юрский этап седиментации отличался и наименьшим в мезозое развитием пресноводных и солоноватоводных отложений.

Седиментация в бореальных бассейнах юры происходила как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях. Платформенные бассейны были распространены в западной и центральной частях рассматриваемой территории, геосинклинальные — занимали восточную ее часть (Северо-Восток и Дальний Восток СССР). В пределах современных континентов отношение площадей платформенных и геосинклинальных бассейнов в разные века юрского периода колебалось от 1 : 1 до 1,5 : 1. С учетом площади современной акватории это отношение несколько возрастает.

Несмотря на существование в юре разнообразных по тектоническому режиму бассейнов, в них повсеместно накапливались преимущественно терригенные осадки. Лишь на востоке значительную роль в строении юрского разреза приобретают эффузивы и туфогенные породы. Карбонаты образуют сколько-нибудь заметные скопления лишь на крайнем западе Западной Сибири (некоторые пачки вогулкинской толщи, сложенные органогенно-обломочными породами) и на Приполярном Урале (средневолжские аммонитовые ракушняки р. Ятрии). Отдельные заметно обогащенные карбонатом прослои заключены также в баженовской свите Западной Сибири (волжский ярус — низы неокома). Кремнистые отложения известны главным образом на Дальнем Востоке, органогенным кремнеземом обогащена также и баженовская свита.

В распределении морских и континентальных фаций юры Севера СССР выявляются, как уже отмечалось, определенные закономерности: морские отложения нижней юры особенно полно развиты на Северо-Востоке; вдоль восточной и северной окраин Сибирской платформы раз-

виты перемежающиеся морские и солоноватоводные (а в основании разреза Вилюйской синеклизы — и континентальные) фации. На севере Западной Сибири имеются лишь отдельные горизонты морской нижней юры внутри сравнительно мощной серии пресноводных отложений. Наконец, в средней и южной частях Западной Сибири и на севере европейской части СССР нижнеюрские отложения либо представлены континентальными фациями, либо отсутствуют. Лишь на крайнем северо-западе региона (Земля Франца-Иосифа) появляются морские отложения плинсбаха и тоара.

Морские среднеюрские отложения распространены шире. Их ареал охватывает помимо бассейнов Северо-Востока и Дальнего Востока также восточные (за исключением Вилюйской синеклизы, где в конце аалена образуется пресноводный бассейн) и северные окраины Сибирской платформы. По-видимому, достаточно широко (хотя и не заполняя собой весь разрез) развиты морские отложения средней юры на севере Западной Сибири и на Баренцево-Карском шельфе.

В поздней юре морем была покрыта, по существу, вся рассматриваемая территория, за исключением большей части Западной Якутии и юго-востока Западной Сибири. Соответственно перераспределению морских бассейнов изменялись и ареалы пресноводных фаций, которые в ранней и средней юре приурочены к западной части рассматриваемой территории, а в поздней юре локализовались главным образом в восточном ее секторе.

Таким образом, основными направлениями трансгрессий являлись восточное в ранней юре, северное — в средней, северо-западное и северное — в поздней.

Как было показано [Ронов, 1949, 1961; Ронов, Хаин, 1960, 1964], основные особенности осадконакопления чрезвычайно наглядно выявляются при подсчетах объемов и площадей распространения осадочных толщ по палеогеографическим и литолого-фациальным картам. Для юрских и меловых платформенных бассейнов Севера СССР аналогичная работа была выполнена нами [Месежников и др., 1971а]. При всей неточности подсчетов, проистекающей от недостатка фактического материала, многих нерешенных проблем стратиграфии, трудностей пространственной интерпретации регрессий, неизбежных ошибок при расчетах по геосинклинальным формациям и т. п., они все же позволяют достаточно объективно характеризовать динамику осадконакопления на рассматриваемой территории. В отличие от данных, приведенных в предыдущих работах, настоящая глава включает материалы по всей Западной Сибири и по Северо-Востоку СССР. Все приводимые величины относятся только к площади современных континентов. Мы полагаем, однако, что включение в подсчеты территории северных и восточных акваторий хотя и увеличит абсолютные цифры, но не должно существенно сказываться на их отношениях.

Большое значение для выделения характерных особенностей седиментации имеет то обстоятельство, что в подсчет включены осадки лишь в современном контуре их развития. При этом оказываются неучтенными периферические части седиментационных бассейнов, которые заполнялись преимущественно неморскими осадками. Поэтому полученные соотношения сдвинуты в сторону увеличения площадей развития и объемов морских отложений. Учет лишь современного контура развития отложений приводит к искаженным подсчетам объемов седиментации и для веков, характеризовавшихся сложными, разнонаправленными палеогеографическими изменениями. В первую очередь это относится к тоару, оксфорду и кимериджу.

Как уже отмечалось, в целом юрский этап осадконакопления характеризуется постепенным увеличением общей площади седиментационных

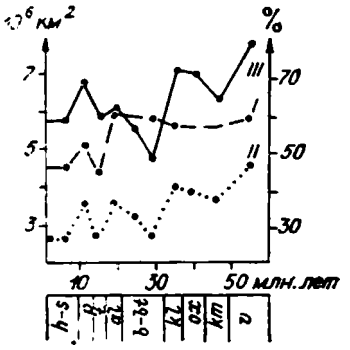


Рис. 32. Изменение общей площади бассейнов седиментации (I), площади морских бассейнов (II) (в млн. км²) и процентного отношения площади морских бассейнов к общей площади бассейнов седиментации (III).

бассейнов от 4,5 млн. км² в начале юры почти до 6 млн. км² в средней и поздней юре (рис. 32). Это увеличение площади седиментации не было, однако, однонаправленным. После значительного расширения в плинсбахе отмечается ее сокращение в тоаре. Начиная с аалена бореальный юрский седиментационный бассейн имел относительно стабильные размеры, что связано с началом повсеместного осадконакопления в Западной Сибири. Более дифференцирован график изменения площади морских бассейнов, на котором четко выделяются четыре главные трансгрессии юры — плинсбахская, ааленская, келловейская и волжская. При этом вырисовывается последовательное увеличение размеров морских бассейнов от 3,5 млн. км² в плинсбахе и аалене до 4 млн. км² в келловее и до 4,6 млн. км² в волжском веке. Площадь морских бассейнов составляла от 48% (бат) до 80% (волжский век) общей площади седиментации. Необходимо отметить, что обширные аллювиальные равнины, возникшие в Западной Сибири и на севере европейской части СССР, резко увеличили общую площадь бассейна осадконакопления. Поэтому батский минимум трансгрессии не находит себе аналога на графике изменения общей площади бассейнов седиментации.

Общий объем осадков, сохранившихся в бореальных юрских бассейнах СССР, составляет 8824 тыс. км³. Распределение этих объемов по эпохам (рис. 33, *а*) весьма примечательно: объемы ранне- и среднеюрских отложений примерно равны (соответственно 24 и 25%) и суммарно эквивалентны объему позднеюрских отложений (51%). Эти данные резко отличаются от результатов, полученных по одним лишь эпиконтинентальным бассейнам Севера СССР (без южной половины Западной Сибири) [Ме-

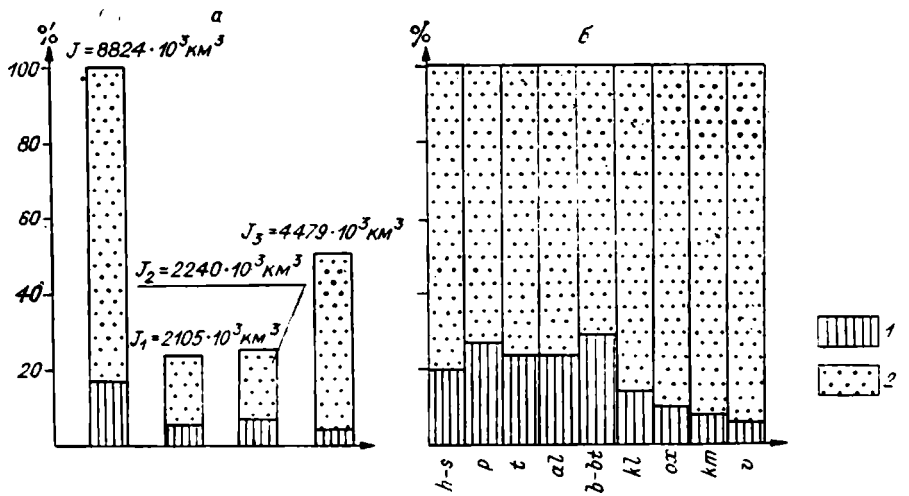


Рис. 33. Распределение объемов накопившихся осадков по эпохам (*а*) и соотношение объемов платформенных (*1*) и геосинклинальных (*2*) образований по векам (*б*).

сежников и др., 1971а]. Объемы ранне-, средне- и позднеюрских осадков в платформенных бассейнах Севера составляют соответственно 23, 38 и 39%. Таким образом, существенный сдвиг в распределении объемов объясняется более высокими темпами осадконакопления в подвижных областях Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, которые достигли максимума в поздней юре. Как уже отмечалось, доля площадей седиментационных бассейнов геосинклинальных систем в разные века юрского периода колебалась от 35—40 до 50% от общей площади осадконакопления. В то же время на них приходится 61—94% объемов накопившихся осадков (рис. 33, *б*). В целом наблюдается постепенное уменьшение доли отложений платформенных бассейнов в общем балансе осадков. Это обстоятельство определялось двумя причинами: во-первых, усилившейся компенсацией осадками прогибов в геосинклинальных областях в процессе инверсии; во-вторых, возрастанием площадей морской седиментации в платформенных бассейнах, протекавшей сравнительно вяло (особенно в крупнейшем Западно-Сибирском море) и часто не компенсировавшей прогибание. Отклонения от отмеченной закономерности — в плинсбахе и в байосбате — подтверждают сказанное: в плинсбахе происходила регрессия моря в геосинклинальных системах Северо-Востока и трансгрессия в пределы восточной части Сибирской платформы, а в байос-бате резко возросла площадь неморского осадконакопления в Западной Сибири.

В распределении объемов накопившихся осадков во времени (рис. 34) устанавливается три максимума — в геттанг-синемюре, байос-бате и волжском веке. Как и следовало ожидать, для указанных веков отмечается сокращение объема морских осадков, составляющих соответственно 77, 80 и 78% от общего объема. Вместе с тем в палеогеографическом отношении каждый из отмеченных отрезков юрского периода характеризуется определенной спецификой. В геттанге и синемюре площадь морских бассейнов была действительно относительно невелика, значительный, тем не менее, объем раннелейасовых осадков, как мы увидим далее, связан прежде всего с большой длительностью этого этапа седиментации. В байос-батское время интенсивное осадконакопление прежде всего связано со значительным расширением площади неморских бассейнов, в пределах которых темпы осадконакопления резко возрастали по сравнению с морскими бассейнами. Наиболее сложен анализ интенсивности осадконакопления в волжском веке. С одной стороны, в это время размеры морских бассейнов были максимальными, по-видимому, для всего мезозоя. С другой стороны, волжский век характеризовался чрезвычайно интенсивным накоплением в подвижных областях не только морских, но и неморских осадков, на долю которых приходится свыше 90% всего объема осадков. Таким образом, волжский максимум осадконакопления определялся прежде всего усиленными темпами седиментации в геосинклинальных областях, в то время как длительность рассматриваемого отрезка времени и размеры областей седиментации в данном случае имели подчиненное значение. Поэтому можно полагать, что обратная пропорциональная зависимость между скоростями осадконакопления и объемами накопившихся осадков, с одной стороны, и площадями морских бассейнов — с другой справедлива лишь для эпиконтинентальных областей седиментации. В геосинклиналях определяющим фактором является тектонический режим.

Изменение характера седиментации на рассматриваемой территории в течение юрского периода особенно наглядно описывается графиками скоростей осадконакопления по отдельным векам (рис. 35). Для всего региона в целом скорости осадконакопления в юре колебались от 0,02 до 0,04 мм/год (средняя 0,0276 мм/год). При этом самые низкие скорости осадконакопления (0,021—0,022 мм/год) были в геттанг-синемюрское,

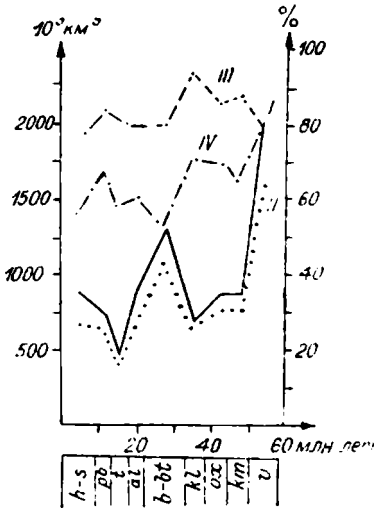


Рис. 34. Изменение общего объема (тыс. км³) накопившихся осадков (I), объема (тыс. км³) морских осадков (II), доли (%) морских осадков в общем объеме (III) и доли (%) площадей морских бассейнов в общей площади седиментации (IV).

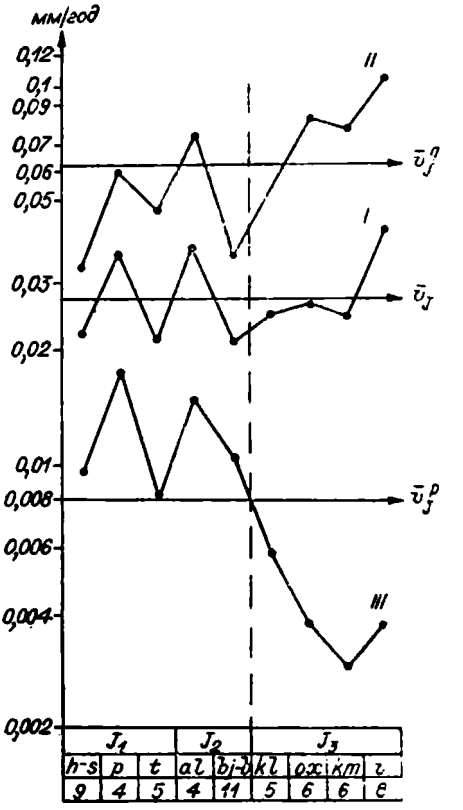


Рис. 35. Изменение скоростей осадконакопления в течение юрского периода на Севере СССР в целом (I), в геосинклинальных (II) и платформенных (III) бассейнах. Масштаб полулогарифмический. Горизонтальные линии — средние скорости: V_J — в целом для региона, V_J^p — для платформенных бассейнов, V_J^g — для геосинклинальных бассейнов; цифры под индексами веков — продолжительность в млн. лет.

тоарское и байос-батское время, т. е. в периоды формирования бассейнов или их сложных перестроек.

Максимумы скоростей осадконакопления приходились на плинсбахский, ааленский и волжский века (соответственно 0,037; 0,038 и 0,043 мм/год), которым соответствовали, по-видимому, наибольшие амплитуды прогибания бассейнов в подвижных областях Северо-Востока. Как и следовало ожидать, график изменения скоростей осадконакопления в этих областях почти полностью подобен только что рассмотренному. Единственное отклонение, наблюдаемое для оксфорда, обусловлено размывом значительной части оксфордских осадков. Средняя скорость осадконакопления в геосинклиналях Северо-Востока СССР (0,062 мм/год) почти в 2,5 раза превышала средние скорости для всего региона. Максимальная же скорость осадконакопления в волжском веке (0,113 мм/год) была почти втрое выше средней скорости осадконакопления в волжском веке для всей территории.

Значительно отличается от рассмотренных график изменения скоростей осадконакопления для платформенных бассейнов. Для ранней и средней юры он близок к описанным, что объясняется прежде всего накоплением значительной части осадков в пределах Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы, т. е. в бассейнах, тесно связанных с бассейнами Северо-Востока СССР. Однако и здесь имеются два существенных отличия: во-первых, скорости осадконакопления в плинсбахе оказываются

выше, чем в аалене (что, возможно, связано с ошибками в датировке некоторых толщ); во-вторых, и это легко объяснимо, на графике отсутствует байос-батский минимум, поскольку именно на середину и конец средней юры приходился основной этап формирования аллювиальных толщ Западной Сибири и Тимано-Уральской области. Еще резче отличается график для поздней юры. Он характеризуется устойчивым снижением скоростей осадконакопления, что связано с развитием преимущественно морских бассейнов седиментации. Незначительное возрастание скорости осадконакопления в волжском веке скорее всего кажущееся, обусловленное искусственным (из-за размыва большей части накопившихся осадков в Западной Сибири и Тимано-Уральской области) кимериджским минимумом.

В целом скорости осадконакопления в платформенных бассейнах были в 2—10 раз ниже средних скоростей для всего региона, в 3—30 раз ниже скоростей, установленных для геосинклинальных бассейнов. Средняя скорость осадконакопления для платформенных бассейнов (0,008 мм/год) почти в 8 раз ниже, чем для геосинклинальных, и в 3,5 раза ниже средней скорости осадконакопления для всей рассматриваемой территории.

Таким образом, в истории юрского осадконакопления на Севере СССР выделяются два этапа: в течение первого (ранняя — средняя юра) характер седиментации был нестабильным, в течение второго (поздняя юра) для геосинклинальных бассейнов в целом характерно было нарастание, а для платформенных бассейнов, напротив, снижение скоростей осадконакопления.

Все отмеченные особенности юрского седиментогенеза на Севере СССР хорошо замечены на кумулятивной кривой, характеризующей динамику накопления осадков (рис. 36, *а*). Так, при относительно равномерном приращении объема осадков в течение юрского периода на кривой отчетливо выделяются две удлиненные площадки, соответствующие байос-бату и волжскому веку, в течение которых накапливалось существенно более 1 млн. км³ осадков, и резко укороченная площадка, отвечающая тоарскому минимуму осадконакопления. Как неоднократно отмечалось,

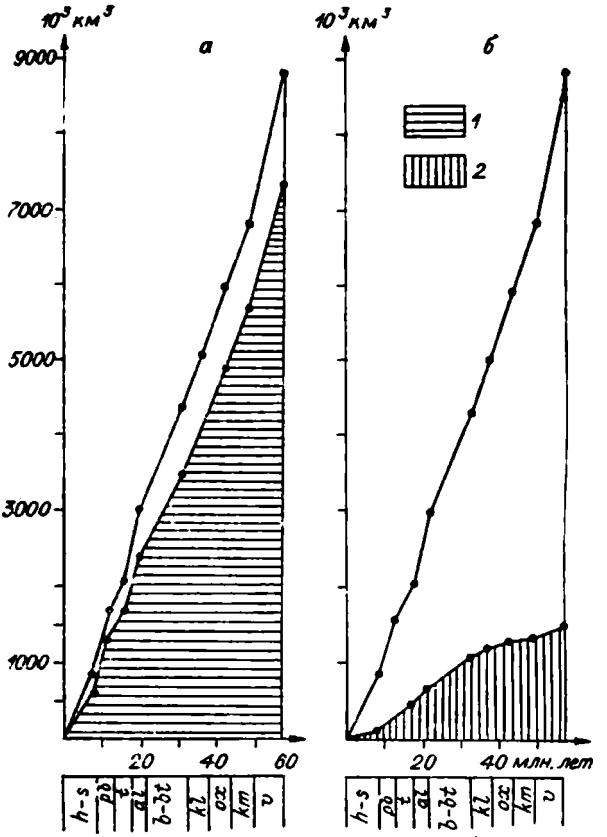


Рис. 36. Нарастание общего объема накопившихся осадков по векам, объема морских отложений (*1*) и объема осадков платформенных бассейнов (*2*).

в юре резко преобладали морские отложения. Поэтому кумулятивная кривая объема морских осадков субпараллельна суммарной кумулятивной кривой. На последней, однако, имеются два отчетливых перегиба, соответствующих времени заметного приращения объема неморских отложений. Первый перегиб приходится на аален и отвечает времени образования единого Западно-Сибирского бассейна седиментации. Второй перегиб — волжский — отвечает времени интенсивного формирования неморских толщ на Северо-Востоке.

Совершенно иначе выглядит соотношение общей кумулятивной кривой и кумулятивной кривой объема платформенных образований (рис. 36, *б*). Если для ранней и средней юры платформенные осадки еще имели определенное значение в общем балансе (на конец бата их доля составляет примерно 23%), то для поздней юры кривая становится почти параллельной оси абсцисс, и в итоге на конец юрского периода доля платформенных образований сократилась до 18% от общего объема накопившихся осадков.

Глава VI

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮРСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРА СССР

Полнота палеогеографических реконструкций, базируясь на углубленном анализе геологической истории седиментационных бассейнов, органических остатков, заключенных в осадках, должна охватывать и историю областей денудации. Источником к познанию последней служит вещественный состав отложений и в том числе тяжелая фракция главным образом терригенных пород.

Сопоставление ассоциаций тяжелой фракции с составом породообразующих компонентов, крупнообломочным материалом, а также с составом глинистых минералов глинистых пород позволяет более обоснованно судить о расположении и рельефе областей размыва, составе размывавшихся пород, дальности переноса материала и скорости захоронения его, а также о климатических условиях, в которых происходила денудация.

Наиболее полный и систематизированный материал по терригенно-минералогическим ассоциациям имеется для западной и центральной частей Севера СССР.

Для этого региона исследование вещественного состава сопровождалось изучением акцессорных минералов из доюрских изверженных, метаморфических и осадочных пород (табл. 17, 18), позволившим установить минералы-индикаторы для предполагаемых областей размыва [Ронкина, Вишневская, 1981].

Весь собранный фактический материал дал возможность построить для этой части Севера СССР схемы терригенно-минералогического районирования (рис. 37). Кроме материалов автора использованы анализы по Новосибирским островам Э. П. Преображенской, по Приверхоянскому прогибу, Кондаковскому плоскогорью и центральной части хр. Улахан-Сис — З. В. Осиповой и Е. Г. Юдовного, по п-ову Ямал — Т. А. Ястребовой, по архипелагу Свальбард — Т. М. Пчелиной.

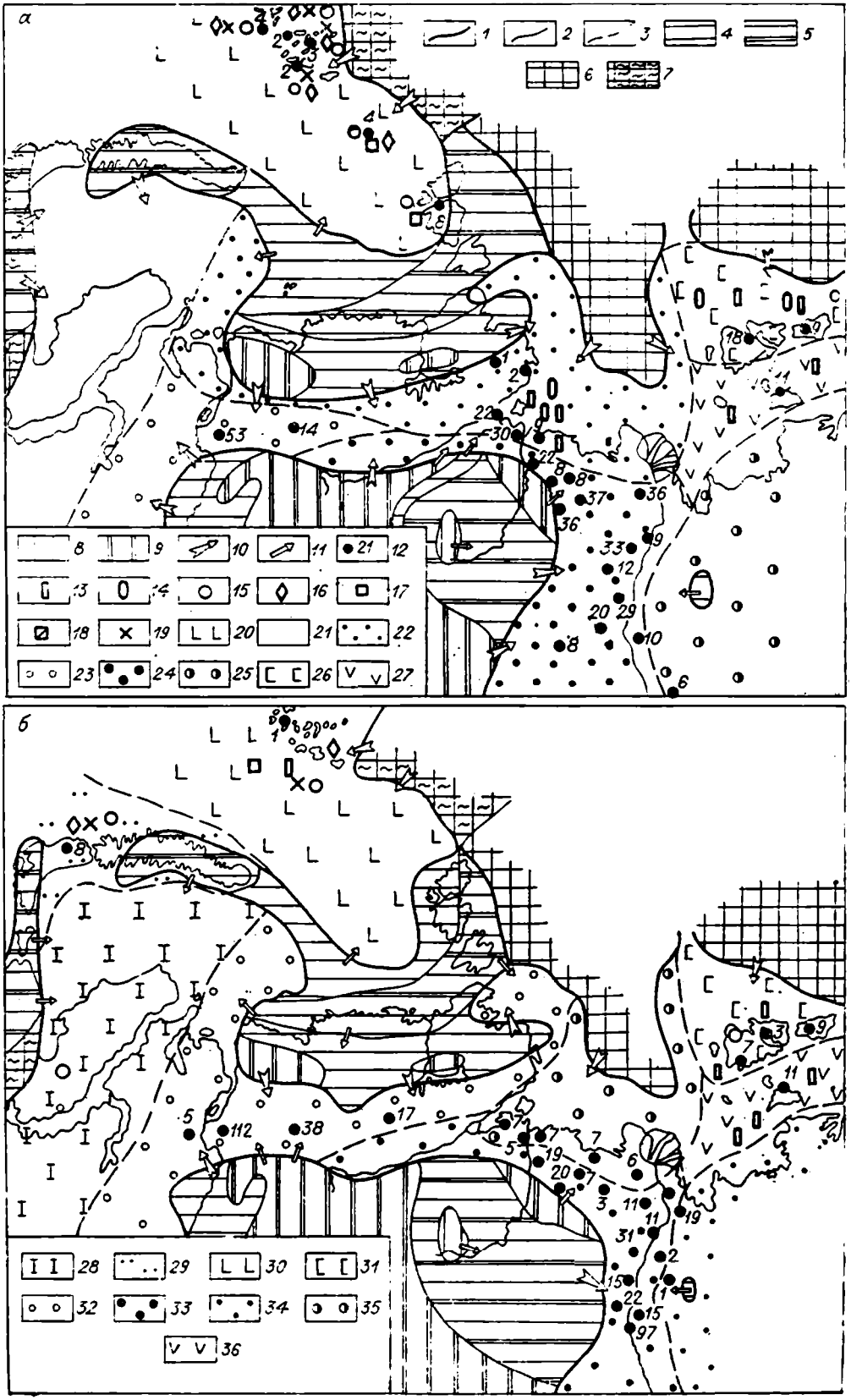
На приведенных схемах, выполненных для эпох юрского периода, очертания областей размыва имеют более обобщенный вид, чем на палеогеографических картах, составленных для отдельных веков. Рельеф областей денудации для разгрузки карт не воспроизводится.

Таблица 17

Состав тяжелой фракции доюрских пород

Возраст, район	Минералы*																												
	Гранат	Циркон	Апатит	Турмалин	Сфен	Рутил	Анатаз	Брукит	Титанистые, лейкоксен	Шпинель	Эпидот-цоизит	Роговая обманка	Актинолит-тремолит	Глаукофан	Авгит-пижонит	Диопсид-салит-геденбергит	Ромбические пироксены	Эгирин-акмит	Оливин	Биотит	Хлорит	Мусковит	Пренит	Хлоритоид	Дистен	Ставролит	Силлиманит	Андалузит	Черные рудные
Нижний протерозой Таймыра	А	е	д	е	е	е			д		В	А	г			е				А	В					Б	В	г	В
Средний протерозой Таймыра	д	д	г	е	е	е	е		А		А	В	е			е				В	А			е		е	е		
Верхний протерозой Таймыра	г	д	д	е	е	е	е	е	А	е	А	г	г		е	е	е	е	е	В	А		е		е	е		В
Верхний протерозой островов Известий ЦИК	В	В	В	г	г		е		А	г	А	е	д			д				е	д	е						г
Верхний протерозой — палеозой Свальбарда	Б					В	г	д			е			А						г	г	д		д	е				
Кембрий — силур Таймыра	д	е	е	е	е				А		д	д			д				е	д	д		е						А
Ордовик — верхний девон Северной Земли	д	А		Б		В	В	д	А	В	е	е				е			е	е	е	е							Б
Верхний девон Северной Земли	В	г	г	е	г	е	е		В	е	А	Б	е			А	г			е	е	е		е	е	е	е		Б
Верхний карбон — пермь западной части Сибирской платформы	г	А	В	Б	е				г			В			А					е	е								Б
Пермь Новой Земли	г	В	г	е	г	В	г	д	А	Б	д		е	е		г	е	е	е	г	Б	е	е	е	е				В
Пермь Таймыра	В	Б	В	Б	е	г			В		е				г				е	д	д								В
Палеозой Северной Земли	В	В	г	Б	г	В	г	д	А	д	е			е						д	д	д							В
Триас Таймыра	г	г	г	г	е	е	е		А		г				В				В	д	г				д				Б
Триас Земли Франца-Иосифа	Б	В	г	г	е	е	д	е	А	е	В	д		е	В	е				г	г			е	г				А
Триас западной части Сибирской платформы	д	д	д		е				А	е	е	г	е		А	г	д		В	В	А	е							Б
Кислые интрузии западной части Сибирской платформы		г	В		В	д			е			А	е							А									Б

* Содержание минералов, %: А — более 20, Б — более 10 до 20, В — более 5 до 10, г — более 1 до 5, д — 1, е — менее 1.


а
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
б
28
29
30
31
32
33
34
35
36

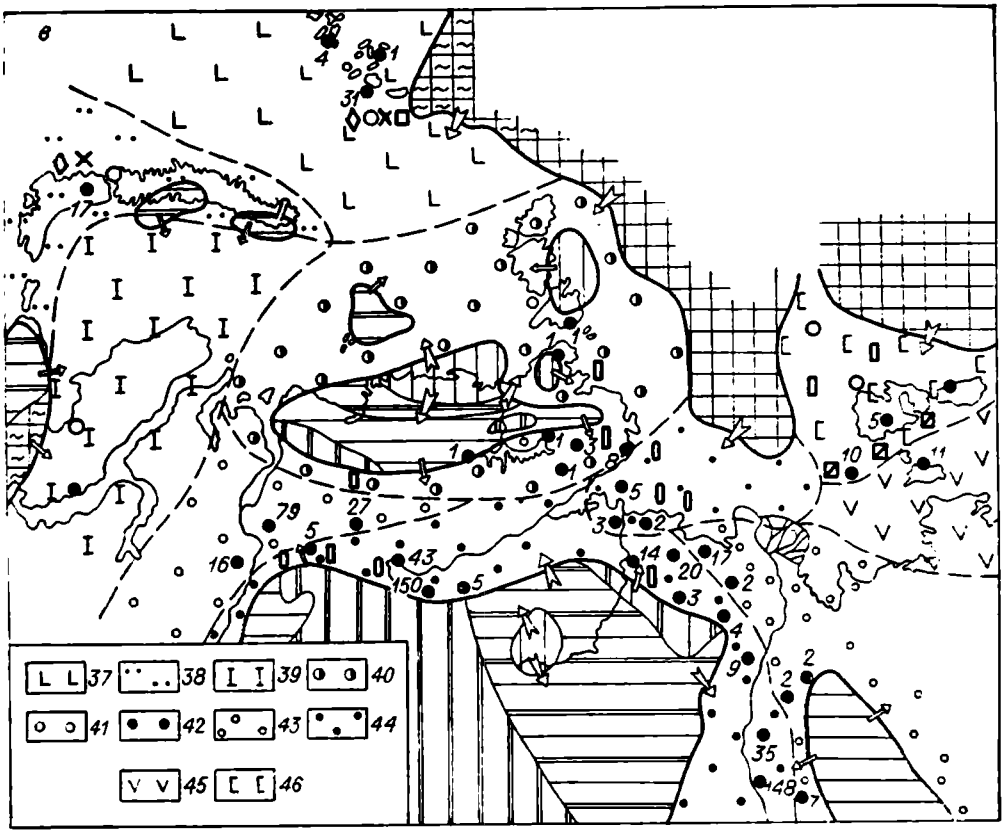


Рис. 37. Терригенно-минералогические провинции на Севере СССР.

Границы: *1* — предполагаемых областей размыва, *2* — типов пород в областях размыва, *3* — терригенно-минералогических провинций. Типы пород в областях размыва: *4* — осадочные обломочные, *5* — осадочные карбонатные и обломочные, *6* — изверженные, метаморфические и осадочные, *7* — метаморфические с глаукофановыми сланцами, *8* — кислые изверженные и метаморфические, *9* — основные изверженные. Направление сноса обломочного материала: *10* — главное, *11* — второстепенное. Характерные минералы: *12* — количество анализов, *13* — пироксены, *14* — оливин, *15* — шпинель, *16* — глаукофан, *17* — рутил, анатаз, брунит, *18* — сфен, *19* — ставролит, дистен, силлиманит, андалузит. Терригенно-минералогические провинции в ранней юре (*а*): *20* — гранат-турмалин-рутил-цирконовая со ставролитом, дистеном, хлоритоидом, шпинелью и глаукофаном, *21* — возможно, аналогичные среднеюрским в этом районе, *22* — титанистая с пироксеном и оливином, *23* — турмалин-циркон-гранат-апатитовая, *24* — амфибол-рудно-эпидотовая, *25* — гранат-циркон-титановая, *26* — турмалин-гранат-циркон-титанистая с оливином, пироксеном, шпинелью, *27* — турмалин-циркон-эпидот-эмфибол-слюдистая с пироксеном; в средней юре (*б*): *28* — турмалин-циркон-гранатовая со шпинелью, *29* — циркон-турмалин-рутил-рудно-эпидотовая со шпинелью, ставролитом, дистеном, глаукофаном, *30* — циркон-рутил-гранат-рудная со шпинелью, ставролитом, дистеном, глаукофаном, спорадически с пироксеном, *31* — турмалин-гранат-циркон-титанистая с пироксеном и шпинелью, *32* — турмалин-гранат-апатит-титанисто-рудная, *33* — амфибол-рудно-эпидотовая, *34* — гранат-циркон-титанистая, *35* — титанисто-рудно-слюдистая с пироксеном и оливином, *36* — турмалин-циркон-эпидот-амфибол-слюдистая с пироксеном; в поздней юре (*в*): *37* — циркон-рутил-гранат-рудная со шпинелью, ставролитом, дистеном, глаукофаном, спорадически с пироксеном, *38* — циркон-турмалин-рутил-рудно-эпидотовая со шпинелью, ставролитом, дистеном, глаукофаном, *39* — турмалин-циркон-гранатовая со шпинелью, *40* — пироксен-титанисто-рудная, *41* — рудно-гранат-апатитовая, *42* — рудно-эпидот-амфиболовая, иногда с пироксеном, *43* — гранат-циркон-титанистая, *44* — пироксен-слюдистая с оливином, *45* — турмалин-циркон-эпидот-амфибол-слюдистая с пироксеном, *46* — турмалин-циркон-гранат-титанистая со шпинелью, пироксеном, сфеном.

Изучение вещественного состава юрских отложений позволило прийти к выводу, что обломочный материал в юрские седиментационные бассейны приносился из крупных, близко расположенных областей денудации.

В ранней юре устанавливается значительная дифференциация терригенно-минералогических комплексов. На смену весьма однообразной для большей части региона ассоциации, господствовавшей в триасе, обо-

Таблица 18

Минералы-индикаторы * предполагаемых областей размыва

Области размыва	Минералы																												
	Гранат	Циркон	Апатит	Турмалин	Сфен	Рутил	Анатаз	Брукит	Титанистые неопределимые	Шпинель	Эпидот-цоизит	Обыкновенная роговая обманка	Актинолит-тремолит	Глаукофан	Авгит-пижонит	Диопсид-геденбергит	Ромбические пироксены	Эгирин-акмит	Оливин	Хлоритоид	Дистен	Ставролит	Силлиманит	Андалузит	Пренит	Биотит	Хлорит	Черные рудные
Урало-Новоземельская суша																												
Таймырская суша																												
Североземельская суша																												
Западная часть Среднесибирской суши																												
Срединно-Арктическая суша																												
Центральная и восточная части Среднесибирской суши																												
Лаптевская суша																												
Верхоянская суша																												
Новосибирская суша																												

* ———— — главные, ····· — второстепенные.

собляется семь терригенно-минералогических провинций (рис. 37, *а*).

Для западной части Западно-Сибирской плиты и южной части Карского моря пока нет данных. Однако можно, по-видимому, предполагать, что здесь выделяются такие же провинции, как и в средней юре. Поэтому увеличение терригенно-минералогических провинций в средней юре до девяти (рис. 37, *б*) вызвано лишь появлением материала для западной части региона.

Для ранней и средней юры даже для участков со значительным количеством данных можно констатировать очень близкий состав тяжелых фракций и практически одинаковые терригенно-минералогические провинции.

Для этих двух эпох характерно сохранение в ряде районов обогащения титанистыми минералами, унаследованными от триасовых комплексов. Иногда отмечается примесь пироксенов, оливина и часто — шпинели. Пироксены и оливин могут указывать на участие в размыве близко расположенных вулканогенных пород.

Появление в начале юры устойчивых компонентов — граната, циркона, турмалина и апатита устанавливается во всех терригенно-минералогических провинциях. Однако парагенезис их различен.

На крайнем востоке территории парагенезис — гранат, циркон и титанистые минералы — может указывать на размыв осадочных толщ. На западе это тоже скорее всего осадочные толщи Урала. Однако присутствие незначительных количеств амфиболов и пироксенов обусловлено размывом метаморфических и изверженных образований. Шпинель здесь также, вероятно, связана с изверженными породами, но может быть переотложена и из осадочных толщ. Так, например, в пермских отложениях шпинель составляет до 50% тяжелой фракции [Повышева, Устрицкий, 1979].

Ассоциация, развитая на востоке Западно-Сибирской плиты и в Енисей-Хатангском прогибе, указывает на размыв осадочных пород и изверженных, главным образом основного состава (титанистые, рудные черные, спорадически — пироксены). По-видимому, с запада заносился и материал кислых пород (синие турмалины), но источник их пока не установлен.

Генезис минерального комплекса, наблюдаемого в прогибах вдоль восточного края Сибирской платформы (амфиболы, рудные черные, эпидот), связан с размывом архейских амфиболсодержащих гнейсов, а также эпидотсодержащих толщ. Последние либо входят в зеленосланцевую формацию, либо могут быть продуктами изменения ранне-среднепалеозойских эффузивов.

Эпидотовые минералы этой терригенно-минералогической провинции весьма специфичны — здесь доминируют цоизиты и измененные «землистые» разности. Эти признаки отличают эпидотовую группу минералов рассматриваемой юрской ассоциации от эпидотовой группы, появляющейся в меловых породах, в которой преобладает фистоцит, связанный с метаморфическим комплексом Таймыра.

На шельфах морей Северного Ледовитого океана развиты очень своеобразные терригенно-минералогические провинции. Для Баренцевского и Северокарского шельфов в юре характерна ассоциация, в которой непременным компонентом является глаукофан. В составе этой ассоциации существенная роль принадлежит ставролиту, дистену, хлоритоиду, шпинели, рутилу, анатазу и брукиту. Весь набор минералов свидетельствует о размыве метаморфических пород, в составе которых были и глаукофановые сланцы. Облик некоторых зерен (в том числе крупные изогнутые зерна дистена) говорит о близости области питания.

В юрских отложениях архипелага Свальбард продуктов размыва

гнейсовых комплексов и глаукофановых сланцев не фиксируется. Обилие турмалина (до 63%), рутила (до 21%) и особенно циркона (до 83%) свидетельствует о размыве в течение юрского времени осадочных толщ и заключенных в них изверженных пород, в том числе и основного состава. С последними и связаны спорадически высокие содержания пироксенов, амфиболов, а иногда единичные зерна оливина.

Терригенно-минералогическая провинция с глаукофаном и сопутствующими минералами установлена на Новой Земле и о-ве Колгуева. Содержание дистена и ставролита здесь ниже, чем на Северокарском шельфе, а эпидота — более высокое.

На шельфе моря Лаптевых на протяжении всей юры обособляются три провинции, для которых характерно присутствие пироксенов, оливина и шпинели. Более регулярно и в больших содержаниях пироксены и оливин отмечаются в комплексе, развитом на западе моря Лаптевых. Среди пироксенов нередки очень бледно окрашенные и бесцветные ромбические разности.

В юго-восточной части выделяется комплекс, обогащенный амфиболами и эпидотом. Генезис этих трех ассоциаций, вероятно, связан с размывом осадочных (значительные концентрации устойчивых компонентов — турмалина, циркона, граната), метаморфических (слюды, на юге — амфиболы, эпидот) и изверженных (пироксены, оливин, шпинель, частично — гранат) пород.

В поздней юре в составе провинции, развитой на северо-востоке шельфа моря Лаптевых, в числе характерных минералов появляется сфен (рис. 37, *в*).

В поздней юре происходят изменения в составе терригенно-минералогических ассоциаций. Эти изменения еще не очень существенны, более значительные устанавливаются позднее, в мелу [Ронкина, Вишневская, 1977].

Обособляется новая провинция вокруг Таймыра и Северной Земли, обусловленная в основном размывом осадочных и изверженных пород основного состава (титанистые, рудные, пироксены).

В тяжелой фракции позднеюрских осадков возрастает роль слюд, эпидота, амфиболов, что свидетельствует о вовлечении в зону денудации метаморфических толщ.

Расширение трансгрессии в поздней юре привело к уменьшению площадей денудации, заполнению низменных участков суши и появлению островов в районе Урала, Новой Земли, Таймыра, Северной Земли.

Судя по составу терригенно-минералогических ассоциаций, комплексов аутигенных (фосфаты, железистые хлориты, глауконит) и глинистых минералов (появление значительных количеств монтмориллонита в составе смешанослойных), можно весьма уверенно считать, что на значительных площадях развития основных пород происходило интенсивное химическое выветривание. Эти площади представляли собой низменные слабо расчлененные равнины (Сибирская платформа, южная часть Таймыра).

Анализ терригенно-минералогических комплексов в совокупности со всеми другими геологическими материалами позволяет считать, что на протяжении юрского периода для Севера СССР главными источниками обломочного материала были Тиманская, Уральская, Новоземельская, Таймырская, Североземельская, Среднесибирская, Верхоянская, Лаптевская и Срединно-Арктическая суши.

На протяжении ранней и средней юры большинство этих областей имели возвышенный рельеф. К концу юры часть их постепенно нивелируется, уменьшается по площади или полностью перестает быть источником обло-

мочного материала. К числу последних, вероятно, относится поднятие в области так называемого Сибирского порога. В ранней и средней юре оно резко отграничивало минеральные ассоциации, развитые на Баренцевском и Северокарском шельфах, от ассоциаций, свойственных Южнокарскому шельфу и северу Западно-Сибирской плиты. В поздней юре это поднятие, по-видимому, постепенно уменьшалось, а в мелу исчезло совсем. Для всего Карского шельфа фиксируется одинаковый минеральный состав.

Можно предполагать, что подводные поднятия, препятствующие смешению Уральского и Таймыро-Сибирского обломочного материала на протяжении юры и начала мела, обрамляли зону Уренгойско-Колтогорского прогиба.

Широкое распространение глаукофана вдоль Срединно-Арктической суши дает основание допускать развитие зон глубинных разломов, с которыми могут быть связаны фации глаукофановых сланцев [Добрецов, 1974].

Другим источником глаукофана являются глаукофановые сланцы Урала, развитые в зоне главного Уральского разлома. Возможно, существовали и другие выходы таких пород, с которыми связан глаукофан на Новой Земле и о-ве Колгуеве.

Для большей части Севера СССР, где осадконакопление проходило в платформенных условиях, характерны крупные по площади терригенно-минералогические провинции. Для районов геосинклинального развития области денудации были невелики по размерам, весьма мобильны и изменчивы по составу размывавшихся пород. Поэтому для этой части территории, судя по имеющимся разрозненным материалам, терригенно-минералогические провинции имеют более локальный характер.

Глава VII

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ АРКТИКИ

В геологическом отношении арктический океанический бассейн изучен менее полно, чем другие океаны планеты. Это касается как шельфа, так, в особенности и океанической впадины. О геологическом строении краевых зон шельфа западного сектора Арктики можно судить, используя данные морских геофизических исследований и сведения по Арктическим островам (Гренландия, Лофотенские, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля) [Eldholm, Talwani, 1977; Heutz, Windisch, 1977; Talwani, Eldholm, 1977; Hinz, Schlüter, 1978; и др.]. Острова же восточного сектора — Новосибирские, о-в Врангеля, а также арктические острова Канады — расположены на значительном удалении от внешних окраин шельфовой зоны, и сведения об осадочном чехле обширного восточного сектора, так же как и по центральной части, получены лишь с помощью геофизических методов. Арктический бассейн практически не охвачен глубоководным бурением, если не считать нескольких скважин, пробуренных экспедиционным судном «Гломар Челенджер» в Норвежском и Гренландском морях, вскрывших осадки только кайнозойского возраста [Dzinoridze e. a., 1978]. Крайне мало сведений о геологическом строении подводных хребтов Гаккеля, Ломоносова, Менделеева и Альфа. Недостаточно хорошо известна современная бати-

метрия Центральной Арктики. А ведь именно разносторонняя информация об особенностях строения дна играет решающую роль в разработке моделей геологического развития океанов. Как следствие слабой изученности из-за трудностей в сборе и накоплении данных в связи со сложными климатическими условиями, наличием круглогодичного ледяного покрова до сих пор не существует единой концепции геологического развития Арктического океана.

Тихий океан, по мнению ряда авторов [Зоненшайн, Городницкий, 1978; Кравчинский, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; и др.], простирался в начале мезозоя в глубь Полярной области, достигая бассейна Свердрупа. Эта же обстановка сохранялась по крайней мере до ранней юры. Последнее в какой-то мере подтверждается свободной миграцией раннеюрских глубоководных бентоносных фораминифер от Новосибирских островов до Канадского арктического архипелага (сходство видового состава фораминифер о-вов Котельного [Герке, 1977] и Линкене [Sonaya, 1976]). Начавшиеся в средней юре и продолжавшиеся в поздней юре поднятия ограничивали связь между Полярным бассейном и остальной частью Тихого океана. Возможно, в это время происходило обособление Восточно-Полярной области в самостоятельный бассейн, который в процессе складчатости постепенно сокращался в размерах. Постепенное разрастание континентальной коры в восточном направлении на протяжении мезозоя приводило к сокращению площади океанических бассейнов (либо к их миграции на восток) и к возникновению Азиатского континента в его современном виде [Пейве и др., 1976].

Необходимо отметить отсутствие специальных исследований океанических осадочных и вулканогенных фаций. Поэтому на палеогеографических схемах оказалось возможным выделение лишь относительно глубоководных фаций без расшифровки их генезиса.

В настоящее время слишком мало данных о геологическом строении арктической акватории для определенного суждения о его геологической истории. Поэтому при расшифровке геологической истории Арктического бассейна о ней приходится судить исходя из сведений по континентальным окраинам, которые в юрском периоде были покрыты морями.

Как известно, арктический евразийский шельф и в настоящее время является наиболее обширным, а в юрском периоде он включал еще и огромные площади эпиконтинентальных морей. Сохранившиеся морские отложения сейчас довольно хорошо изучены как по естественным выходам так и по буровым скважинам.

Формирование бассейнов седиментации на Севере СССР происходило под непосредственным воздействием двух крупнейших геодинамических систем — подвижной Тихоокеанской (мезозоид Северо-Восточной Азии и Северной Америки) и устойчивой Атлантической * (включавшей структуры Канадского арктического архипелага, Гренландии, Скандинавии, Баренцево-Карского шельфа, севера Русской платформы, Западной Сибири, Таймыра и т. д.). Это обстоятельство определило различие бассейнов, относящихся к разным геосистемам. Бассейны Тихоокеанской геосистемы характеризуются контрастными глубинами и широким проявлением вулканизма и рассматриваются как геосинклинальные; бассейны, тяготеющие к Атлантической геосистеме, наоборот, характеризуются ши-

* Последний термин в значительной степени условен и в основном отдает дань традиции, поскольку океанический бассейн на территории Северной Атлантики (между Северной Америкой и Северной Африкой) начал формироваться лишь в поздней юре [Басов и др., 1980] и был отделен от Полярного бассейна сушей, соединявшей Ирландию с южной частью Гренландии и Лабрадором. Остатки этой суши, известной как хребет Туле, существовали вплоть до миоцена.

роким распространением относительно маломощных континентальных образований, перекрытых морскими мелководными отложениями.

В настоящее время широко распространена точка зрения, что мезозойские эвгеосинклинали Тихоокеанского сегмента [Пущаровский, 1972] образовались на коре океанического типа, а офиолитовые аллохтоны представляют собой фрагменты деструктивных глубоководных впадин, надвинутые в виде пластин океанической коры на края субконтинентальных и континентальных структур [Пейве, 1969; Разницин, 1980]. Океанический характер бассейнов Северо-Востока СССР обосновывается распространением здесь офиолитовых (Южно-Анюйская зона), вулканогенных и осадочно-вулканогенных островодужных формаций (Кобюме-Вилигинская зона).

К западу от линии Верхоянский хребет — хребет Ломоносова в ранней и средней юре располагались эпиконтинентальные мелководные бассейны. Еще западнее в пределах Западной Сибири и северной половины Русской платформы в ранней (на весьма ограниченных площадях) и особенно в средней юре преобладала континентальная, озерно-аллювиальная седиментация. В конце средней — начале поздней юры устанавливались постоянные связи эпиконтинентальных седиментационных бассейнов Севера СССР с бореально-атлантическими (суббореальными) морями, следствием чего явилась обширнейшая позднеюрская трансгрессия. Напротив, в Приверхоянских областях седиментации с конца средней юры происходит резкое сокращение площади морских бассейнов, которые практически исчезают уже в начале поздней юры.

Представления о развитии бореальных бассейнов Севера СССР опираются на данные формационного анализа и распределения фаунистических сообществ.

Проблеме формационного анализа осадочных толщ Севера СССР (и, в частности, юрских толщ) посвящен целый ряд исследований [Палеогеография..., 1967; Боголепов, 1967; Тучков, 1973; Хаин, 1975]. Несмотря на терминологические расхождения, в целом формационное строение юрской толщи всеми авторами понимается вполне однозначно.

Платформенные бассейны Севера СССР характеризуются закономерно изменяющимся с запада на восток набором формаций. В пределах Печорской синеклизы и Западно-Сибирской плиты сероцветные, обычно слабо угленосные озерно-аллювиальные отложения мощностью до 400 м в бассейне р. Печоры и до 1000 м в Западной Сибири объединяются в континентальную угленосную сероцветную формацию. Верхнеюрские отложения средней мощностью до 200 м составляют морскую терригенную сероцветную формацию. Для прибортовых частей рассматриваемых бассейнов характерно развитие в кимеридж-волжское время глауконитовой субформации, в которой встречаются промышленные скопления оолитовых глауконит-лептохлоритовых железных руд (восточный склон Приполярного Урала). В бассейне Печоры в начале средневолжского времени формируется субформация горючих сланцев. Накопление их связано с открытым спокойным морским мелководьем, по-видимому, отделенным от прибрежной части бассейна грядой островов, а от внутреннего приглубого моря, в котором накапливались карбонатные глинистые илы,— уступом в рельефе дна. Принципиально иной генезис имеют битуминозные доманикоиды баженовской свиты Западной Сибири, которые формировались в относительно глубоководном (до 500 м) бассейне в условиях резкой недокомпенсации. Эти уникальные условиях позволяют выделять здесь в конце юры глубоководную морскую битуминозную формацию. Средняя ее мощность составляет 25—35 м. Граница континентальной и морской формаций

в Западной Сибири неизохронна — на востоке и юго-востоке континентальная угленосная формация охватывает и большую часть разреза верхней юры. На юге и юго-востоке Западной Сибири в континентальной формации средней и верхней юры появляются красноцветы — явное свидетельство аридизации (татарская, тяжинская свиты), что позволило К. В. Боголепову [1967] выделить здесь красноцветную полимиктовую формацию. Наконец, на севере Западной Сибири среди озерно-аллювиальных отложений нижней — средней юры установлен уже целый ряд морских и прибрежно-морских пачек, что является основанием для установления здесь переходной (мелководно-морской — континентальной) терригенной сероцветной формации. Последняя протягивается на востоке в пределы Усть-Енисейского района. Далее она замещается морской терригенной сероцветной формацией, которая в пределах большей части Енисей-Ленского прогиба охватывает весь разрез юры. Однако различия в порядках мощностей нижне-средней (более 2000 м) и верхней юры (до 1000 м), большое число перерывов в верхнеюрской толще, отличия в характере фаунистических ассоциаций (в нижней — средней юре основные связи на востоке, в верхней — на западе) — все это делает целесообразным выделение нижней морской терригенной формации (нижняя — средняя юра) и верхней морской терригенной формации (верхняя юра), каждая из которых отражает различные этапы тектонического развития региона. В Приверхоянском прогибе также развита нижняя морская терригенная формация, сменяющаяся верхнеюрской верхней континентальной угленосной формацией. Однако на крайнем северо-западе еще присутствуют морские верхнеюрские отложения, а в волжском веке происходят две ингрессии моря с севера: одна вдоль Верхоянья, вторая — через Сетте-Дабан. В Вилюйской синеклизе строение юрской толщи опять меняется — здесь последовательно сменяются в разрезе нижняя лагунно-континентальная формация (геттанг-синемюр), нижняя морская терригенная формация (плинсбах-аален) и верхняя континентальная угленосная формация (верхи аалена — верхняя юра), в нижней части которой еще встречаются следы отдельных ингрессий моря.

Формации геосинклинальных систем Северо-Востока СССР чрезвычайно пестры. Практически в течение всей юры формировались терригенные, вулканические и осадочно-вулканические формации. В целом можно отметить, что для нижней — средней юры наиболее характерна аспидная формация, которая в Анюйско-Чукотской геосинклинали сменяется флишоидной; в ранней — средней юре был особенно развит андезитовый вулканизм. Для верхней юры более характерно развитие флишоидной формации и, в конце эпохи,— нижней морской молассы.

Таким образом, формации юры Севера СССР указывают на раннюю, среднюю и начало поздней стадии юрско-мелового тектонического цикла.

В эпиконтинентальных морях Арктики в юрском периоде развивалась специфическая биота, четко отличавшаяся от биоты южнее расположенных морей [Сакс и др., 1971]. Однако эти отличия касались таксонов преимущественно невысокого ранга: видового, реже родов и очень редко семейств. Арктическая юрская биота формировалась под влиянием биоты нижнебореальных бассейнов: бореально-тихоокеанского (в течение ранней и, отчасти, средней юры) и бореально-атлантического (в поздней юре). Одновременно развивались автохтонные элементы. В течение юры арктическая биота периодически переживала состояния кризиса (продолжительностью 1,5—2 фазы), нивелировки (2—4 фазы) и дифференциации (4—6 фаз).

Всего насчитывается 17 таких состояний, которые зафиксированы колебаниями таксономического разнообразия моллюсков [Захаров, Сакс, 1980]. В целом же разнообразие этой наиболее представительной группы морских беспозвоночных в течение юрского периода возрастало.

Палеобатиметрия. Одной из главных и до сих пор нерешенных проблем является проблема океанических глубин в юрском арктическом бассейне. Наиболее древние глубоководные осадки, обнаруженные глубоководным бурением в западном секторе Арктики (в Норвежском море), датируются палеогеном (эоценом) [Dzinoridze e. a., 1978]. На остальной территории изучение геологического строения дна прямыми методами не проводилось. Современные представления о развитии Арктического бассейна, кроме сведений по геологии окраин и островов на шельфе, основаны на данных по геоморфологии дна, размещения центров сейсмической активности (эпицентров землетрясений), величине теплового потока, магнитным аномалиям, сейсмическому зондированию коры и рыхлого чехла. Все эти сведения, полученные в течение последних 20 лет, значительно изменили прежние представления об отсутствии в мезозое океанической коры в центре Арктики, основанные на предположении о трансарктическом развитии геологических структур каледонид, герцинид, мезозоид и альпинид [Сакс и др., 1955].

Однако время формирования и генезис глубоководных котловин с корой океанического и субокеанического типа до сих пор разными авторами оцениваются неоднозначно. По поводу разновременности заложения евразийской и амеразийской частей Северного Ледовитого океана, разделенных хребтом Ломоносова, нет существенных разногласий. Формирование глубоководных частей евразийского бассейна (котловины Нансена и Амундсена) с корой океанического и субокеанического типа большинством сторонников мобилистских гипотез связывается с концом мела—кайнозоем [Деменицкая, Карасик, 1971; Churkin, 1972; Churkin, Trexler, 1981; Пущаровский, 1976; Зоненшайн, Городницкий, 1978; Ушаков и др., 1979; Грамберг и др., 1981; и др.]. Хребет Ломоносова в большинстве этих реконструкций рассматривается в качестве континентальной окраины Евразии, примыкавшей к Баренцево-Карскому шельфу, а затем отколовшейся и пассивно дрейфовавшей к северу, хотя такие построения до сих пор оспариваются [Рудич, Шапиро, 1976; и др.]. Возможно, краевая часть континента была приподнятой из-за аномального разогрева и утонения коры в процессе раскола, а в конце мела — в кайнозое смещена в сторону амеразийского бассейна [Pitman, Talwani, 1972; Ушаков и др., 1979; и др.].

Таким образом, можно полагать, что в юре собственно океанический бассейн располагался только в районе современного амеразийского. Происхождение и время заложения его рассматривается по-разному. Так, М. Чуркин предполагает формирование котловины Бофорта, с одной стороны, и котловины Толля и Макарова — с другой путем спрединга морского дна с осью по хребту Менделеева и Альфа-Кордильера [Churkin, 1972]. Причем протоканадский океанический бассейн существовал уже в раннем мезозое, являясь центром морской седиментации и путем миграций арктических морских фаун, но собственно спрединг и формирование глубоководных впадин происходили лишь в конце юры — раннем мелу [Churkin, 1972].

Гипотеза, предполагающая отрыв Колымского массива от северной окраины Канады и смещение его в сторону Азии (столкновение с Азией в юрский период — 150—180 млн. лет), также постулирует существование достаточно обширного океанического амеразийского (канадского) бассейна, по крайней мере с поздней юры. Причем размеры его, с учетом час-

тичной редуцированности при кайнозойском спрединге по хребту Гаккеля, превышали современные [Ушаков и др., 1979].

При таких построениях не остается места для крупного блока сиалической коры — «Гиперборейской платформы» [Пущаровский, 1976]. Рассматривая тектоническое строение Северного Ледовитого океана, Ю. М. Пущаровский приходит к заключению о его структурной асимметрии. При этом формирование структуры канадского океанического бассейна происходило, по его мнению, в конце юры, в период крупнейшей тектонической перестройки Палеоарктики и выразилось в тектонической деструкции континентальной коры. В результате процессов растяжения уже в поздней юре образовалась Канадская глубоководная котловина и происходило утонение коры в обширных зонах по ее периферии. Формирование котловин Толля и Макарова, а также обособление хребта Ломоносова связывается со второй половиной орогенного этапа развития верхояно-чукотских мезозоид — эпохой позднемеловых деформаций.

Наши представления о батиметрии Арктического бассейна в юрском периоде основаны на результатах изучения осадков и фауны эпиконтинентальных и окраинных морей Евразии и Северной Америки. Данные по батиметрии бассейнов на территории Евразии сведены на палеогеографические карты, составленные для каждого века юрского периода (см. рис. 4—31). Обзор этих карт показывает, что наиболее глубоководные моря (псевдоабиссальные глубины) в течение ранней юры располагались в восточном секторе Арктики: на востоке Азии (Сихотэ-Алинское море) и на Северо-Востоке СССР (Колымское море и море Черского) и, вероятно, на территории Северной Аляски [Сакс, 1961]. В морях западного сектора Арктики преобладали условия верхней и средней сублиторали (см. рис. 6, 9, 12 и др.).

В среднеюрское время происходит постепенное смещение средне- и нижнесублиторальных обстановок к западу, хотя наиболее глубоководные моря сохраняются на востоке (Сихотэ-Алинское) и северо-востоке (Восточно-Азиатское). Нижнесублиторальные, возможно псевдоабиссальные, глубины устанавливаются вблизи северных окраин канадского Арктического архипелага [Сакс, 1961]. Условия нижней сублиторали с позднего аалена установились в Хатангском заливе. Огромную территорию Баренцево-Карской плиты в аалене и байосе покрывал мелководный полузамкнутый бассейн (см. рис. 13, 14, 42, 43).

В поздней юре моря в западном секторе Арктики значительно углубились, а в восточном — обмелели. Лишь на крайнем востоке (Сихотэ-Алинское и Восточно-Азиатское моря) сохранились глубоководные бассейны. Притом определенно прослеживается связанная с бореальной трансгрессией тенденция постепенного углубления крупных эпиконтинентальных морей от келловея к волжскому веку. Псевдоабиссальные глубины или близкие к ним в волжском веке установились в Западно-Сибирском море (общая площадь их достигла 1 млн. км^2), на западе Северо-Сибирского, в Хатангском проливе (см. рис. 29). Большие глубины, судя по составу пород и фауне моллюсков волжского яруса, имели место на севере Гренландии (Земля Пири) и вдоль северных окраин Канады (Свердрупский бассейн) и Аляски [Сакс, 1961; Hakanson e. a., 1981]. В этих морях довольно четко прослеживаются фации нижней, средней и местами верхней сублиторали, окаймляющие псевдоабиссальные впадины.

Палеотемпературы. В юрском периоде в Северном полушарии четко фиксируется климатическая зональность. Присутствие тетического (тропического) и бореального (умеренно теплого) биогеографического и климатических поясов хорошо подтверждается особенностями распределения осадков (пород), фаун и флоры.

В пределах Бореального пояса устанавливаются более прохладные (Арктическая) и менее прохладные (Бореально-Атлантическая и Бореально-Тихоокеанская) области [Сакс и др., 1971]. В распределении наземной растительности в юрском периоде, так же как и в меловом, прослеживается зональность, связанная с климатической [Вахрамеев, 1964, 1978; Вахрамеев и др., 1970]. Экологический и систематический анализы фауны и флоры указывают на то, что в юрском периоде и начале мелового географический полюс находился в пределах современного Арктического бассейна [Сакс, 1961]. Северный магнитный полюс в юрском периоде, по большому числу определений, располагался в районе Берингова пролива [Опдайк, 1966; Храмов, Шопло, 1967; Поспелова, Сакс, 1968; Smith e. a., 1981]. В циркумполярный район, ограниченный юрским полярным кругом, попадали области Северо-Востока СССР (к востоку от р. Лены) и Аляски с прилегающими территориями в Северной Америке. Район между р. Леной и Северным Уралом находился между 50 и 70° северных палеоширот. Сороковая параллель, лежащая ныне в области субтропиков, проходила по югу Западной Сибири [Захаров, 1970, 1981]. Как показали палеотемпературные определения, выполненные на основе изучения изотопного состава кислорода в рострах белемнитов, в течение средней, поздней юры и раннего мела температура воды к югу от Арктического бассейна была постоянно более высокой, чем в самом Арктическом бассейне (рис. 38) [Боуэн, 1969; Берлин и др., 1970; Берлин, Хабаков, 1970; Месежников

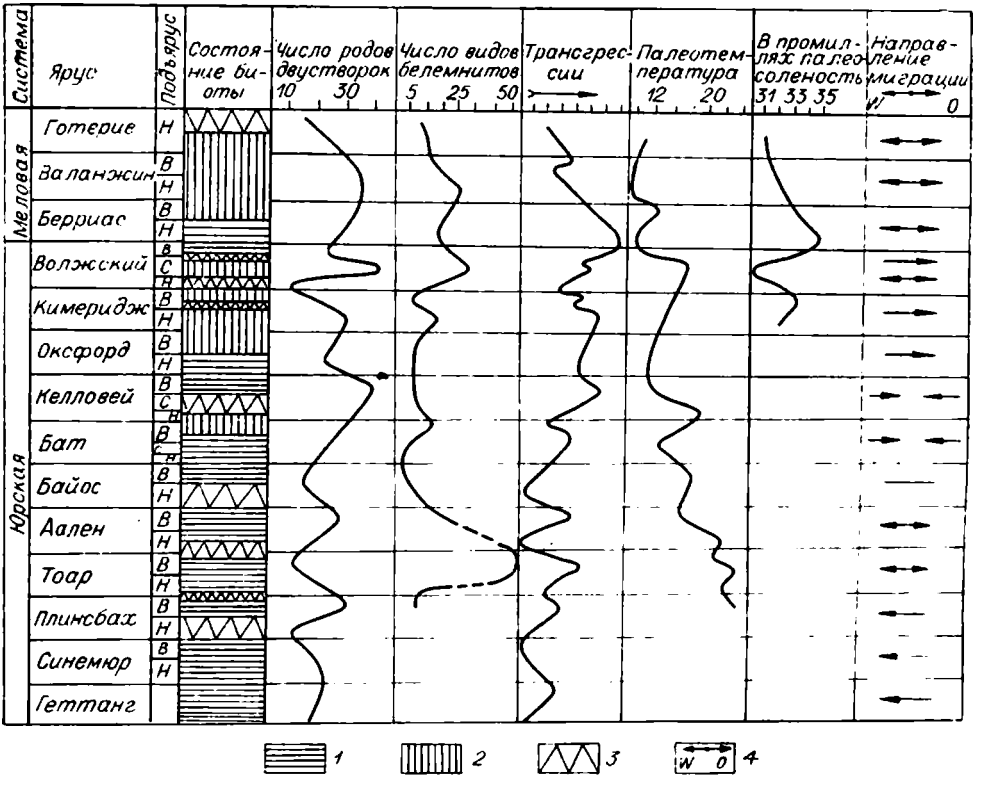


Рис. 38. Эволюция биоты и среды Арктического бассейна в юрском периоде. Условные обозначения. Состояние биоты: 1 — нивелировка, 2 — дифференциация, 3 — кризисные; 4 — направление миграции западное (W) и восточное (O); расходящиеся стрелки — преимущественно автохтонное развитие биоты.

и др., 1971б; Захаров, 1981; Сакс, Нальняева, 1979; Bowen, Fritz, 1963]. Тенденцию к снижению палеотемпературы от окраинных арктических морей к центральным удается зафиксировать для отдельных веков в западном секторе Арктики (см. рис. 39—49).

Анализ палеотемпературной кривой, составленной для севера Средней Сибири, показывает, что в течение юры и неокома происходили неоднократные колебания среднегодовых температур с тенденцией понижения к средней юре, постепенного повышения к поздней и очередного понижения в раннем мелу (см. рис. 38).

Если среднегодовые температуры поверхностных вод колеблются в течение юры от 11 до 24°С, то придонные температуры, в особенности глубокой части шельфа, могли быть значительно более низкими. Такое заключение вытекает из сезонного характера климата на севере Евразии и севере Северной Америки, устанавливаемого по кольцам роста на раковинах моллюсков и окаменелой древесины, а также по колебаниям изотопного состава кислорода в онтогенезе ростров белемнитов [Ронкина, 1965; Захаров, 1966; Боуэн, 1969; Найдин, Тейс, 1977]. Возможно, что придонные температуры в юре и раннем мелу Арктического бассейна понижались до 0°С. К таким выводам приходили Э. Кемпер и Г. Шмитц [Kemper, Schmitz, 1975, 1981], анализируя условия формирования кальцитовых псевдоморфоз по тенардиту (глендонит) из отложений валанжина на о-вах Свердрупа (Арктическая Канада). На Севере СССР подобные кальцитовые агрегаты известны из верхнего плинсбаха, средней юры (в особенности их много в верхнем аалене и байосе), верхнего келловея и нижнего готерива (зона Homolsomites bojarkensis). М. Каплан [1979], изучавший эти агрегаты, также пришел к выводу об образовании их в илах с низкими температурами придонных вод. Замечательно то, что слои, содержащие кальцитовые агрегаты, бедны окаменелостями: в валанжине Арктической Канады эти слои содержат только остатки бухий и крупных гастропод, а на севере Сибири (п-ов Пакса) — редких бухий и многочисленные следы жизни (*Arctichnus*). В отложениях юры совместно с кальцитовыми агрегатами либо нет окаменелостей, либо встречаются группы, характерные для Арктической биогеографической области (из двустворок *Mytiloceramus*).

Таким образом, есть все основания предполагать, что в глубоководных псевдоабиссальных бассейнах Арктики существовала тепловая стратификация вод. Такую стратификацию следует ожидать прежде всего в Западно-Сибирском море в волжском веке и берриасе. По-видимому, не случайно макробентос наиболее глубоководной центральной части псевдоабиссальной впадины этого времени представлен только типично арктическими видами двух бореальных родов: *Buchia* и *Inoceramus* [Захаров, 1981; Захаров, Сакс, 1983].

Соленость. Палеоэкологический анализ биоты однозначно свидетельствует о том, что соленость Арктического бассейна в юрском периоде существенно не отклонялась от солености Мирового океана того времени. По данным палеогалометрии на основании анализа свыше 100 раковин устриц по методу Ракера — Валентайна, соленость вод Хатангского моря в поздней юре и неокоме колебалась в пределах 30—35‰ [Захаров, Радостев, 1975; Нальняева, Радостев, 1979; Захаров, Сакс, 1980]. Такие же значения солености получены для Ляпинского залива на Северном Урале в конце поздней юры (см. рис. 48, 49). Эти значения в целом соответствуют абсолютным показателям солености современных океанических вод.

С другой стороны, имеются сведения о более низкой по сравнению с современным океаном солености вод бореального бассейна. Такие данные получены на основании анализа поглощенных катионов щелочных эле-

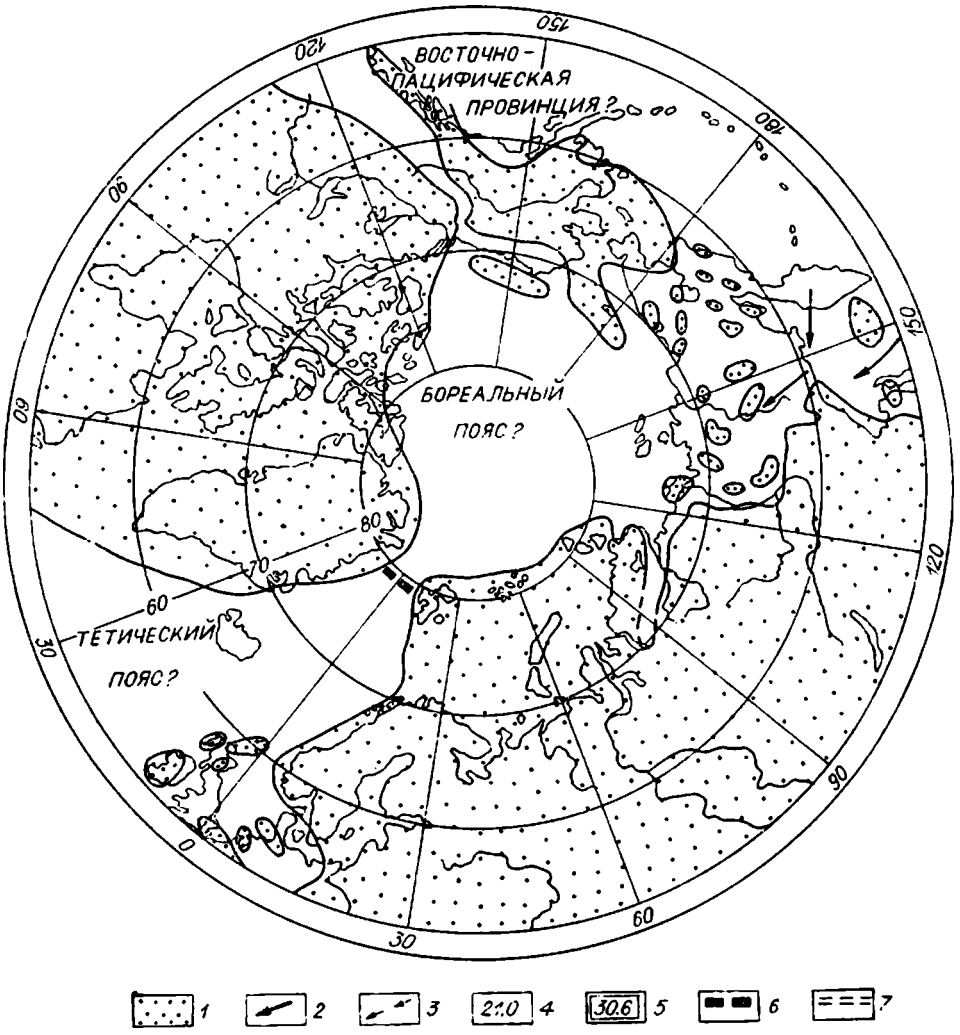


Рис. 39. **Арктический бассейн в геттанге — синемюре.**

1 — суша; *2* — направление предполагаемых течений поверхностных теплых; *3* — придонных холодных; *4* — абсолютные значения температуры; *5* — солености; *6* — граница ареала бореальной фауны; *7* — граница ареала арктической фауны.

ментов (K и Na) в глинах морского генезиса на севере Сибири [Грамберг, Спиро, 1965], изучения соотношения изотопов кислорода в биогенном карбонате [Найдин, Тейс, 1977], «солевая» гипотеза выдвинута как альтернативная «температурной» для объяснения особенностей расселения фауны в Северном полушарии [Hallam, 1969]. Можно согласиться с тем (и данные палеогалометрии это подтверждают), что существовала разница в солености вод открытого моря и морских окраин, но эти различия не были существенными [Захаров, Радостев, 1975].

В юрской истории Арктического бассейна может быть выделен лишь один интервал, в течение которого, возможно, периодически происходило опреснение вод — это ааленский и байосский века. Таксономическая бедность бентоса при количественном изобилии отдельных немногих таксонов может служить аргументом в пользу высказанного предположения. К сожалению, имеется только одно определение солености для позднего

Рис. 40. Арктический бассейн в плинсбахе. Усл. обозн. см. на рис. 39.

аалена, равное 12‰. Эта единственная цифра, конечно, не является решающей при обсуждении возможных флуктуаций солености вод в среднеюрскую эпоху.

Циркуляция вод. В настоящее время мы не располагаем прямыми указаниями на существование циркуляции вод в юрском Арктическом бассейне. Косвенные данные (особенности размещения остатков морской фауны, количественные значения палеотемператур, характер границ фитогеографических зон и контуров палеобассейнов) служат источниками для предположения о наличии течений. Признание тепловой стратификации вод заставляет предполагать конвекционные перемещения водных масс в глубоководных эпиконтинентальных бассейнах.

С учетом сказанного можно предполагать, что в ранней юре основные течения в толще воды были направлены с востока на запад. В среднеюрскую эпоху развивались внутрибассейновые местные течения. В поздней юре преобладали поверхностные течения западного направления (рис. 39—49). Более подробно вопросы циркуляции вод в юрском Арктическом бассейне обсуждаются ниже.

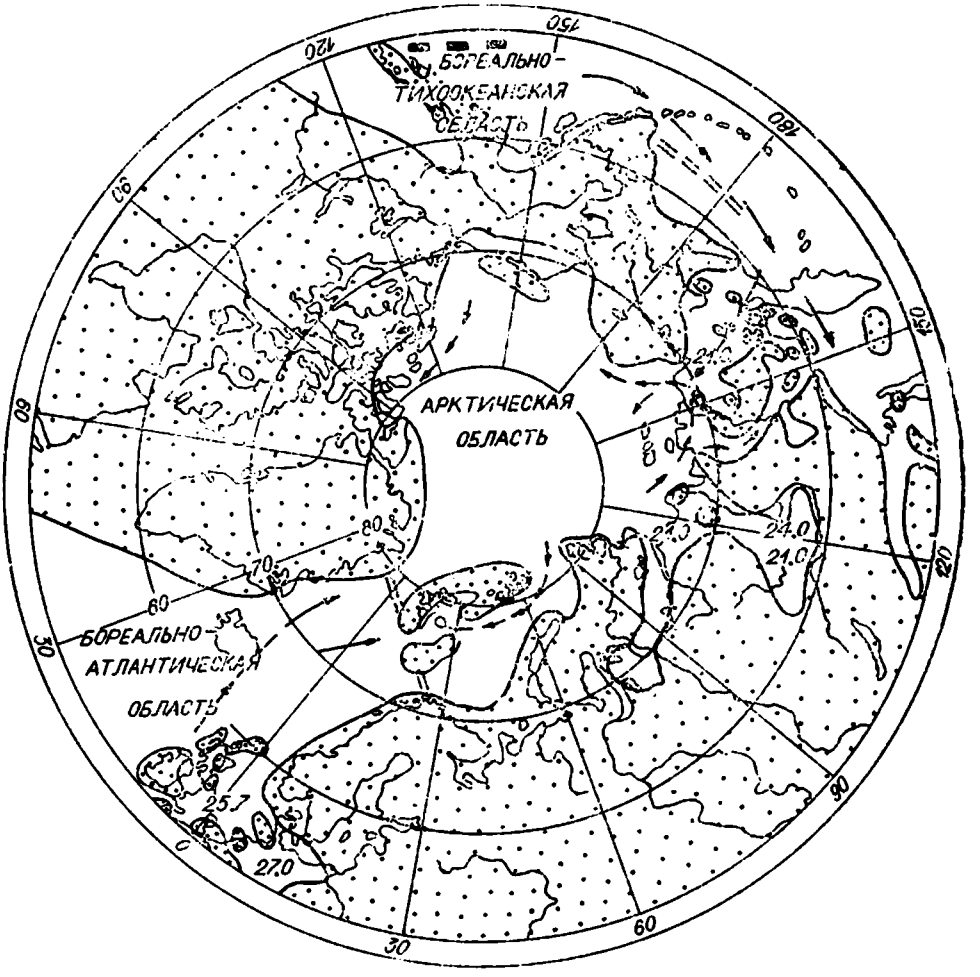


Рис. 41. Арктический бассейн в тоарс. Усл. обозн. см. на рис. 39.

Развитие биоты в связи с палеогеографией. Принимаемые нами для юрского периода палеогеографические реконструкции Арктики должны удовлетворительно объяснять следующие особенности в расселении и развитии биоты.

1. В течение всего юрского периода морская биота на территории окраинных и эпиконтинентальных морей Северной Евразии, северного окаймления Северной Америки и Арктических островов (Гренландия, Лофотенские, Свальбард, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Новосибирские, Арктического Канадского архипелага) характеризовалась единством и была отлична от биоты более южных морей. Однако в каждом веке в составе арктических моллюсков существовали отдельные роды и даже виды, общие с западноевропейскими.

2. В размещении наземной растительности на территории Среднесибирской и Канадской суш наблюдается зональность. Притом границы зон поднимаются к северу от Сибири до района Северной Атлантики.

3. В ранней юре разнообразие морских беспозвоночных сокращалось в направлении с востока на запад; среднеюрская биота отличалась таксономической бедностью, но количественным богатством немногих таксонов;

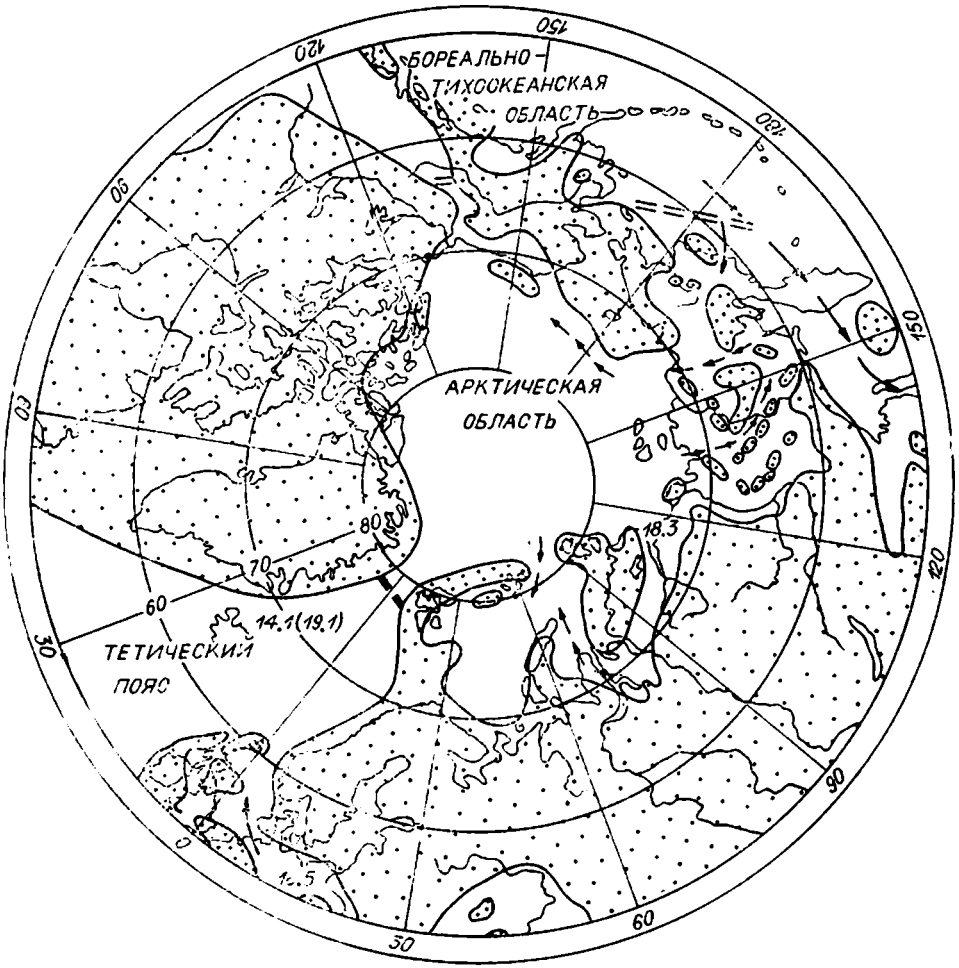


Рис. 42. Арктический бассейн в аалене. Усл. обозн. см. на рис. 39.

в поздней юре таксономическое разнообразие в общем возрастало с востока на запад.

4. В кимеридже и волжском веке состав моллюсков в морях у берегов Гренландии более близок к таковому на севере Сибири, чем этот последний к таксономическому составу моллюсков в морях на Северном Урале.

5. В ранней (плинсбах Свальбарда) и средней юре в западном секторе Арктики (аалене и байосе Свальбарда, в раннем — среднем бате Гренландии и окраин Северного моря) типичные арктические моллюски территориально сближаются с типично тетическими (север Западной Европы, Англия, в плинсбахе — Гренландия). Переходная нижнебореальная биота отсутствует.

6. Таксономическое разнообразие биоты западного сектора Арктики и степень эндемизма моллюсков растет в течение поздней юры и начала мела. Одновременно от келловея до волжского века усиливается географическая дифференциация фауны. Однако в течение всей юры ранг эндемичных таксонов редко поднимался выше родового: основу эндемиков среди морских беспозвоночных составляют виды.

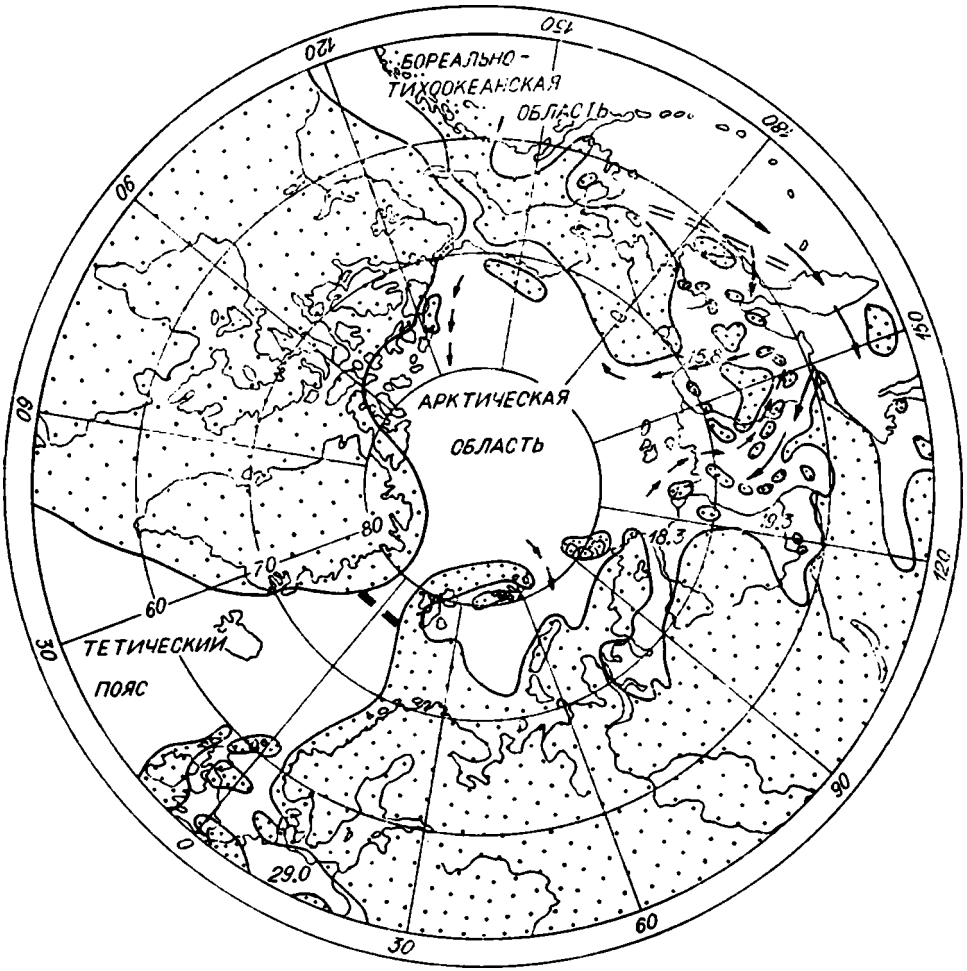


Рис. 43. Арктический бассейн в байосе. Усл. обозн. см. на рис. 39.

Как уже неоднократно указывалось, главной причиной, повлиявшей на своеобразие и общность арктической фауны и флоры, следует считать климатическую зональность, существовавшую в юрском периоде в Северном полушарии. Попытки объяснить снижение таксономического разнообразия ряда групп морских беспозвоночных в направлении с юга на север уменьшением солености в этом же направлении, падением стабильности среды, сокращением разнообразия обстановок [Хэллем, 1978; Fürsich, Sykes, 1979] не находят подтверждения фактами [Сакс и др., 1971; Захаров, Шурыгин, 1983]. Однако далеко не все особенности в развитии и расселении фауны и флоры в пределах Арктики в юрском периоде могут быть объяснены влиянием только климатического фактора. Важную роль играли особенности палеогеографии.

Имеющиеся сведения по палеогеографии Арктики значительно ограничивают число вариантов, подлежащих обсуждению при объяснении изложенных выше фактов. Так, не возникает сомнения в том, что Арктический бассейн на протяжении всего юрского периода был «зажат» между двумя монолитными материковыми суперплитами: Евразийской со стороны Восточного полушария и Североамериканской со стороны Западного.

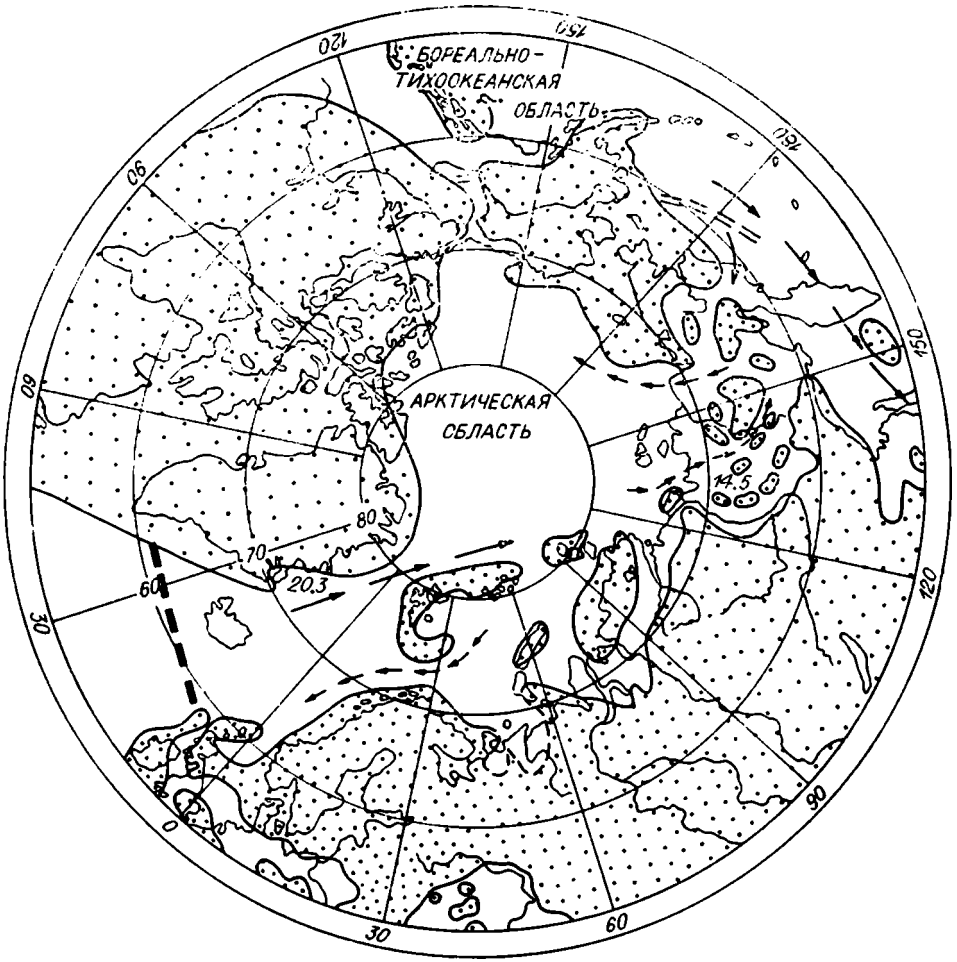


Рис. 44. Арктический бассейн в бате. Усл. обозн. см. на рис. 39.

Связи этого бассейна с Мировым океаном могли осуществляться через проходы в Северной Атлантике либо в Северной Пацифике. Вероятно, следует отказаться от предположения о том, что Арктический бассейн мог сохранить полноценный океанический режим, сообщаясь с Мировым океаном только через эпиконтинентальные моря — проливы, периодически возникавшие на окружающих его континентах: эти проливы были слишком мелководными для обеспечения стабильного обмена крупными водными массами.

Таким образом, при объяснении тех или иных особенностей в развитии и расселении фауны и флоры основное внимание необходимо сосредоточить на следующих вопросах. Всегда ли на протяжении юрского периода Арктический бассейн сообщался с Мировым океаном? Постоянно ли существовали проходы в Северной Атлантике и Северной Пацифике, и какова была их глубина?

На первый из этих вопросов следует дать положительный ответ: на протяжении всего юрского периода в арктической морской биоте нет твердых индикаторов аномального морского режима. Даже в среднеюрскую эпоху — время максимальной изоляции бассейна (и сокращения его

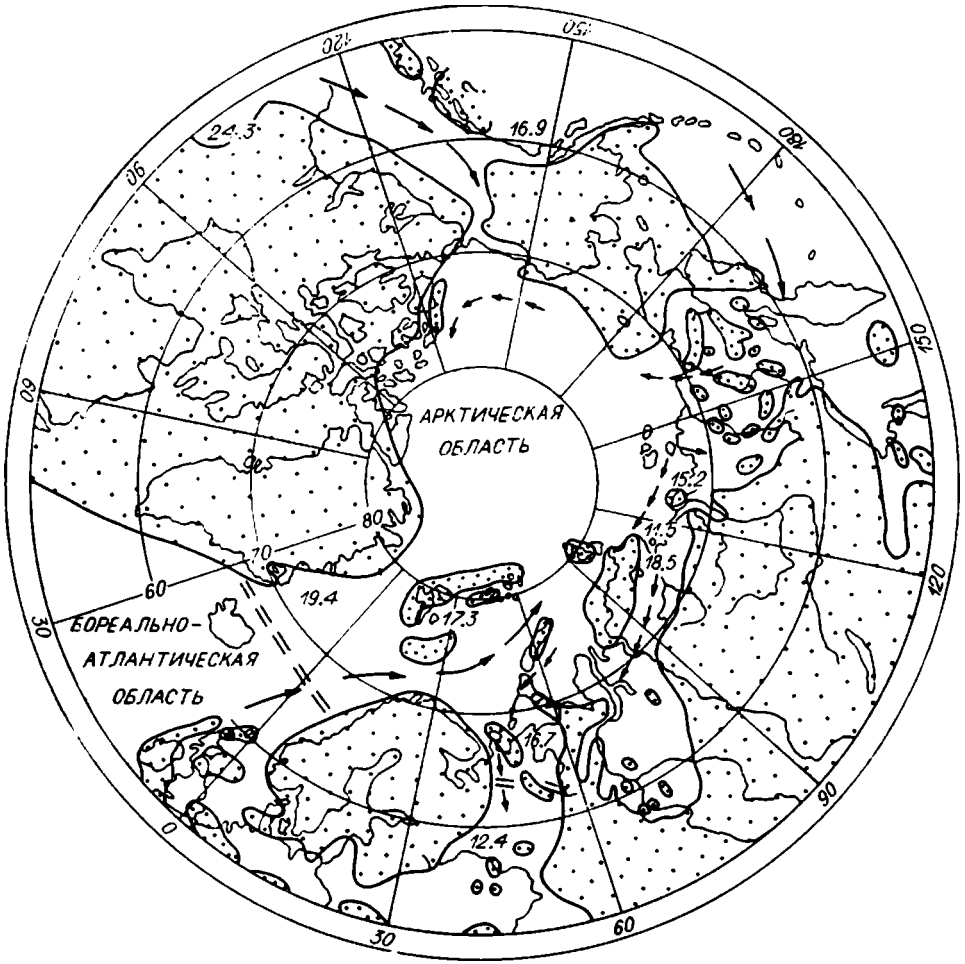


Рис. 45. Арктический бассейн в келловее. Усл. обозн. см. на рис. 39.

площади) — существовали связи с мировым океаном на востоке (см. рис. 42—44) и, видимо, возникали кратковременные связи на западе (например, в бате). В первой половине ранней юры (геттанг, синемюр и ранний плинсбах) возрастание таксономического разнообразия морских беспозвоночных с запада на восток, безусловно, свидетельствует о широких связях Арктического бассейна с Северной Пацификой. Значительная общность фауны Северо-Востока СССР и севера Северной Америки не позволяет предполагать широкого и глубокого прохода между Североамериканской и Евразийской плитами в районе Северной Пацифики, как это показано на реконструкциях А. Смита с соавторами [Smith e. a., 1981, карта 43]. Скорее всего проход был узким и мелководным [Сакс, 1976] (см. рис. 39, 40). Постепенное расширение морских бассейнов в западном секторе Арктики в течение ранней юры сопровождалось миграцией ряда родов и видов моллюсков, населявших моря на востоке (*Psiloceras*, *Otapiria*, *Pseudomytiloides*, *Meleagrinella* и др.). Однако среди этих таксонов есть и такие (например, *Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Wachneroceras*), которые одновременно обитали в морях на севере Западной Европы. Имеются только два варианта путей их миграции: тетический и через пролив между Грен-

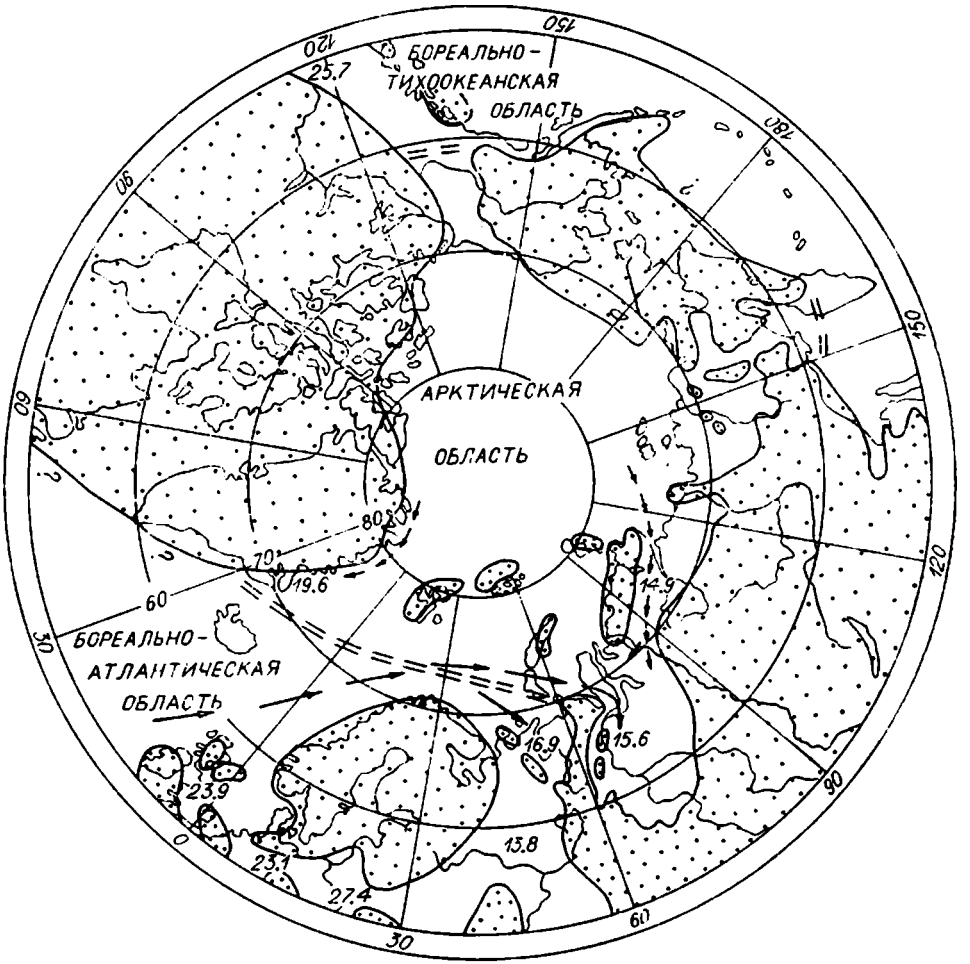


Рис. 46. Арктический бассейн в оксфорде. Усл. обозн. см. на рис. 39.

ландией и Европой. Первый путь заставляет предполагать очень широкую температурную толерантность названных моллюсков, второй путь, наоборот,— их очень узкую избирательную способность к температурному фактору, поскольку при наличии пролива этим же путем в Арктику не проникли другие многочисленные группы беспозвоночных, населявшие западноевропейские моря. В. Н. Сакс [1976] предполагал наличие пролива в Северной Атлантике. Однако этому предположению пока нет доказательств: ни в Гренландии, ни в Скандинавии не обнаружено морских осадков геттанг-синемюра. Имеется больше оснований допускать существование пролива в позднем плинсбахе и тоарс. Возможно, что этим путем из западноевропейских морей в Арктику проникали белемниты и пликатулы [Сакс, 1976]. Этот пролив не мог быть широким и глубоким. В противном случае в моря Арктики поступали бы теплые воды Северной Атлантики, которые бы оказали существенное влияние на арктическую биоту. Однако в составе раннеюрских морских беспозвоночных выходцы из Тетис относительно редки, а одна из самых массовых групп бентоса — двустворчатые моллюски — в морях Арктики была представлена значительно беднее, чем в западноевропейских. В аалене, байосе и, возможно,

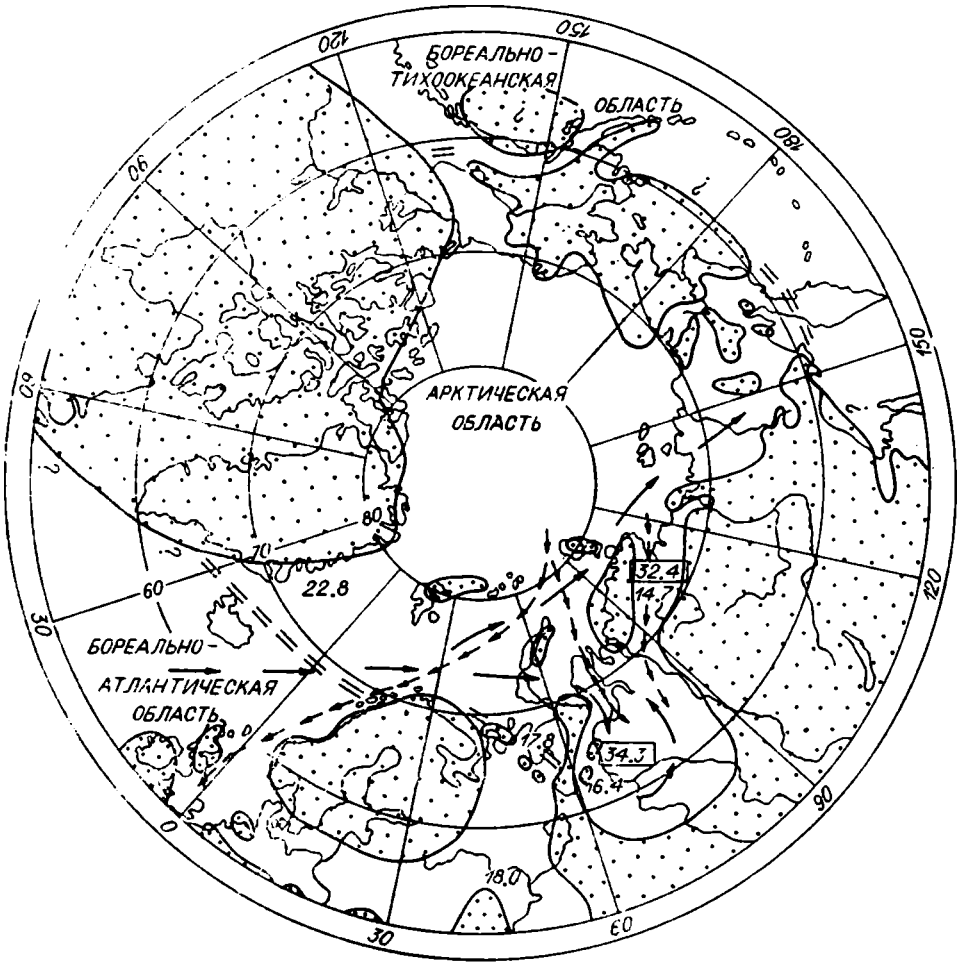


Рис. 47. Арктический бассейн в кимеридже. Усл. обозн. см. на рис. 39.

в первой половине бата не было постоянного прохода в Северной Атлантике. Только этим можно объяснить территориальную близость местонахождений типично арктических моллюсков (Свальбард, в бате — Восточная Гренландия) и типично тетических (север Западной Европы, Англия, в илинсбахе — Восточная Гренландия). Наличие пролива непременно привело бы к образованию переходной биоты в районе Гренландии, как это имело место в поздней юре. В средней юре переходная биота отсутствует. Таким образом, Арктический бассейн со стороны Северной Атлантики отделялся сушей (см. рис. 42, 43) либо образование прохода ограничивалось вторым барьером (Североморское поднятие), когда в бате арктическая фауна достигла окраин Северного моря (см. рис. 44). Перерыв в осадконакоплении в среднеюрское время на западе Баренцевоморской плиты установлен также на основе сейсмических данных [Hinz, Schlüter, 1978].

Обмен фауной между морями Арктики и Дальнего Востока осуществлялся по проливам между многочисленными островами (см. рис. 42—44). В среднеюрской фауне приполярных областей Северной Америки и Евразии много общего, поэтому нет нужды предполагать наличие широкого и глубокого прохода в Северной Пацифике между Североамериканской и

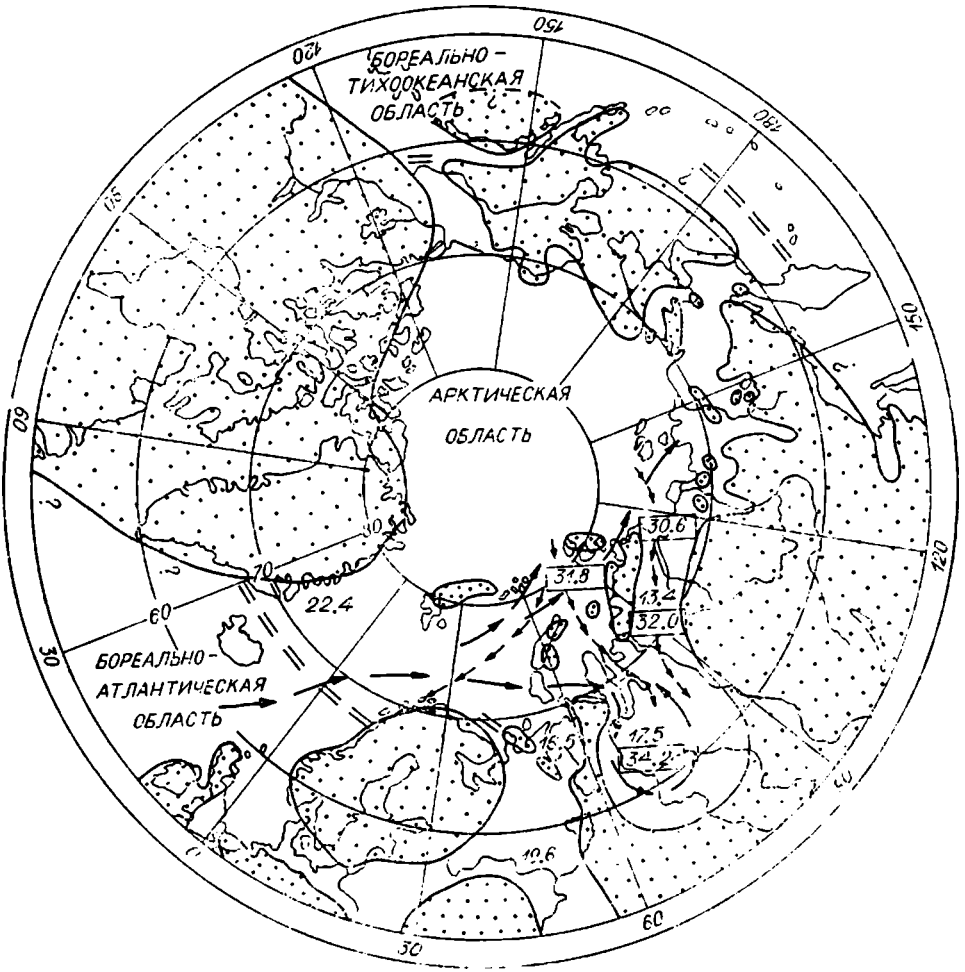


Рис. 48. Арктический бассейн в ранне- и средневолжское время. Усл. обозн. см. на рис. 39.

Евразийской материковыми плитами. С другой стороны, обмен морской фауной в пределах Арктического бассейна мог осуществляться вдоль шельфа Северной Америки и Северной Евразии. В таком случае глубокий пролив в Северной Пацифике не мог служить препятствием этому обмену.

С конца средней юры (с позднего бата) фауна Арктического бассейна формировалась под все усиливающимся влиянием фауны северо-западноевропейских морей. В келловее открылись проходы на севере Восточной Европы и между Гренландией и Скандинавией. Таким образом, для объяснения бореально-атлантического влияния на фауну нет необходимости реконструировать широкий и глубокий пролив в Северной Атлантике, поскольку в течение почти всей поздней юры существовали прямые связи через Восточную Европу (см. рис. 45—49). Однако пролив между Гренландией и Скандинавией существовал в течение всей поздней юры: верхнеюрские осадки с морской фауной прослеживаются на всем протяжении от Англии до Центральных районов Арктики, менее четкими становятся границы тетических, бореальных и арктических биохорий за счет появления переходных зон. Возрастание разнообразия среди морских беспозвоноч-

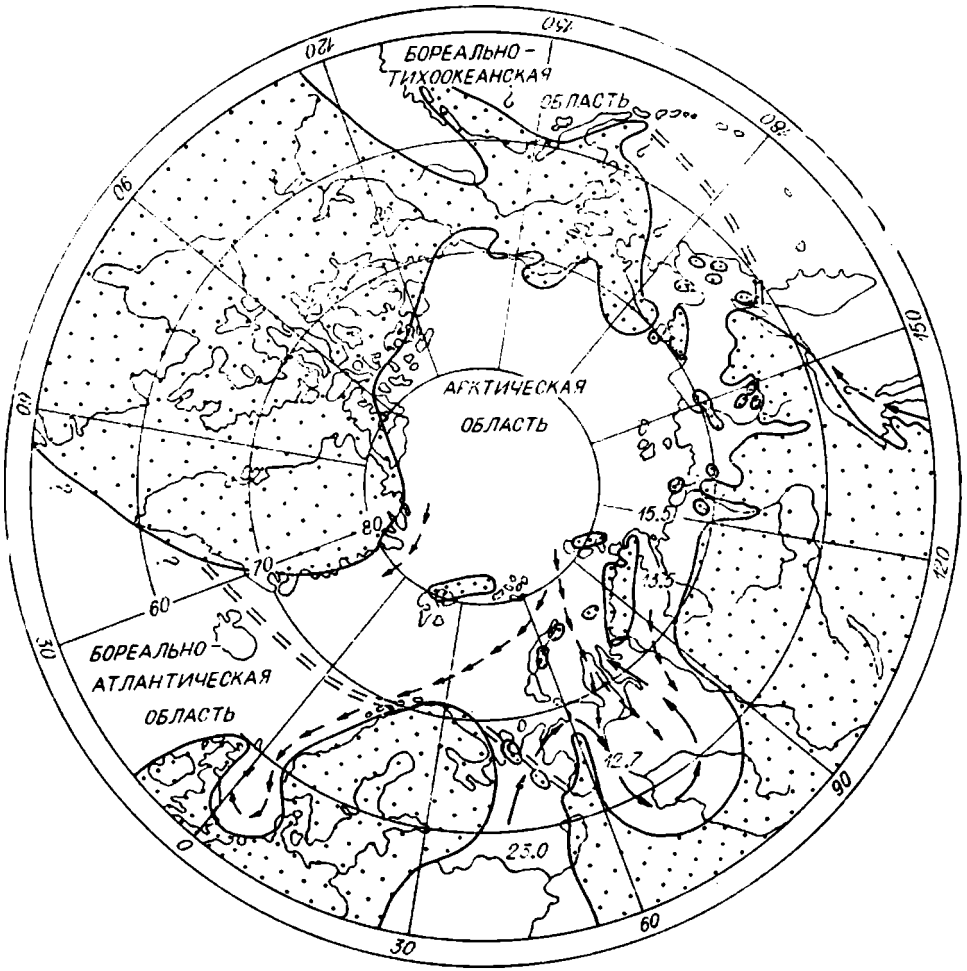


Рис. 49. Арктический бассейн в поздневолжское время. Усл. обозн. см. на рис. 39.

ных Арктики в течение позднеюрской эпохи можно связывать как с возростим притоком нижнебореальных и даже тетических групп, так и с дифференциацией морских обстановок — формированием крупных эпикоптинентальных морей во время бореальной трансгрессии. Предполагается также постепенное повышение температуры вод в течение всей позднеюрской эпохи (см. рис. 38). Возрастание среднегодовых температур может быть связано с расширением акваторий в западном секторе Арктики или с наличием теплого течения из Северной Атлантики. Второе предположение как будто бы более удовлетворительно объясняет подъем границы палеоботанических умеренно теплой и субтропической зон к северу не только на севере Европы, но и по другую сторону Северной Атлантики (в Гренландии и Канаде) [Вахрамеев и др., 1970]. Существование пролива подкрепляется находками одних и тех же таксонов аммонитов и двустворок в Англии, Восточной и Северной Гренландии, Лофотенских островах, на Северном Урале и в Сибири. Однако этот пролив не был широким и глубоким, о чем свидетельствует общность фауны морских моллюсков Гренландии и Северной Сибири, отчасти Восточной Гренландии и Северного Урала [Захаров, 1970; Сакс и др., 1971; Захаров, Месежников, 1974].

По мнению В. Н. Сакса [1976, с. 7], при наличии глубокого и широкого прохода в Гренландском море установилась бы сходная с современной система течений. Теплое течение с юга должно прижиматься под действием сил Кориолиса к восточному берегу, а побережье Гренландии оказалось бы под воздействием холодного течения, и в фауне здесь должны были отсутствовать южные элементы.

Расширение в поздней юре связей морей западного сектора Арктики с морями на территории Северной Атлантики сопровождается неуклонным сокращением связей с морями Северной Пацифики. Этому способствовали процессы орогенеза в Северо-Восточной Азии, на Аляске и в Западной Канаде. На этой территории площади моря постепенно сократились и в конце юры внутренние районы Северо-Восточной Азии осушились [Сакс, 1976].

Глава VIII

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Размещение залежей полезных ископаемых осадочного происхождения — угля, нефти, газа, горючих сланцев, оолитовых железных руд, фосфоритов, строительного сырья, а также древних россыпей алмазов и титаномагнетитов — контролировалось палеогеографическими особенностями регионов. Благоприятные условия накопления исходных материалов способствовали образованию скоплений вещества. В юрском периоде особенно благоприятные условия существовали для формирования залежей каустобиолитов.

Здесь прежде всего следует назвать Западно-Сибирский регион, где к юрским отложениям приурочены залежи нефти и газа. В настоящее время отложения этого возраста рассматриваются в качестве перспективных источников для дальнейшего наращивания запасов и добычи углеводородного сырья. В юрской толще Западной Сибири возможно выделение трех нефтегазоносных комплексов. Нижний приурочен к сравнительно мощной серии неморских осадков тюменской свиты. Здесь сложности поисков нефтяных и газовых залежей связаны как с невыдержанностью коллекторов, так и с отсутствием региональных и субрегиональных экранирующих глинистых толщ, способствующих формированию и сохранению залежей. Поэтому первые залежи были открыты в верхах тюменской свиты, над которой залегает аргиллитовая толща верхней юры. Г. С. Ясович [Объяснительная..., 1976] показал, что наилучшие коллекторные свойства имеют отложения тюменской свиты, накапливавшиеся в крупных речных долинах, а Т. А. Верещинова (1980) для районов Широтного Приобья выделила сводовый, склоновый и впадинный типы разрезов, приуроченные к соответствующим частям крупных структур. Каждый разрез характеризуется определенным соотношением проницаемых и изолирующих пород, причем их оптимальные соотношения отмечаются для склонового типа. Таким образом, совместное рассмотрение палеогеографических и палеотектонических условий формирования тюменской свиты позволяет ориентировать поисковые работы на открытие в ней нефтяных и газовых залежей.

Вторым важным объектом нефтегазопоисковых работ в Западной Сибири являются верхнеюрские морские, прибрежно-морские и прибрежно-

континентальные образования васюганской и наунакской свит (келловей—оксфорд), формировавшихся в центральной и восточной частях Западно-Сибирского бассейна (см. рис. 20, 23). Эта чрезвычайно сложно построенная толща, изобилующая фациальными переходными и местными размывами [Соколовский, Бочкарев, 1972], содержит месторождения, причем отмеченные особенности ее накопления обусловили широкое распространение, наряду с антиклинальными ловушками, различного рода «неструктурных» залежей. Детальные палеогеографические исследования келловей-оксфордской толщи Западной Сибири имеют поэтому чрезвычайно большое практическое значение.

Маломощная глинистая пачка кимериджа, известная под названием георгиевской свиты (2—15 м), формировавшаяся в условиях частых размывов (см. рис. 26, 27), на площадях максимальной ее мощности играет роль экрана для залежей в баженовской свите, а в областях минимальных мощностей (менее 5 м) не препятствует миграции нефти из баженовской свиты в васюганскую.

Баженовская свита Западной Сибири (волжский ярус — низы неокома) также является одним из нефтяных объектов [Нестеров, 1971]. Высокое содержание органического вещества (более 8%) и очень широкое распространение свиты (на площади более 2 млн. км^2) давно уже позволяло рассматривать ее в качестве основного источника углеводородов. Высокая битуминозность баженовской свиты явилась следствием ее накопления в переуглубившемся в начале волжского века морском бассейне при почти полном прекращении доставки терригенного материала, который откладывался главным образом в прогибах вдоль западного и восточного обрамления бассейна (см. рис. 27). Таким образом, элиминировавшийся фито- и зоопланктон баженовского моря создавал высокие концентрации органического вещества на дне, что привело к образованию существенно органогенного осадка. Значительное количество кремнезема (за счет скоплений скелетов радиолярий) и биогенного карбоната (остатки наннопланктона) обусловили особую структуру осадка, что повлекло за собой превращение в определенных условиях пород баженовской свиты не только в источники углеводородов, но и в их коллектор [Лебедев и др., 1979; Ушатинский, 1981]. Даже в случае связи формирования залежей нефти в баженовской свите с термическими аномалиями эндогенного происхождения [Краснов, Хуторской, 1978], накопление материала для генерации углеводородов целиком определялось условиями формирования свиты. Поэтому разработка детальных моделей баженовского бассейна имеет огромное значение как для проведения поисково-разведочных работ, так и для оценки потенциальных возможностей региона в целом. Так, анализ палеогеографических карт показывает, что относительно глубоководное море волжского века распространялось далеко к северу и западу от северных окраин Западно-Сибирского бассейна (Карское море). Битуминозные и глинистые породы волжского яруса известны на Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, Лофотенских островах. Следовательно, есть все основания предполагать возможность встретить их в толще осадочного мезозойского чехла на Баренцово-Карском шельфе (см. рис. 29).

Необходимо отметить, что в региональном плане почти на всей территории развития юры от Мезени до низовьев Лены юрские отложения имеют некоторые общие черты, которые заключаются в широком развитии песчаных пород в нижней части разреза и преобладании глинистых верхнеюрской части, сформированной в период максимальной для мезозоя трансгрессии моря. Верхнеюрская глинистая толща является поэтому самым надежным и выдержанным экраном, и в соответствующих геологических условиях под верхнеюрскими отложениями или в нижней их части

должны сохраняться залежи углеводородов. Так, в бассейне р. Печоры и особенно на акватории южной, а возможно, и западной части Баренцева моря можно ожидать подобные залежи не только в триасе, но и в нижней части юры. Причем площади распространения нижне- и особенно среднеюрских отложений здесь могут быть весьма обширными. Следует обратить особое внимание на предложенный нами вариант реконструкции ааленского и байосского морей в пределах Баренцева моря. Здесь предполагается наличие и длительное существование крупных полузамкнутых бассейнов, очень сходных по размерам и конфигурации с бассейнами такого же типа на шельфе Северного моря, в акватории которого породы среднеюрского возраста содержат промышленные залежи нефти (см. рис. 12, 15, 42, 43). Более сложен вопрос о юрских залежах в центральной части Енисей-Ленского прогиба, где мощность юры резко возрастает до 3 км и более, а песчаные пласты в ее составе практически исчезают. Вместе с тем по периферии развития этой мощной глинистой толщи широко распространены песчаные отложения, которые, конечно, могут вклиниваться в нее, особенно в верхах средней и в середине верхней (верхний оксфорд—кимеридж) юры.

Большой интерес как региональная покрышка для залежей углеводородов представляет китербютский горизонт — уникальная толща глин нижнетоарского возраста,— сохраняющий на площади более 150 тыс. км^2 свою мощность (22—24 м) и однообразные литологические и палеонтологические характеристики. Сам горизонт вряд ли мог быть источником углеводородов, так как глины формировались на небольших глубинах [Захаров, Шурыгин, 1979], но экранирующие его свойства в погруженных частях Хатангской впадины не вызывают сомнения.

В бассейне р. Вилюй сунтарская свита (аргиллитовая пачка) аалена также является основным региональным экраном, ниже которого установлены залежи газа и конденсата в верхах триасовых и нижнеюрских отложений. Коллекторы в нижней юре приурочены к линзам и покровам прибрежно-континентальных песчаных образований.

Помимо нефти и газа с юрскими отложениями Севера СССР связаны также месторождения горючих сланцев. Основные запасы горючих сланцев приурочены к западной части Печорского бассейна и в бассейне р. Сысолы к основанию средневолжских отложений (зона Dorsoplanites panderi), хотя отдельные их пропластки встречаются ниже (верхний оксфорд) и выше (верхневолжский подъярус) по разрезу. Несмотря на некоторые черты сходства с битуминозными породами баженовской свиты, юрские горючие сланцы Русской платформы имеют принципиально иные характеристики и другой генезис. Они накапливаются в некотором удалении от берега в относительно мелководных условиях при слабом движении воды на ровных участках дна, обильно заросших водорослями. Вблизи берега формировались преимущественно алевритовые осадки с глауконитом и фосфоритами, а в относительно глубоководной зоне накапливались карбонитные глины (см. рис. 29, 30). Площадь развития горючих сланцев, таким образом, целиком определялась профилем дна и гидродинамическими особенностями бассейна седиментации. Как и для пород баженовской свиты, горючим сланцам Печоры и Сысолы свойственны чрезвычайно низкие темпы осадконакопления, но перерывы и размывы в сланценосной пачке не фиксируются.

Юрские отложения Севера СССР содержат также огромные запасы угля, преимущественно бурого. В пределах обширных аллювиальных равнин, ранней и средней юры северо-востока Русской платформы и Западной Сибири (см. рис. 6, 9, 12 и др.) угольные пласты, как правило, маломощны и невыдержанны, хотя порой и достигают мощности 1,2 (бассейн

р. Печоры) и даже 2,5—4 м (Западная Сибирь). К тому же их залегание на значительных глубинах снижает практический интерес к этим отложениям. В отдельных впадинах восточного склона Приполярного и Полярного Урала бурые угли образуют пласты мощностью до 4,5 и даже до 9—11 м и залегают близко от поверхности. Они приурочены к нижней, средней и низам верхней юры [Лидер, 1964]. Формирование этих пластов происходило в небольших бассейнах, а верхнеюрские пласты имеют паралический генезис.

Наибольшее значение имеют юрские угленосные отложения Западной Якутии. В бассейне среднего и нижнего течения р. Лены, а также в бассейне рек Вилюй и Алдан верхнеюрские угленосные отложения джаскойской и кысылтенкенской свит и их аналогов развиты на обширных пространствах (см. рис. 21, 24 и др.). Общая мощность угленосной толщи верхней юры колеблется от 400 до 1500 м, а мощности отдельных пластов колеблются от 0,5 до 6—8 м и даже до 17 м (р. Марха). Формирование угленосных пластов в верхнеюрских отложениях Западной Якутии связано с существованием здесь крупных пресноводных, периодически заболачивающихся бассейнов. С верхнеюрскими отложениями в бассейне р. Сысолы, на восточном склоне Тимана и на правобережье нижнего течения р. Лены связаны скопления фосфоритов, промышленно-экономическая оценка которых еще предстоит. Конкреции фосфоритов часто встречаются в волжском ярусе на севере Сибири. Фосфат входит также в состав цемента карбонатно-лептохлоритовых конкреций.

Волжско-берриасские оолитовые железные руды слагают существенную часть разреза федоровской свиты восточного склона Приполярного Урала [Лидер, 1964]. Общая площадь распространения оолитовых пород составляет не менее 1000 км^2, а глауконит-лептохлоритовые песчаники и алевролиты протягиваются на значительно бо́льшие расстояния. Учитывая высокое качество металла, получаемого из оолитовых руд, можно предполагать, что Северо-Сосьвинский железорудный район со временем приобретет промышленное значение. Это значение дополнительно усиливается присутствием рутила в верхах угленосной толщи бассейна р. Северной Сосьвы.

Наконец, юрские отложения севера и востока Сибирской платформы являются промежуточными коллекторами россыпей. Наибольший интерес представляет ирелляхская свита, залегающая в основании юрского разреза на крайнем западе и северо-западе Вилюйской синеклизы. Ирелляхская свита представляет собой переотложенную кору выветривания и вблизи кимберлитовых тел существенно обогащается продуктами их выветривания. Россыпи приурочены и к морским конгломератам юры, известным в средней части плинсбаха на севере Сибирской платформы и в основании волжских отложений в бассейне р. Лены. Плинсбахские галечники и гравийники прибрежного генезиса, впоследствии сформировавшие конгломераты, накапливались на обширной территории вдоль северного и восточного края Сибирской суши (см. рис. 6) — до Анабара и Пур-Уджинского междуречья и в западной части Вилюйской синеклизы.

Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М.: ИЛ, 1961. 801 с.

Арсеньев В. И., Иванова С. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюй.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 568—587.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.: Гостеолиздат. 1961.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. М., 1968.

Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1976. 24 с.

Бакланова Л. С., Бурий И. В., Васильева Л. А. и др. Структура зоны мезозойских впадин.— В кн.: Геологическое строение мезо-кайнозойских впадин Южного Приморья. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1971, с. 38—178.

Балабанова Т. Ф., Галеркина С. Г., Грибков В. В. и др. Фации мезо-кайнозоя западной части Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостеолтехиздат, 1959. 227 с.

Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф. и др. Зональное расчленение вархнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив).— Учен. зап. НИИГА, Палеонтология и биостратиграфия, 1970, № 29, с. 14—29.

Басов В. А., Патрунов Д. К., Кабаньков В. Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеобстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: Изд-во НИИГА, 1980, с. 8—28.

Бердичевская М. Е. О стратиграфическом расчленении пачки континентальной толщи мезозоя района среднего течения реки Вилюй.— Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 2, с. 359—362.

Берлин Т. С., Найдин Д. Т., Сакс В. Н. и др. Климаты в юрском и меловом периодах на Севере СССР по палеотемпературным определениям.— Геол и геофиз., 1966, № 10, с. 17—31.

Берлин Т. С., Киприкова Е. Л., Полякова И. Д. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа.-- Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 36—43.

Берлин Т. С., Хабаков А. В. Минеральный состав вещества ростров юрских и раннемеловых белемнитов.— Геохимия, 1970, № 12, с. 971—978.

Биджиев Р. А. О зональном расчленении юрских отложений севера Приверхоянского краевого прогиба.— Геол. и геофиз., 1965, № 4, с. 49—57.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 338 с.

Бодылевский В. И. К экологии рода *Harpax*.— Ежегодник Всес. палеонтол. о-ва, 1956, т. 15, с. 167—171.

Бодылевский В. И. Архангельская, Вологодская области, Коми АССР. Ч 1. Геологическое описание.— В кн.: Геология СССР. Т. 2. Юрская и меловая системы. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 631—682.

Бодылевский В. И. Юрские и меловые фауны Новой Земли.— Учен. зап. Ленингр. геол. ин-та, 1967, т. 53, вып. 2, с. 99—122.

Бодылевский В. И., Кипарисова Л. Д. Стратиграфия мезозойских отложений советской Арктики.— В кн.: Международный конгресс. Труды XVII сессии. М.: Гостоптехиздат, 1940, с. 219—234.

Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.

Брудницкая Е. И. Находка раннелейасовой морской фауны в бассейне реки Урми.— В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1969, с. 209—211.

Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.

Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Кн. изд-во, 1961, с. 3—11.

Бычков Ю. М. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан: Кн. изд-во, 1966, с. 16—40.

Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 261 с.

Вахрамеев В. А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники.— Палеонтол. журн., 1978, № 3, с. 3—16.

Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.

Веклич В. С. Стратиграфия и тектоника Сартангского синклинория. М.: Наука, 1979. 126 с.

Верещинова Т. А. Особенности литолого-фациального строения келловей-оксфордских отложений восточной половины Западно-Сибирской равнины.— Сов. геология, 1980, № 8, с. 91—95.

Верещинова Т. А., Яковлева С. П. Распространение морских нижнеюрских отложений на севере Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1982, т. 235.

Верещагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 207 с.

Возин В. Ф., Дагис А. А. Новое о древних слоях юры на севере Средней Сибири.— В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972, с. 56—67.

Галабала Р. О. Проблемы стратиграфии мезозойских отложений Западной Якутии и Верхоянья в связи с изучением кор выветривания.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975, с. 12—14.

Геология Северо-Восточной Азии. Т. 2. Л.: Недра, 1972. 527 с.

Герке А. А. О составе фораминифер из триасовых отложений о. Котельного.— В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1977, с. 50—56.

Гладенков Ю. Б. Сравнительная биоценология и трофическая зональность в стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки.— В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969, с. 149—153.

Гольберт А. В. Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., 1968, № 5, с. 10—15.

Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 150 с.

Грамберг И. С., Лопатин Б. Г., Погребацкий Ю. Е. Новое в геологии арктических морей СССР.— Вестн. АН СССР, 1981, № 2, с. 84—90.

Грамберг И. С., Спиро И. С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. М.: Недра, 1965. 120 с.

Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. 371 с.

Дагис А. С. Юрские и раннемеловые брахиоподы севера Сибири. М.: Наука, 1968. 167 с.

Дагис А. А. Новая схема детальной стратиграфии верхнеплинсбахских отложений Северо-Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1974а, № 11, с. 39—44.

Дагис А. А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974б. 107 с.

Дагис А. А., Дагис А. С., Казаков А. М. и др. Открытие нижне- и среднелейасовых отложений в бассейне реки Буур на севере Сибири.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 6—13.

Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 35—64.

Дибнер В. Д. Мезозойские отложения Новой Земли.— Труды НИИГА, 1962, т. 130, с. 58—75.

Дибнер В. Д. Земля Франца-Иосифа.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. 2-е изд. М.: Недра, 1967, с. 212—221.

Дибнер В. Д. Острова Баренцева моря.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970, с. 60—195.

Добрецов Н. Л. Фация (фации) глаукофановых сланцев.— В кн.: Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974, с. 80—146.

Ефимова А. Ф., Кипасов В. П., Паракецов К. В. и др. Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1968. 379 с.

Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.

Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Отряд Anisomyaria. М.: Наука, 1966. 183 с.

Захаров В. А. Изменение комплексов видов двустворчатых моллюсков на границе юрского и мелового периодов в бореальной и арктической зоогеографических об-

ластях.— В кн.: Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1968, с. 90—101.
Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Семейство Astartidae. М.: Наука, 1970. 143 с.
Захаров В. А. Arctichnus — новый «след жизни» из отложений неокома на севере Сибири.— В кн.: Морфологические и филогенетические вопросы палеонтологии. М.: Наука, 1972, с. 78—89.
Захаров В. А. Значение полевых литолого-палеоэкологических наблюдений для исследований по систематике.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1974, с. 8—15.
Захаров В. А. Бухиниды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 270 с.
Захаров В. А., Месежников М. С. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука, 1974. 214 с.
Захаров В. А., Радостев И. И. Соленость раннемелового моря на севере Сибири по палеогеохимическим данным.— Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 37—43.
Захаров В. А., Сакс В. Н. Палеоэкология Арктического бассейна в юре и неокоме.— В кн.: Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980, с. 126—132.
Захаров В. А., Сакс В. Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири.— В кн.: Биогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983, с. 62—87.
Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. 206 с.
Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Юрское море на севере Средней Сибири.— В кн.: Условия существования мезозойских бореальных морских фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 56—81.
Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Географическая дифференциация морских двустворчатых моллюсков в юре и раннем мелу Арктической зоогеографической области.— В кн.: Мезозой советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983.
Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины.— В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974, с. 127—174.
Зенкевич В. П. Учение о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 351 с.
Зинченко В. Н., Кирина Т. И., Репин Ю. С. Юрские отложения правобережья Лены (Жигинский район).— В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 56—69.
Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
Иванов Б. А., Уткин В. П. Условия залегания слоев с Charmasseiceras на полуострове Трудном (Южное Приморье).— Информ. сб. Примор. геол. управления, 1968, № 6, с. 18—23.
Ильина В. И. Климат Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным.— Геол. и геофиз., 1969, № 10, с. 10—17.
Калантар И. З., Голубева Л. П. О нижнеюрских отложениях Печорской синеклизы.— В кн.: Особенности геологического строения северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1976, с. 93—98.
Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в волжских и берриасских отложениях арктических областей Центральной Сибири.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1, с. 204—207.
Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. 230 с.
Каплан М. Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, гейнойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 5, с. 125—141.
Каплан М. Е., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. Келловейские моря Северной Сибири (условия осадконакопления и существования фауны). Новосибирск: Наука, 1979. 79 с.
Каплан М. Е., Юдовный Е. Г., Захаров В. А. и др. Условия накопления морских отложений полуострова Пахса, переходных между юрой и мелом (Анабарский залив).— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 691—693.
Карагодин Ю. Н. Система понятий и терминов седиментационной цикличности.— В кн.: Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 7—52.
Карцева Г. И., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложения.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: Изд-во НИИГА, 1971, с. 7—18.
Кипарисова Л. Д. Новая нижнеюрская фауна Приамурья. Л.: Гостехиздат, 1952. 32 с.
Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 114 с.

Кирина Т. И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966, с. 18—71.

Кирина Т. И. О пограничных слоях нижней и средней юры в Вилюйской синеклизе и прилегающей части Приверхоянского прогиба.— В кн.: Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Л.: Недра, 1976, с. 42—71.

Кирина Т. И., Месежников М. С., Репин Ю. С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70—85.

Киричкова А. И. Палеоботаническая характеристика и корреляция континентальных отложений верхней юры Западной Якутии.— Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 44—54.

Киричкова А. И. Палеоботаническое обоснование стратиграфии и сопоставления юрских и нижнемеловых континентальных отложений Западной Якутии.— В кн.: Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтеносных областей СССР. Л., 1979, с. 123—148.

Клубов Б. А. Триасовые и юрские отложения острова Вильгельма.— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: Изд-во НИИГА, 1965, с. 174—184.

Козлова В. И. Род *Aucella* Keyserling, 1846.— В кн.: Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов Нижнего Поволжья и сопредельных областей. Двустворчатые, ладьеногие и брюхоногие моллюски. Саратов, 1971, с. 22—31.

Коновалов В. П., Коновалова И. В. К стратиграфии верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений Приморского края.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 78—86.

Коновалова И. В. Палеоценозы двустворок нижней и средней юры юга Приморья и некоторые вопросы палеоэкологии рода *Mytiloceramus*.— В кн.: Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток, 1978, с. 46—57.

Коростелев В. И. Триасовые отложения Восточного Верхоянья. Якутск: Кн. изд-во, 1972. 174 с.

Корчинская М. В. К биостратиграфии триасовых отложений острова Котельного (Новосибирские острова).— В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1977, с. 43—49.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. П. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Косыгин Ю. А., Анойкин В. И., Майборода А. А., Соловьев В. А. Ульбинский прогиб и тектоническая природа мезозойских прогибов Западного Приохотья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 936—938.

Косыгин Ю. А., Воеводин В. И., Житков И. Г. и др. Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 164—167.

Кошелкина З. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. Магадан: Кн. изд-во, 1963. 219 с.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. П. Мезозойские и верхнекайнозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Кравец В. С. Мезозойские отложения.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Л.: Недра, 1966, с. 43—79.

Кравец В. С., Месежников М. С., Слонимский Г. А. Строение юрско-нижнемеловой толщи в бассейне р. Печоры.— В кн.: Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1976, с. 27—41.

Кравчинский А. Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: Наука, 1979. 260 с.

Красилов В. А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток: Изд-во Дальневост. науч. центра АН СССР, 1972. 210 с.

Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.

Краснов С. Г., Хуторской М. Д. О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженовской свиты.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 995—997.

Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадконакопление. М.: Гостоптехиздат, 1961. 411 с.

Кузнецов А. П. Экология донных сообществ Мирового океана. Трофическая структура морской донной фауны. М.: Наука, 1980. 244 с.

Лебедев Б. А., Дорофеева Т. В., Краснов С. Г. и др. Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири.— Литология и полярные ископаемые, 1979, № 2, с. 90—101.

Лившиц Ю. Я., Пчелина Т. М. Стратиграфия мезозоя и раннего кайнозоя Шпицберге-

на.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые советской Арктики. Л.: Изд-во НИИГА, 1972, с. 40—44.
Лидер В. А. Геология Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна.— М.: Недра, 1964. 45 с.
Лычагин Н. Н. Раннеюрские щелочные породы на Омолонском массиве.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан: Кн. изд.-во, 1975, с. 62—69.
Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия байос-бата Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
Месежников М. С., Балабанова Т. Ф., Верещинова Т. А. и др. Палеогеография Севера СССР в юрском и меловом периодах.— В кн.: Вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозоя Севера СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1971а, с. 3—132.
Месежников М. С., Гольберт А. В., Захаров В. А. и др. Новое в стратиграфии пограничных между юрой и мелом слоев бассейна р. Печоры.— В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979, с. 66—70.
Мессежников М. С., Сакс В. Н., Шульгина Н. И. О влиянии средиземноморских и тихоокеанских комплексов головоногих моллюсков Арктики.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar, 1971б, 54, t. 2, p. 557—565.
Методические указания по составлению литолого-фациальных и палеогеографических карт. М.: Изд-во ИГиРГИ, 1967. 58 с.
Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 176 с.
Михайлова Н. А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. М.: Наука, 1973. 53 с.
Михайлов Ю. А. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых нижнеюрских отложений Земли Франца-Иосифа.— В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1979, с. 38—42.
Москаленко З. Д., Окунева Т. М., Сей И. И. Палеогеография Дальнего Востока и Забайкалья в триасовое и юрское время.— Зап. Забайкал. филиала Геогр. о-ва СССР, 1970, вып. 46, с. 34—73.
Москаленко З. Д., Фрейдин А. И. Стратиграфия юрских и меловых отложений Верхнего Приамурья.— Зап. ЛГИ, 1964, т. 17, вып. 2, с. 3—13.
Найдин Д. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 3, с. 5—11.
Нальняева Т. И., Радостев И. Н. Определение палеосолености вод позднеюрских и раннемеловых морей северной Сибири по рострам белемнитов.— В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. М.: Наука, 1979, с. 110—118.
Некрасов Н. А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития. Якутск: Книгиздат, 1976. 246 с.
Нестеров И. И. Основные направления научных исследований по обоснованию и расширению сырьевой базы углеводородов в Западной Сибири.— Сов. геология, 1981, № 7, с. 3—18.
Объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины/Отв. ред. И. И. Нестеров. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.
Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. 399 с.
Окунева Т. М., Железнов А. А. О верхнетриасовом возрасте шитухинской свиты (Южное Приморье).— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 879—882.
Опдайк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966, с. 159—182.
Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. 208 с.
Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 86 с.
Палеогеографические исследования в нефтяной геологии. М.: Наука, 1979. 127 с.
Палеогеография СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. М.: Недра, 1975. 200 с.
Палеогеография центральной части советской Арктики. Л.: Недра, 1967. 299 с.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1968. 384 с.
Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23, кн. 1. 1977, с. 42—51.

Полуботко И. В., Репин Ю. С. Аммониты и зональное расчленение нижнего лейаса Северо-Востока СССР.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1972, вып. 20, с. 97—116.
Полуботко И. В., Репин Ю. С. Триас и юра Буюндино-Кукпинской структурно-фациальной зоны.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 76—77.
Полуботко И. В., Репин Ю. С. Взаимоотношение нижней и средней юры на Северо-Востоке СССР.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 35—43.
Полуботко И. В., Репин Ю. С. Роль тоарской регрессии в геологической истории Северо-Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 71—80.
Попов Л. Н., Климан В. П., Уткова В. С. Нижне- и среднеюрские отложения Агаякан-Куйдусунского междуречья.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, 78 с.
Поспелова Г. А., Саке В. Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезозоя и кайнозоя Сибири.— Геол. и геофиз., 1968, № 2, с. 12—21.
Применение палеогеографических методов исследования при поисках литологических залежей нефти и газа. Л., 1969, 43 с.
Повышева Л. Г., Устрицкий В. И. Состав тяжелой фракции терригенных осадочных пород перми севера европейской части СССР и его значение для палеогеографии.— В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л., 1979, с. 10—26.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972, 222 с.
Пущаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
Пчелина Т. М. Мезозойские отложения района Ван-Кейлен-Фиорд (Западный Шпицберген).— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: Изд-во НИИГА, 1965а, с. 148—173.
Пчелина Т. М. Стратиграфия и особенности вещественного состава мезозойских отложений центральной части Западного Шпицбергена.— В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: Изд-во НИИГА, 1965б, с. 127—148.
Пчелина Т. М. Стратиграфия и некоторые особенности вещественного состава мезозойских отложений южных и восточных районов Западного Шпицбергена.— В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: Изд-во НИИГА, 1967, с. 121—158.
Разницин Ю. Н. Офиолитовые аллохтонные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1980.
Репин Ю. С. Юго-Восточное Приколымье и Северное Приохотье в триасе и юре.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 28—30.
Репин Ю. С., Полуботко И. В. Триасовые и юрские отложения Гижигинского прогиба (Северо-Восток СССР).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 63—72.
Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978, 193 с.
Ронкина З. З. Вещественный состав и условия образования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л.: Недра, 1965, 163 с.
Ронкина З. З., Вишневская Т. Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири.— В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л., 1977, с. 30—39.
Ронкина З. З., Вишневская Т. Н. Минералогические критерии палеогеографических реконструкций для Карского седиментационного суббассейна в юрско-меловое время.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л., 1981, с. 85—96.
Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Изд-во АН СССР, 1949.
Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 118—164.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое.— В кн.: Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 171—189.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира.— Сов. геология, 1964, № 1, с. 9—34.
Рудич Е. С., Шапиро М. Н. Тектоника плит и соотношение Евразии и Северной Америки.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 3—27.
Рухин Л. Б. Палеогеография Азиатского материка в мезозое.— В кн.: Доклады советских геологов к Международному геологическому конгрессу. XXI сессия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 85—98.
Саке В. Н. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1961.

Сакс В. Н. Некоторые аспекты геологического развития севера Евразии в мезозое (в связи с плитной тектоникой).— Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 3—11.
Сакс В. Н., Аникина Г. А., Киприкова Е. Л., Полякова И. Д. Магний и стронций в рострах белемнитов — индикаторы температур воды древних морских бассейнов.— Геол. и геофиз., 1972а, № 12, с. 103—110.
Сакс В. Н., Басов В. А., Дагис А. А. и др. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 179—211.
Сакс В. Н., Белов Н. А., Лапина Н. Н. Современные представления о геологии Центральной Арктики.— Природа, 1955, № 7, с. 13—22.
Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аплонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 226 с.
Сакс В. Н., Дагис А. А., Дагис А. С. и др. Совещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1972б, № 7, с. 136—147.
Сакс В. Н., Захаров В. А., Меледина С. В. и др. Современные представления о развитии фауны и зональной стратиграфии юры и неокома Бореального пояса.— Геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 9—25.
Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. Nannobelinae, Passaloteuthinae и Hastitidae. М.: Наука, 1970. 228 с.
Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Особенности расселения бореальных белемноидей.— В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 9—22.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 231 с.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л.: Изд-во НИИГА, 1958, с. 70—89.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геол. и геофиз., 1962, № 1, с. 27—48.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геол. и геофиз., 1979, № 10, с. 3—16.
Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 228 с.
Сакс В. Н., Шульгина Н. И. О выделении берриасского яруса в меловой системе.— Геол. и геофиз., 1964, № 8, с. 81—96.
Салин Ю. С. Количественные методы в палеоэкологии и биостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1972. 123 с.
Самылина В. А., Ефимова А. Ф. Первые находки раннеюрской флоры в бассейне р. Колымы.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 166—168.
Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 186 с.
Сей И. И., Калачева Е. Д. Позднеюрские аммониты Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 12—18.
Сластенов Ю. Л. К стратиграфии нижнеюрских отложений центральной части Приверхоянского прогиба.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 47—55.
Соколовский А. П., Бочкарев В. С. К вопросу о корреляции продуктивных пластов готерив-баррема в связи с палеоструктурным аналогом.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. Геологоразвед. нефтяного ин-та, 1972, вып. 61, с. 114—118.
Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра, 1972. 524 с.
Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 435 с.
Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время.— Сов. геология, 1957, № 59, с. 24—38.
Тучков И. И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 206 с.
Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 41 с.
Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Гапоненко Г. И. и др. Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра, 1979. 295 с.
Ушатинский И. Н., Зарипов О. Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1978. 207 с.
Ушатинский И. Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири.— Сов. геология, 1981, № 2, с. 11—22.
Хаин В. Е. Юрский период. Палеотектоника.— В кн.: Палеогеография СССР. Т. 3. М.: Недра, 1975, с. 118—128.
Храмов А. Н., Шопло Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.

Худолей К. М. Палеогеография и основные черты развития Сихотэ-Алиня в юрский период.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25, с. 83—95.
Худолей К. М. Позднеюрские аммониты Южного Сихотэ-Алиня.— Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Нов. сер., 1963, т. 81, с. 95—126.
Хэллем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
Черкасов О. В., Бурдыкина М. Д. Описание новых находок аммонитов с Новой Земли.— В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1979, с. 43—66.
Шульгина Н. И. Новые данные о фауне верхнеюрских отложений в бассейне р. Хеты.— В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 3. Л., 1957.
Шульгина Н. И., Михайлов Ю. А. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа.— В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: Изд-во НИИГА, 1979, с. 5—9.
Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски и биофации в позднеплинсбахском море Анабарского района.— В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 82—90.
Шурыгин Б. Н., Левчук М. А. Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр).— В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1981, с. 85—106.
Ясович Г. С., Поплавская М. Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносных мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1975, с. 28—57.
Anderson E. Environmental models for Pleozoic communities.— Lethaia, 1971, vol. 4, N 3, p. 287—307.
Arkell W. J. Jurassic geology of the World. L., 1956. 806 p.
Bowen R., Fritz P. Oxyden isotope paleotemperature analyses of Lower Middle Jurassic fossils from Pliensbach, Württember.— Experientia, 1963, vol. 19, p. 461—470.
Callomon J. H. The Ammonite Zones of Middle Jurassic Beds of Greenland.— Geol. Mag., 1959, vol. 96, N 6, p. 505—513.
Callomon J. H. Marine boreal Bathonian fossils from the northern North Sea and their palaeogeographical significance.— Proc. Geol. Ass., 1979, vol. 90, N 4, p. 163—169.
Callomon J. H., Birkelund T. The Jurassic transgression and the mid-late Jurassic succession in Milne Land, central bast Greenland.— Jeol. Mag., 1980, vol. 117, N 3, p. 211—310.
Casey R. Ammonites of the Spilssby Sandstone and the Jurassic — Cretaceous Boundary.— Proc. Geol. Soc. of London, 1962, vol. 62, p. 53—69.
Casey R. The ammonite sucession af the Jurassic — Cretaceous boundary in eastern England.— In: The Boreal Lower Gretaceous. Liverpool: Seel House Press, 1973, 1973, p. 193—266.
Churkin M. Geologic concepts of Arctic ocean basin.— Arctic geology, 1972, mem. 19, p. 485—499.
Churkin M., Trexler H. Continental plastes and accreted oceanic terranes in the Arctic.— In: The ocean basins and margins. Vol. 5. Plenum Publishing Corporation, 1981, p. 1—20.
Dzinoridze R. N., Jouse A. P., Koroleva-Golikova G. S. e. a. Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy Norwegian Basin.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 38, 1978, p. 289—427.
Eldholm O., Talwani M. Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea.— Bul. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 7, p. 1015—1029.
Frebold H. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen, nebst einer Revision der Stratigraphie des Jura und der Unterkreide in Nowaja Semlja und einem Entwurf der Mesozoischen Entwick-lungsgeschichte des Barentssees-chelfes. Oslo, 1930. 126 p.
Fürsich F. T., Sykes R. M. Paleobiogeography of the European Boreal Realm during Oxfordian (Upper Jurassic) times: aguantitative approach.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1979, Bd 155, N 2, S. 137—161.
Gordon A. W. Origin mesozoic boreal realm.— Geol. Mag., 1975, vol. 112, N 2, p. 199—201.
Hakansson E., Birkelund T., Piasechi S., Zakharov V. Jurassic-Cretaceous boundary strata of the extreme Arctic (Plary Land, Nonth Greenland).— Bul. Geol. Soc. Denmark, 1981, vol. 30, p. 11—42.
Hallam A. Faunal realms and facies in the Jurassic.— Paleontology, 1969, vol. 12, N 1, p. 1—18.
Hallam A. Provinciality in Jurassic faunas in relation to facies and palaeogeography.— Geol. J., 1971, Spec. Iss., N 4, p. 129—152.
Hallam A. Origin of the Mezozoic «Boreal» realm.— Geol. Mag., 1973, vol. 110, p. 69—70.

Hinz K., Schlürer H. U. The geological structure of the western Barents Sea.— Marine Geol., 1978, vol. 26, N 3/4, p. 199—230.
Heutz R., Windisch C. Barents Sea continental margin sonobuoy data.— Bul. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 7, p. 1030—1036.
Imlay R. W., Detterman R. L. Jurassic paleobiogeography of Alaska. Washington, 1973. 34 p.
Kemper E., Schmitz H. H. Stellate Nodules from the Upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. Ottawa, 1975. 9 p.
Kemper E., Schmitz H. H. Glendonite — indika toren des polarmarinen Ablagerungsmilieus.— Geol. Rundsch., 1981, Bd 70, N 2, S. 759—773.
Levinton J. S. The palaeocological significance of opportunistic species.— Lethaia, 1970, vol. 3, p. 69—78.
Pitman W. C., Talwani M. Sea-flor spreading in the North Atlantic.— Bul. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 619—646.
Fompeckj J. F. Über Aucellenund Aucellen-ähuliche Formen.— Neuen Jahrb. f. Minev., Geol. Pal., 1901, vol. 14, p. 319—368.
Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E. Phanerozoic world maps.— In: Organism and sediments through time. L., 1973, p. 1—42.
Smith A. G., Hurley A. M., Briden J. C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Univ. press, 1981. 102 p.
Souaya F. Foraminifera of Sungulf-Global Linckens Island Well P-46, Arctic archipelago, Canada.— Micropaleontology, 1976, vol. 22, N 3, p. 249—306.
Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norqegion.— Grenland Sea.— Bul. Geol., Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 7, p. 969—999.
Ziegler B. Boreale Einfliisse in Oberjura Westeuropas? — Geol. Rdsch., 1964, Bd 54, S. 250—261.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (К. В. Боголепов) 3

Общие сведения

Глава I. История развития взглядов на палеогеографию Севера СССР в юрском периоде (*В. А. Захаров, М. С. Месежников*) 7

Глава II. Краткий стратиграфический очерк (*В. А. Захаров, Е. Д. Калачева, С. В. Мелединa, М. С. Месежников, Т. И. Пальнаева, И. И. Сей, Б. П. Шурыгин*) 10

Палеогеография Севера СССР в юрском периоде

Глава III. Методы исследования (*В. А. Захаров, М. С. Месежников, С. А. Чирва, Б. П. Шурыгин*) 24

Глава IV. Палеогеография в юрском периоде (*С. А. Чирва, З. З. Ронкина, Т. А. Веренинова, В. А. Захаров, Е. Д. Калачева, В. С. Кравец, М. С. Месежников, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Ю. С. Репин, И. И. Сей, Б. П. Шурыгин*) 30

1. Раннеюрская эпоха . . . . . —
   Геттангский и синемюрский века 31
   Плинсбахский век 41
   Тоарский век 57
2. Среднеюрская эпоха 67
   Ааленский век 68
   Байосский век 80
   Батский век 89
3. Позднеюрская эпоха 98
   Келловейский век 101
   Оксфордский век 110
   Кимериджский век 121
   Волжский век 131

Общие закономерности палеогеографии

Глава V. Особенности юрского осадконакопления на Севере СССР (*М. С. Месежников*) 146

Глава VI. Терригенно-минералогическое районирование юрских седиментационных бассейнов Севера СССР (*З. З. Ронкина*) 152

Глава VII. История развития морских бассейнов Арктики (*В. А. Захаров, Б. П. Шурыгин, В. А. Басов, М. С. Месежников*) 159

Глава VIII. Палеогеографические особенности размещения залежей полезных ископаемых (*М. С. Месежников, В. А. Захаров, Б. П. Шурыгин*) 178

Литература 182

Виктор Александрович Захаров, Михаил Семенович Месежников, Зинаида Зиновьевна Ронкина и др.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРА СССР В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *М. А. Лапшина*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *С. М. Погудина, Е. Н. Зимина*

ИБ № 23325

Сдано в набор 13.12.82. Подписано к печати 12.08.83. МН-07557. Формат 70×100 1/16. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,6. Усл. кр.-отт.. 15,6. Уч. изд. л. 19. Тираж 1000 экз. Заказ № 440. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.