

А. Хэллем ЮРСКИЙ  
ПЕРИОД J

НЕДРА

А. ХЭЛЛЕМ

551.62

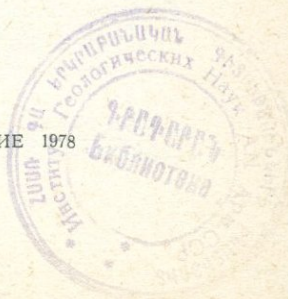
# ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Перевод с английского *А. А. Козырева* и *Р. Е. Соркиной*  
Под редакцией д-ра геол.-минерал. наук *Г. Я. Крымгольца*

2630



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1978



**JURASSIC ENVIRONMENTS**

*A. Hallam*

University of Oxford

Cambridge University Press, 1975

Cambridge

London · New York · Melbourne

Хэллем А. Юрский период. Пер. с англ. Л., «Недра», 1978. 272 с.

В книге дан детальный обзор современного состояния изученности юрских отложений, высокая степень расчленения и корреляции которых обусловлена повсеместным распространением аммонитов. Освещена палеобиогеографическая обстановка, показаны изменения конфигурации морей и суши, характера климата и биогеографии юры. Рассмотрена история тектонических движений и вулканической деятельности, проведены палеотектонические реконструкции. Работа снабжена обширной библиографией, включающей наиболее значительные работы по стратиграфии юры начиная с 1956 г.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, географов и биологов, интересующихся историей нашей планеты.

Табл. 9, ил. 62, список лит. 768 назв.

X 20801-370 84-78  
043(01)-78

© Перевод на русский язык.  
Издательство «Недра», 1978

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	4
Предисловие к русскому изданию . . . . .	6
Предисловие к английскому изданию . . . . .	8
1. Введение . . . . .	9
2. Сведения о стратиграфии . . . . .	17
Ярусное и зональное подразделение (20). Радиометрические датировки (33)	
3. Песчаные, глинистые и железистые фации Северной Европы . . . . .	34
Песчаные породы (34). Глинистые породы (42). Железистые оолиты (51). Палеоэкологические наблюдения (59). Региональные модели седиментогенеза (65)	
4. Карбонатные и сопровождающие их глинистые фации Северной и Центральной Европы . . . . .	76
Типы известняков (76). Примеры фациального анализа (90)	
5. Карбонатные и кремнистые фации Южной Европы и Северной Африки . . . . .	108
Платформенные карбонатные отложения (108). Пелагические известняки (112). Радиоляриты (124). Палеогеографическое развитие (124)	
6. Фации Внутренних штатов Запада США . . . . .	137
Палеогеография (137). Осадочные фации (141). Фауна (149)	
7. Тектоническое развитие . . . . .	151
Тектоника и магматизм (151). Палеотектонические реконструкции (161). Тектоника Северо-Западной Европы (174)	
8. Колебания уровня моря . . . . .	181
Седиментационные циклы (181). Трансгрессии и регрессии моря (185). Изменения, связанные с фауной (196)	
9. Палеоклиматы . . . . .	198
Фаунистические данные — индикаторы климата (198). Осадочные породы — индикаторы климата (202). Данные изучения изотопов кислорода (211). Заключительные замечания (216)	
10. Биogeография морских беспозвоночных . . . . .	218
Бореальная область (219). Тетическая область (221). Связь провинциальной принадлежности фауны с движением литосферных плит (227). Причины провинциальной дифференциации фауны (229)	
Эпилог . . . . .	240
Список литературы . . . . .	241

Геологические исследования, интенсивно проводимые в разных странах, приносят массу нового фактического материала о строении отдельных участков нашей планеты, об истории их развития. Естественно, возникает стремление и к его обобщению. Одной из таких обобщающих работ является предлагаемая читателю книга профессора Бирмингемского университета (Англия) А. Хэллема, разносторонний подход которого к изучению юрской системы хорошо известен специалистам.

Буквальный перевод названия книги — «Юрские обстановки» — был бы нецелесообразен, поскольку автором рассматривается все разнообразие условий, имевших место на земной поверхности в юрский период, характеризуются различные литофации в связи с палеогеографической ситуацией. Отдельные разделы посвящены тектоническим движениям и магматической деятельности, изменениям в распределении суши и моря, палеоклимату и биогеографии юры. В результате читатель получает полное представление о юрском периоде в истории Земли. Понятно, однако, что вследствие различной степени изученности отдельные части поверхности нашей планеты охарактеризованы с разной полнотой. К сожалению, многие данные по юре Советского Союза остались автору неизвестны. Восполнить этот пробел полностью невозможно, поэтому мы ограничились несколькими примечаниями, исправляющими допущенные неточности.

Книга не перегружена фактическим материалом. Данные по 1954 г. обобщены в известной сводке В. Дж. Аркелла «Юрские отложения земного шара», перевод которой выпущен Издательством иностранной литературы в 1961 г., а за новыми читатель часто отсылается к опубликованным работам, обширный список которых (более 700 названий за период с 1955 по 1974 г.) приведен в настоящей книге, что подтверждает сказанное выше о размахе геологических исследований вообще и по юре в частности.

Работа, безусловно, имеет и методическое значение, так как на материалах по юрской системе, послуживших основой для постановки и решения многих общих вопросов геологии, восстановление прошлого удается сделать наиболее полно и

обоснованно. Рассматривая отдельные события и вопросы, автор объективно излагает различные точки зрения, различные объяснения, а если и склоняется к одному из них, то предлагает собственную трактовку, но не настаивает на ней, а дает читателю возможность в ходе дальнейших исследований найти правильное решение и лишь указывает на возможные для этого пути. В этом одна из важных положительных особенностей книги А. Хэллема. Читателю не даются готовые рецепты, а предоставляется возможность творческого суждения о еще не решенных вопросах прошлого. А таких вопросов в геологии еще очень много.

А. Хэллем порой удачно привлекает для своих доказательств представления тектоники плит. В ряде случаев, например при палеогеографических и палеобиогеографических реконструкциях, он находит их подтверждение в материалах о юрском периоде. Терминология, которую использует автор, известна советским специалистам. Понимание терминов «формация» и «группа», сохраненных в переводе, достаточно точно отвечает содержанию наших терминов «свита» и «серия». Некоторые неясности могут возникнуть в отношении наименования карбонатных пород. Для них в книге принята мало используемая отечественными литологами, но часто применяемая за рубежом классификация, предложенная в 1959 г. Р. Фолком\*. За соответствующими справками в ряде случаев читателям, быть может, придется обращаться к «Геологическому словарю» (М., «Недра», 1973).

Уверен, что выход в свет настоящего перевода труда А. Хэллема будет положительно оценен читателями. Книга представит интерес для широкого круга специалистов, занимающихся вопросами палеогеографии, литологии, палеобиогеографии, тектоники, проблемами познания прошлого Земли и восстановления отдельных элементов этого прошлого на разных его этапах.

---

\* R. L. Folk. Practical petrographic classification of limestone.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1959, vol. 43.

## ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

От души приветствую этот перевод, потому что он делает мою книгу доступной самому широкому в мире кругу специалистов по изучению юры. На Североамериканском континенте картина совсем иная: здесь изучением юры занимается лишь небольшая горсточка геологов. В классических областях на западе Европы положение представляет собой нечто среднее между этими крайностями. В то время как Советский Союз организует целые группы специалистов для изучения отдельных вопросов геологии и палеонтологии юры, на Западе на аналогичных темах зачастую бывает занято лишь несколько научных работников. Беру на себя смелость заявить, что единственной группой ископаемых остатков, изучением которых у нас занято надлежащее число палеонтологов, являются (что вполне естественно) аммониты, но и тут остается еще многое сделать по освоению новых идей и методов.

С другой стороны, те из нас, кто работал в основном в Западной Европе, имеют неоценимое преимущество, поскольку нами исследовались превосходно коррелируемые разрезы разнообразных толщ, как правило хорошо палеонтологически охарактеризованных, на протяжении целого столетия служивших предметом детальных исследований. Это позволяет нам применять новейшие методы фациального анализа для получения наиболее полной картины юрского седиментогенеза путем комплексного использования данных стратиграфии, литологии и палеонтологии. Один из главных моментов, которые я хотел подчеркнуть в своей книге,— это возможность объединить данные смежных дисциплин, чтобы сочетать интуитивные прозрения со строго проверенными фактами. Например, нельзя добиться успеха в разграничении эвстатических и региональных эпейрогенических явлений, ограничившись рассмотрением одной небольшой

территории, как нельзя, сосредоточившись на одной только группе ископаемых, ручаться за правильность понимания фациальных факторов, контролирующих обособление фаунистических провинций. В обоих случаях осадки и фауна определенных стратиграфических подразделений должны изучаться в их взаимосвязи. На ранней стадии фациальных обобщений, по-моему, гораздо важнее правильно поставить проблему, чем стремиться получить достоверные решения, которые не замедлят последовать в результате проведения значительного объема исследований во всех странах.

На этом поприще советские геологи и палеонтологи не знают себе равных, поскольку им доступно изучение разнообразных юрских толщ, формировавшихся в столь широком, как ни в одном регионе мира, диапазоне континентальных и морских обстановок, охватывающих огромные площади на двух континентах, а по палеошироте — от тропиков почти до самого полюса. Твердо надеюсь на их постоянное, все более расширяющееся участие в обсуждении и углубленном изучении той категории проблем, которые я попытался наметить.

Бирмингем,  
октябрь 1977

*А. Хэллем*

## ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Небольшую книгу, отвечающую регламенту, принятому для монографий кембриджской серии «Науки о Земле», нельзя написать, не столкнувшись с проблемой, как ужать материал, что отбросить. Многие важные работы, если и цитируются в книге, то очень бегло, поэтому я хочу начать с традиционных извинений за тщательный отбор приводимых публикаций. Сделанная выборка, разумеется, отнюдь не умаляет значения статей, просто указанных в списке литературы.

Среди многих английских и иностранных коллег, способствовавших пополнению моих сведений о юрском периоде, мне хочется выделить нескольких лиц, выразив им особую признательность за предоставленную мне возможность лично осмотреть интересующие меня обнажения в других странах. Это доктор Р. У. Имлей из США, М. Р. дю Дресне из Марокко, профессор М. Мисик из Чехословакии и К. Сейэд Эмами из Ирана. Я благодарен также докторам Дж. Д. Хадсону, Г. К. Дженкинсу, Б. У. Селвуду и мистеру В. Б. Харланду за критическое прочтение отдельных глав, а также мисс Элен Бёрч, перепечатавшей рукопись на машинке.

Но в самом большом долгу я перед покойным доктором В. Дж. Аркеллом, чей образный научный язык вдохновлял меня в годы учения и чье имя с полным правом может стоять в ряду имен таких знаменитых исследователей, как Квенштедт, д'Орбиньи, Оппель и Бакмен. Хотя это длилось недолго, я с удовольствием вспоминаю время, когда он был моим научным руководителем в Кембридже до первого инсульта, лишившего его трудоспособности. Хотя областью его собственной научной деятельности были стратиграфия и палеонтология, ученый не сомневался в том, что дальнейшие успехи в изучении юрских отложений будут связаны с развитием детального анализа фаций. Знавшим его мало, он мог казаться суровым и надменным, но я имел возможность убедиться, что объяснялось это просто его замкнутостью. Ко мне он был всегда внимателен, щедр на время, и посвятить ему эту книгу — то немногое, чем я способен его отблагодарить.

## ВВЕДЕНИЕ

«Время всеобъемлющих трактатов по геологии прошло», — такими словами начинается книга В. Дж. Аркелла «Юрские отложения земного шара». За 19 лет после опубликования этой замечательной книги наши знания настолько обогатились, что теперь мы с уверенностью можем заявить, что общегеологические монографии по отдельным системам — дело прошлого.

Наша книга меньшего объема, и задача ее более ограничена: осветить, сделать достоянием широкого круга читателей некоторые новейшие достижения в интерпретации юрских фаций, используя фактический материал и полученные выводы в этой и смежных областях для рассмотрения проблем, составляющих главное содержание заключительного раздела монографии В. Дж. Аркелла. Повседневная заинтересованность исследователя юры деталями ее стратиграфии и фациального анализа не должна заслонять для него конечной цели: как можно шире и нагляднее осветить, например, такие проблемы, как периодические изменения в распределении суши и моря, связь вулканизма с тектоникой плит, характер климатического и экологического контроля границ биогеографических провинций.

При фациальном анализе юрских отложений исследователи имеют неоценимое преимущество в виде надежной стратиграфической привязки, поскольку выделение зон по аммонитам точнее, чем по любой другой группе ископаемых фанерозоя. Хотя эта книга не посвящена стратиграфии как таковой, автор счел нужным включить в нее краткую главу с необходимыми стратиграфическими сведениями, на которых строится интерпретация юрских природных условий, так как без них нельзя обойтись при всестороннем фациальном анализе.

Следующие четыре главы посвящены лито- и биофациальному анализу, проведенному с различной степенью детальности по отдельным районам Европы и Северной Америки. По сравнению с этими данными сведения о фациях и стратиграфии других регионов земного шара слишком поверхностны и недостаточны, чтобы их можно было использовать. Для любой работы по юре неизбежно тяготение к Европе, так как с этим регионом связана основная масса проведенных исследований.

Поскольку общепринятого способа подразделения фаций не существует, используемая нами в гл. 3—5 схема, как в большинстве подобных случаев, содержит элемент произвольности, однако она позволяет удобно систематизировать материал.

Более общие темы затронуты в заключительной части книги, подобно тому как это сделано в книге В. Дж. Аркелла. Конечно, наши выводы имеют характер как бы промежуточного отчета о современном состоянии знаний, и та степень, в какой они выходят за рамки предварительных умозаключений, определится будущими исследованиями. Большинство материалов в силу необходимости носит описательный характер, а их интерпретация относительно произвольна. Например, мы еще не располагаем точными данными о температуре и солености юрских морей, характере приливов—отливов и океанических течений, а также о температуре, атмосферных осадках и розах ветров на суше. Желательно было бы также получить более полную количественную информацию о распределении отдельных типов осадочных пород и организмов, об изменениях уровня моря. Не исключена возможность, что в будущем откроются пути для моделирования фациальных изменений в пространстве и времени с помощью электронно-вычислительных машин, равно как и картины климатов и океанических течений прошлого, когда на земном шаре относительное расположение материков и океанов резко отличалось от современного.

Одной из наиболее важных особенностей книги В. Дж. Аркелла является обширный список литературы, и было бы большим упущением, если бы последующая работа по юре не содержала такого же перечня публикаций по дате ее написания. Число современных работ по юре чрезвычайно велико, и приводимый ниже перечень источников по регионам не может претендовать на исчерпывающую полноту. Большинство стратиграфических статей имеет лишь узкорегиональное значение и публиковалось в местных журналах. В частности, по Европе приведена лишь малая часть имеющейся обширной литературы, но указанные источники могут служить ключом для поиска местных изданий. В тех случаях, когда по данному объекту существует целая серия статей, мы приводили только новейшие, исключив публикации до 1955 г., так как они достаточно полно представлены в труде В. Дж. Аркелла. Палеонтологические работы, лишенные стратиграфического значения, также были опущены нами.

## Европа

*Австрия.* Блинд [Blind, 1963], Гаррисон, Фишер [Garrison, Fischer, 1969], Тольман [Tollmann, 1963], Фабрициус [Fabricius, 1966], Феннингер [Fenninger, 1967], Феннингер, Хольцер [Fenninger, Holzer, 1970], Р. Фишер [R. Fischer, 1966], Якобсхаген [Jacobshagen, 1965].

*Болгария.* Начев [Nachev, 1966], Начев и др. [Nachev e. a., 1973], Сапунов [Sapunov, 1959, 1969], Сапунов, Стефанов [Sapunov, Stephanov, 1964], Сапунов и др. [Sapunov e. a., 1967].

*Британские острова.* О центральных районах Англии речь идет в нескольких главах книги, изданной под редакцией Сильвестра-Брэдли и Форда [Sylvester Bradley, Ford, 1968]. К 200-летию В. Смита, отмечавшемуся в 1969 г., была выпущена целая серия геолого-экскурсионных путеводителей по классическим районам Дорсета, северу Сомерсета и Глосестершира, восточной части Йоркшира и Шотландским Гебридам; эти путеводители имеются в различных геологических библиотеках Англии. Обзор литературы по Шотландии, изданной до 1965 г., дан в гл. 12 «Геологии Шотландии», вышедшей под редакцией Крейга (G. Y. Craig).

Бейт [Bate, 1967], Берридж, Айвимей-Кук [Berridge, Ivimey-Cook, 1967], Вильсон и др. [Wilson e. a., 1958], Вудленд [Woodland, 1971], Грин, Уэлч [Green, Welch, 1965], Донован, Хемингуэй [Donovan, Hemingway, 1963], Кент [Kent, 1967], Кэлломон, Коуп [Callomon, Core, 1971], Мелвилл [Melville, 1956], Мортон [Morton, 1965], Пул, Уитмен [Poole, Whiteman, 1966], Райт [Wright, 1968, 1972], Сайкс [Sykes, 1975], Тейлор [Taylor, 1963], Террис, Баллервелл [Terris, Bullerwell, 1965], Уоссем, Айвимей-Кук [Worssam, Ivimey-Cook, 1971], Фалкон, Кент [Falcon, Kent, 1960], Хоуарт [Howarth, 1957, 1962, 1973], Хоувит [Howitt, 1964], Эдмондс и др. [Edmonds e. a., 1965].

*Венгрия.* Галац, Вёрёш [Galacz, Vörös, 1972], Геци [Geczy, 1961, 1966], Фюлёп [Fülöp, 1971].

*Германская Демократическая Республика.* Русбульт, Пецке [Rusbult, Petzke, 1964], Шумахер, Зонтаг [Schumacher, Sonntag, 1964], Эрнст [Ernst, 1967].

*Греция.* Бернулли, Ренц [Bernoulli, Renz, 1955], Декур [Decourt, 1964], Обуэн [Aubouin, 1959], Обуэн и др. [Aubouin e. a., 1962], Ренц [Renz, 1955].

*Дания.* Грю [Gry, 1960], Зоргенфрей, Бух [Sorgenfrei, Buch, 1964], Кристенсен [Christensen, 1963], Ларсен [Larsen, 1966], Нёрванг [Nørvang, 1957].

*Испания.* Институтом геологии полезных ископаемых при Мадридском университете недавно опубликован тематический сборник с многочисленными статьями по стратиграфии юрских отложений Испании (Cuad. Geol. Iberica, 1971, 2).

Бартель и др. [Barthel e. a., 1970], Бейтер и др. [Beuther e. a., 1966], Бемель [Behmel, 1970], Бемель, Гейер [Behmel, Geyer, 1966], Буснардо и др. [Busnardo e. a., 1955], Геель [Geel, 1966], Гейер [Geyer, 1967a], Дюбар, Мутерд [Dubar, Mouterde, 1957], Дюбар и др. [Dubar e. a., 1960, 1971], Кероль [Querol, 1969], Паке [Paquet, 1969].

*Италия.* Барбера Ламанья [Barbera Lamagna, 1970], Боселлини, Броглио-Лорига [Bosellini, Broglio-Loriga, 1971], Вендт

[Wendt, 1964], Д'Ардженнио [D'Argenio, 1967], Д'Ардженнио, Скандоне [D'Argenio, Scandone, 1971], Канталуппи, Монтанари [Cantaluppi, Montanari, 1969], Колачикки, Пратурлон [Colacicchi, Praturlon, 1965], Кресченци [Crescenti, 1971], Крист [Christ, 1960], Мерла [Merla, 1951], Монтанари, Креспи [Montanari, Crespi, 1974], Пассерини [Passerini, 1964], Пинна [Pinna, 1966], Сирна [Sirna, 1962], Стурани [Sturani, 1962, 1964a, b], Фантини Сестини [Fantini Sestini, 1962], Фариначчи [Farinacci, 1967], Цанцукки [Zanzucchi, 1963].

*Норвегия и о. Шпицберген.* Паркер [Parker, 1967], Эрвиг [Ørvig, 1960].

*Польша.* Ценным введением в изучение юрских отложений Польши служат замечательный «Атлас фациальных карт», составленный Дадлезом и соавторами [Dadlez e. a., 1964], а также различные статьи, опубликованные в трудах Первого юрского коллоквиума в Польше (Inst. Geol. Warszawa, Biul., 1967 г., 203). Кроме того, Варшавским геологическим институтом издан каталог юрских ископаемых Польши (1970 г.).

Белецкая [Bielecka, 1960], Биркенмайер, Зноско [Birkenmajer, Znosko, 1955], Вержбовский [Wierzbowski, 1966], Дадлез [Dadlez, 1964], Даычак-Цаликовская [Dayczak-Calikowska, 1967], Карашевский [Karaszewski, 1962], Копик [Kopik, 1962], Копик и др. [Kopik e. a., 1967], Ксязкевич [Ksiazkiewicz, 1956], Кутек [Kutek, 1961, 1962, 1967], Кутек, Глазек [Kutek, Glazek, 1972], Малиновская [Malinowska, 1967, 1972], Теофилак-Малишевская [Teofilak-Maliszewska, 1967], Юркевичова [Jurkiewiczowa, 1967].

*Португалия.* Мутерд [Mouterde, 1967], Мутерд и др. [Mouterde e. a., 1971b], Ромариш [Romariz, 1960], Рюже Перро [Rugé Perrot, 1962], Хэллем [Hallam, 1971c].

*Румыния.* Барбулеску [Barbulesku, 1971], Мутихак [Mutihac, 1971], Патрулюос, Попа [Patrulius, Popa, 1971], Райляну и др. [Raileanu e. a., 1964], Семака [Semaka, 1961].

*СССР.* Богатейшая русская литература по юре представляет серьезную проблему для неумеющих читать по-русски, поскольку не всегда практикуется публикация хотя бы рефератов на английском языке. К счастью, существует несколько общих, хотя и кратких, обзоров на английском и французском языках. Среди них Безносков и др. [1968], Горский, Леоненко [1964], Крымгольц [1964], Сакс, Стрелков [1961]. Двухязычный «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» [Верещагин, Ронов, 1968] содержит обширную информацию о поярском распределении юрских отложений и ископаемых с соответствующей палеогеографической интерпретацией. Наиболее всеобъемлюща книга, изданная под редакцией Крымгольца [1972]. В другой недавно опубликованной книге (ред. Сакс, 1972 г.) рассматривается граница между юрой и мелом в Бореальной области.

*Франция.* Изданный в 1961 г. Бюро геологических и горных исследований «Сборник статей по лейасу Франции» содержит

ряд работ по нижней юре. Имеется немало публикаций по стратиграфии юрских отложений Франции, в большинстве своем чисто местного значения; здесь приведен ограниченный перечень наиболее важных из них. Другие источники, в том числе и неопубликованные тезисы, можно найти в сводке «Зоны юрской системы во Франции» [Mouterde e. a., 1971a].

Блезон [Blaison, 1961], Бонт и др. [Bonte e. a., 1958], Бурулек, Делюфр [Bouroullec, Deloffre, 1969], Габийи [Gabilly, 1964a, b], Ге [Geux, 1972], Донз [Donze, 1958], Донз, Эней [Donze, Enay, 1961], Кароцци и др. [Carozzi e. a., 1972], Карью [Cariou, 1966], Павиа [Pavia, 1971], Стурани [Sturani, 1966], Дж. Фишер [Fischer, 1969], Хельдер, Циглер [Hölder, Ziegler, 1959], Ширарден [Schirardin, 1955], Эгер, Эвами [Ager, Evamy, 1963], Эгер, Уоллас [Ager, Wallace, 1966], Эльми [Elmi, 1967], Эльми, Мутерд [Elmi, Mouterde, 1965], Эней [Enay, 1966].

*Федеративная Республика Германии.* Обширный список литературы, изданной до 1964 г., приведен в монографии Хельдера «Юра», а работы по юрским отложениям из классических районов Швабии пространно отражены в обзоре Гейера и Гвиннера [Geyer, Gwinner, 1968].

Бартель [Barthel, 1969], Ботке и др. [Bottke e. a., 1969], Бранд, Хофман [Brand, Hoffmann, 1963], Бук и др. [Buck e. a., 1966], Вебер [Weber, 1964], Урликс [Urlichs, 1966], Херман [Herrmann, 1971], Хойер [Hoyer, 1965], Хофман [Hoffmann, 1966], Цейс [Zeiss, 1968].

*Швейцария.* Бернулли [Bernoulli, 1964], Виденмейер [Wiedenmeier, 1963], Гижы [Gygi, 1969], Грасмюк [Grasmück, 1961], Гросс [Gross, 1965], Донован [Dovan, 1958], Трюмпи [Grümpy, 1960, 1971], Циглер [Ziegler, 1956], Юнг [Jung, 1963].

*Швеция.* Нурлинг [Norling, 1972], Реймент [Reyment, 1959], Фосмербеймер [Vossmerbäumer, 1970].

*Югославия.* Анделькович [Anđelković, 1966], Веселинович [Veselinović, 1963], Гусич и др. [Gusić e. a., 1971], Обуэн и др. [Auboin e. a., 1965], Петкович и др. [Petković e. a., 1960], Радоичич [Radoičić, 1966], Циглер [Ziegler, 1963].

## А ф р и к а

*Алжир.* Амбержер [Emberger, 1960], Бертрано [Bertraneau, 1955], Крюи [Cruys, 1955], Эльми [Elmi, 1971].

*Габон.* Крёммельбейн, Венгер [Krömmelbein, Wenger, 1966], Урк, Рейр [Hourcq, Reyre, 1956].

*Кения.* Кокс [Cox, 1965], Палфри [Pulfrey, 1963], Сеггерсон, Миллер [Saggerson, Miller, 1957], Томпсон, Додсон [Thompson, Dodson, 1960].

*Ливия.* Дезио и др. [Desio e. a., 1960, 1963].

*Мадагаскар.* Безери, Коллиньон [Besairie, Collignon, 1956], Блезон [Blaison, 1963], Коллиньон [Collignon, 1957, 1958—1960, 1964a, b], Коллиньон и др. [Collignon e. a., 1959].

*Марокко.* Агар. Дю Дресне [Agard, Du Dresnay, 1965], Амброджи [Ambroggi, 1963], Блюменталь и др. [Blumenthal e. a., 1958], Ге [Geux, 1973], Гриффон, Мутерд [Griffon, Mouterde, 1964], Дюбар [Dubar, 1962], Дю Дресне [Du Dresnay, 1963, 1964a, b], Дюран Дельга, Фалло [Durand Delga, Fallot, 1957], Коллектив Общества нефтяников-поисковиков [Soc. Cherif. Petrol., 1966], Коло [Colo, 1961], Мартини, Визентен [Martinis, Visintin, 1966], Рузель [Rouselle, 1965], Шубер, Фор Мюре [Choubert, Faure Muret, 1962].

*Сенегал.* Шпенглер и др. [Spengler e. a., 1966].

*ЮАР.* Дингле, Клингер [Dingle, Klinger, 1972], Клингер и др. [Klinger e. a., 1972].

*Танзания.* Кокс [Cox, 1965], Кент и др. [Kent e. a., 1971], Эйткин [Aitken, 1961].

*Тунис.* Боннефу [Bonnefous, 1967], Боннефу, Ракус [Bonnefous, Rakus, 1965], Бюссон [Busson, 1967].

*Эфиопия.* Иордан [Jordan, 1971b], Клифт [Clift, 1956].

## А з и я

*Афганистан.* Бенда [Benda, 1964], Дезио и др. [Desio e. a., 1965], де Лаппаран и др. [De Lapparent e. a., 1966], Менсинк [Mensink, 1967], Росси Ронкетти, Фантини Сестини [Rossi Ronchetti, Fantini Sestini, 1961].

*Израиль.* Гольдберг, Фридман [Goldberg, Friedman, в печати], Дерин, Джерри [Derin, Gerry, 1972], Дерин, Рейс [Derin, Reiss, 1966], Майнц [Maunc, 1966], Рааб [Raab, 1962], Фарар [Farag, 1959], Фридман и др. [Friedman e. a., 1971], Хадсон [Hudson, 1958].

*Индия.* Махадеван, Сривамадас [Mahadevan, Srivamadas, 1958], Сривастава [Srivastava, 1963], Эгроуэл [Agrawal, 1956].

*Индонезия и Малазия.* Вольфэнден [Wolfenden, 1965], Лиешти и др. [Liechti e. a., 1960].

*Иордания.* Ветцель, Мортон [Wetzel, Morton, 1958].

*Ирак.* Даннингтон и др. [Dunnington e. a., 1959].

*Иран.* Ассерето [Assereto, 1966], Ассерето и др. [Assereto e. a., 1968], Джеймс, Уайнд [James, Wynd, 1965], Сейэд Эмами [Seyed Emami, 1971], Фантини Сестини [Fantini Sestini, 1966], Хукриде и др. [Huckriede e. a., 1962], Штёклин [Stöcklin, 1968], Штёклин и др. [Stöcklin e. a., 1965].

*Оман.* Мортон [Morton, 1959], Хадсон, Чэттон [Hudson, Chatton, 1959].

*Пакистан.* Вильямс [Williams, 1959], Девис, Гардеци [Davies, Gardezi, 1965], Фатми [Fatmi, 1972].

*Саудовская Аравия и Йемен.* Гринвуд, Бликли [Greenwood, Bleackley, 1967], Имлей [Imlay, 1970], Пауэрс [Powers, 1962], Пауэрс и др. [Powers e. a., 1966].

*Сирия и Ливан.* Даниэль [Daniel, 1963], Дюбертре [Dubertret, 1963], Хаас [Haas, 1955].

СССР. См. «Европа».

*Таиланд.* Кобаяси [Kobayashi, 1960], Комаларджу, Сато [Komalarjun, Sato, 1964].

*Турция.* Бремер [Bremer, 1965], Хёльдер [Hölder, 1964], Эней и др. [Eneu e. a., 1971].

*Филиппины.* Джервазио [Gervasio, 1967], Кобаяси [Kobayashi, 1957], Эндол и др. [Andal e. a., 1968].

*Япония.* Минато и др. [Minato e. a., 1965], Сато [Sato, 1962, 1964], Сато и др. [Sato e. a., 1963], Хаями [Hayami, 1961], Хирано [Hirano, 1973].

#### Австралия, Антарктида

*Австралия.* Виверс, Уэлс [Veevers, Wells, 1961], Гаппи и др. [Gurru e. a., 1958], де Джерси [De Jersey, 1960], Детман [Dettmann, 1963], Макви и др. [McWhae e. a., 1958], Плейфорд [Playford, 1959], Плейфорд, Детман [Playford, Dettmann, 1965], Скварко [Skwarko, 1970].

*Антарктида.* Балленс, Уотерс [Ballance, Watters, 1971], Борнс, Холл [Borns, Hall, 1969], Ганн, Уоррен [Gunn, Warren, 1962], Килти [Quilty, 1970], Норрис [Norris, 1965], Пламстед [Plumstead, 1964], Харрингтон [Harrington, 1965], Хоуарт [Howarth, 1958].

*Новая Гвинея.* Вестерман, Джетти [Westermann, Getty, 1970], Виссер, Хермес [Visser, Hermes, 1962], Герт [Gerth, 1965], Коллектив Австралийской нефтяной компании [Austral. Petrol. Co., 1961].

*Новая Зеландия.* Стивенс [Stevens, 1968], Флеминг [Fleming, 1970].

#### Северная Америка

*Гренландия.* Донован [Dovonan, 1957, 1964], Кэлломон [Callomon, 1959, 1970], Кэлломон и др. [Callomon e. a., 1972], Сурлюк, Биркелунд [Surlyk, Birkelund, 1972], Сурлюк и др. [Surlyk e. a., 1973].

*Канада.* Фребольд, Типпер [Frebold, Tipper, 1970] дают всесторонний обзор юрских отложений Британской Колумбии, Альберты и южной части провинции Юкон. Фауна аммонитов из Канадской Арктики описана Фребольдом [Frebold, 1961, 1964], Гуссоу [Gussow, 1960], Елецким [Jeletsky, 1965, 1966], Макайвером [McIver, 1972], Роддиком и др. [Roddick e. a., 1966].

*Мексика и Куба.* Аленкастер де Ксерна [Alencaster de Cserna, 1963], Верма, Вестерман [Verma, Westermann, 1973], Виньегра [Viniegra, 1971], Канту Капа [Cantu Chapa, 1963], Крёммельбейн [Krömmelbein, 1956, 1962], Менья Рохас [Меña Rojas, 1960], Пенья Муньос (Реña Muñoz, 1964), Перес Иваргенгойтия [Perez Ibarguengoitia, 1965], Худoley, Мейергоф [Khudoley, Meyerhoff, 1971], Хэллем [Hallam, 1965], Эрбен [Erben, 1956a, b, 1957b].

*США.* Имлей [Imlay, 1957] дает хорошее общее представление о юре Внутренних штатов Запада, а серия карт фаций

этого района издана Геологической службой США [McKee e. a., 1956]. Целый ряд статей написан Имлеем по юрским фаунам США, но здесь они указываются только выборочно.

Бреннер, Девис [Brenner, Davies, 1974], Вестерман [Westermann, 1964, 1969], Дикинсон [Dickinson, 1962], Имлей [Imlay, 1956, 1957, 1962, 1964, 1967a, b], Имлей, Деттерман [Imlay, Detterman, 1973], Имлей и др. [Imlay e. a., 1959], Моберли [Moberley, 1960], Петерсон [Peterson, 1957, 1972], Пипирингос [Pipiringos, 1968], Стэнли [Stanley, 1971], Стэнли и др. [Stanley e. a., 1971], Тэннер [Tanner, 1965], Томас, Манн [Thomas, Mann, 1966], Харшбаргер и др. [Harshbarger e. a., 1957], Хэллем [Hallam, 1965].

## Южная Америка

*Аргентина.* Вестерман [Westermann, 1967], Стипаничич [Stipančić, 1966, 1969], Стипаничич, Рейг [Stipančić, Reig, 1956], Стипаничич, Родриго [Stipančić, Rodrigo, 1970], Хиллебрандт [Hillebrandt, 1973a, b].

*Колумбия.* Бюргль [Bürgl, 1965, 1967], Гейер [Geyer, 1967b, 1968].

*Перу.* Рюг [Ruegg, 1957], Шиндевольф [Schindewolf, 1957].

*Чили.* Бьезе [Biese, 1957a, b], Картагена [Cartagena, 1965], Картер [Carter, 1963], Клон Гим [Klohn Giehm, 1960], Корвалан Диас [Corvalán Diaz, 1957, 1959], Харрингтон [Harrington, 1961], Хиллебрандт [Hillebrandt, 1970, 1973a, b], Чечиони [Cecioni, 1961], Чечиони, Вестерман [Cecioni, Westermann, 1968], Чечиони, Гарсия [Cecioni, Garsia, 1960].

## СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ

Юрская система исключительно важна для изучения стратиграфии, поскольку многие основные принципы и понятия этой науки были впервые сформулированы при изучении юрских отложений и окаменелостей в Европе. Так, Вильям Смит открыл «закон» последовательности напластования и первый показал применимость ископаемых остатков для корреляции; д'Орбиньи впервые предложил шкалу ярусов, считая их универсальными для всего земного шара, а Оппель явился основоположником современной лито- и биостратиграфии. Исчерпывающий обзор классических трактатов этих и других пионеров науки дан Аркеллом [Arkell, 1933] и Хельдером [Hölder, 1964]; наше внимание будет сосредоточено только на современном развитии стратиграфии.

Основной биостратиграфической единицей является, конечно, зона, как правило выделяемая для мезозоя по самым надежным окаменелостям — аммонитам. Но этот термин употребляется в самом различном объеме, что может вызвать неясности и затруднения. Аркелл в «Юрской системе Великобритании» [1933] обстоятельно рассмотрел такие термины, как биозона, фауни-зона, тайльзона, эпибола и гемера, а во введении к капитальной сводке «Юрские отложения земного шара» [1956] только коротко писал о формациях, ярусах и зонах, посчитав остальные термины более или менее излишними.

Ясно, что обычно под термином зона стратиграфами понимается местная биозона\*, что соответствует определению, данному Комиссией по стратиграфической номенклатуре Лондонского геологического общества [Harland e. a., 1972]. Возможны случаи очень широкого площадного распространения такого подразделения, когда определенные комплексы аммонитов встречаются на очень больших расстояниях и не проявляют при этом заметной провинциальной специфики, что, например, имеет место в начале юры. Когда та же самая вертикальная последо-

\* Советские стратиграфы уточняют понимание биостратиграфической зоны как совокупности отложений, образовавшихся за время существования характерного (зонального) комплекса видов.— *Прим. ред.*

вательность родов и даже видов аммонитов встречается на обширных территориях земного шара (а это бывает достаточно часто), мы вправе говорить по изложенным ниже причинам, что выделенные зоны по существу отвечают хронологическим подразделениям. Если данные роды и виды аммонитов возникли в разных районах, в разное время, при несхожих условиях миграции, разной ее скорости и путях, мы не должны ожидать в этих районах аналогичной последовательности фауны. Если же данная последовательность низших таксонов *A...N* встречена в удаленных друг от друга местах, скажем на разных континентах, то, исключив возможность ее синхронности, мы неизбежно приходим к выводу, что скорости и пути миграции всего многообразия аммонитов были идентичными в течение миллионов лет, а это представляется крайне невероятным. В случае одинаковой последовательности фауны в разных районах одной и той же фаунистической провинции мы вправе исключить гомотаксальность отложений в сколько-нибудь значительном масштабе.

До сих пор биостратиграфические подразделения еще не приведены к стандартной стратиграфической шкале с помощью установления в специально выбранном разрезе «опорных признаков», служащих для определения типовых ярусов и горизонтов, как это предлагают Харланд с соавторами [Harland e. a., 1972]. Принципы и методы стратиграфии всесторонне обсуждались на различных международных совещаниях по юре, из которых два самых содержательных были организованы П. Л. Мобёжем и состоялись в Люксембурге в 1962 и 1967 гг.\* Рекомендации, разработанные на этих совещаниях, в основном не выходят за рамки внутригосударственных корреляций и в настоящее время должны рассматриваться как предварительные. Рекомендации же Кэлломона [Callomon, 1965] относятся к числу практически наиболее важных, и поэтому на них мы остановимся подробнее.

Кэлломон проводит различие между типологическими определениями, когда стратиграфические единицы устанавливаются по типовому разрезу, и иерархическими, когда стратиграфическим единицам присваивается соответствующий ранг и единица высшего ранга определяется составляющими ее подразделениями низшего. Для создания стабильной номенклатуры Кэлломон считает желательным использовать принцип приоритета, т. е. при дальнейших построениях сохранять объем и иерархическую принадлежность подразделения, первоначально установленного в типовом разрезе, что обеспечивает, по его мнению, объективную основу создаваемых схем.

\* Труды этих совещаний опубликованы в Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1962, Luxembourg, 1964, и Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1967, I Nancy, 1970, II Clermont-Ferrand, 1974.—Прим. ред.

Он предлагает выделять стандартные зоны, основанные на типовых разрезах, используя характерные слои с руководящей фауной. Подошва нижнего слоя — основание (нижняя граница) зоны, а ее верхняя граница проводится по подошве зоны перекрывающей. Название зоне дается по руководящему виду, или виду-индексу, но ее выделение не должно зависеть от того, какой вид выбран в качестве руководящего, или от границ общего распространения какого-либо одного вида в разрезе (или границ биозоны).

Стратиграфический объем биозон, вероятно, будет изменяться со временем в зависимости от поступления новых данных, и поэтому он не является постоянным параметром; не исключено и перекрытие одних биозон другими. Название зон пишется, например, так: зона *macrocephalus* или зона *Macrocephalites macrocephalus*. В отдельных районах можно подразделять зону на подзоны и даже более дробные единицы — горизонты\*, опять-таки обозначаемые с указанием руководящего ископаемого.

Если зоны установлены типологически, то ярусы определяются непосредственно через эти зоны. Определение же ярусов через их стратотипы, практикуемое многими французскими геологами, только создает хаос. Например, « типовые разрезы » тоара (в районе Туарса) и байоса (в районе г. Байэ) фактически частично перекрываются, и основание как одного, так и другого в первичном определении не совпадает с подошвой их самой нижней зоны. Существенный прогресс в выделении приемлемых типовых разрезов для ряда классических зон английскими геологами уже достигнут, но, к сожалению, еще нельзя сказать, что рекомендации Кэлломона получили международное признание.

Расчленение юры на нижнюю, среднюю и верхнюю продолжает оставаться предметом разногласий. Хотя советские геологи все еще помещают келловейский ярус в низы верхней юры, большинство ученых других стран уже приходит к соглашению о том, что Аркелл [Arkell, 1956] был прав, предпочитая относить его к средней юре. Это согласуется и с предложенным Бухом классическим расчленением юры на черную (schwarzer Jura, или лейас), бурую (brauner Jura, или доггер) и белую (weisser Jura, или мальм\*\*). Хотя Аркелл и предлагал не рассматривать аален как ярус, термином «ааленский ярус» продолжают широко пользоваться в Европе. Поскольку вопрос о его точном соответствии нижнему байосу, как считал Аркелл, не нашел однозначного решения, представляется целесообразным принимать его за

\* Советскими стратиграфами горизонт понимается как региональное или местное (маркирующий горизонт) подразделение, не подчиненное подзоне.— *Прим. ред.*

\*\* Названия «доггер» и «мальм» для обозначения среднего и верхнего отделов юрской системы введены Оппелем.— *Прим. ред.*

стандартный ярус. Если раньше его иногда относили к нижней юре, то теперь, после Люксембургского коллоквиума, достигнуто общее соглашение, согласно которому ааленом начинается средняя юра.

Немецкие стратиграфы, следуя за Квенштедтом, продолжают пользоваться шестичленным подразделением трех главных единиц — отделов, обозначая их греческими буквами от альфы до зеты. Эти подразделения обладают промежуточным статусом между зоной и ярусом. Несмотря на то что стратиграфы, работающие с местными стратиграфическими схемами на территории ГДР и ФРГ, находят общий язык, пользуясь этими подразделениями, широкое их применение затруднило бы взаимопонимание, и поэтому оно нежелательно. Познакомиться с переводом единиц Квенштедта на язык ярусов и зон можно в работе Хёльдера [Hölder, 1964].

### ЯРУСНОЕ И ЗОНАЛЬНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

В табл. 2.1. приведены названия ярусов, принятые в этой книге. Поскольку Европа является классическим регионом для стратиграфии юры, мы сочли целесообразным дать также список зон, выделенных там за последнее время. При кратком обсуждении вопроса о зональном расчленении юры мы остановимся только на отклонениях от схемы, которой придерживался Аркелл [Arkell, 1956]. Стратиграфическим подкомитетом Лондонского геологического общества сделаны предложения, касающиеся уточнения положения нижних границ ярусов от геттангского до кимериджского по положению подзон или хронозон в типовых районах Европы [George e. a., 1969].

ТАБЛИЦА 2.1. ЯРУСНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ЮРЫ

Отдел	Ярус
Верхний	Титонский — волжский Кимериджский Оксфордский
Средний	Келловейский Батский Байосский Ааленский
Нижний	Тоарский Плинсбахский Синемюрский Геттангский

## Геттангский — тоарский ярусы

В обстоятельной работе Дина и др. [Dean e. a., 1961] для Северо-Западной Европы предложена схема зонального расчленения нижней юры, получившая почти повсеместное признание и не требующая особых комментариев (табл. 2.2). Она отличается от схемы Аркелла включением зоны *liasicus* в геттангский ярус и крайне необходимым более дробным расчленением верхнетоарского подъяруса, ранее состоявшего только из одной зоны. Более новая схема, предложенная в работе Мутерда и др. [Mouterde e. a., 1971a] для Франции, мало чем отличается от схемы Дина. Так, подзона *rotiforme*, по Дину и др. [Dean e. a., 1961], выделена из зоны *bucklandi* и возведена в ранг зоны, равно как подзона *stokesi* — из зоны *margaritatus*. Сделана также попытка уточнить зональное расчленение верхнетоарского подъяруса. Верхняя часть зоны *thouarsense*, устанавливаемая по появлению *Pseudogrammoceras*, выделена в зону *Hammato-ceras insigne*, а зона *levesquei* разделена на нижнюю зону *pseudoradiansa* и верхнюю зону *aalensis*.

Основываясь на своих сборах из тоарских отложений Италии и Южной Швейцарии, где уже не прослеживаются зоны Северо-Западной Европы, Донован [Dovan, 1958] выделяет три зоны

ТАБЛИЦА 2.2. ЯРУСЫ И ЗОНЫ НИЖНЕЙ ЮРЫ

Ярусы	Подъярусы	Зоны
Тоарский	Верхнетоарский, или неовильский  Нижнетоарский, или витбийский	<i>Dumortieria levesquei</i> <i>Grammoceras thouarsense</i> <i>Haugia variabilis</i> <i>Hildoceras bifrons</i> <i>Harpoceras falciferum</i> <i>Dactylioceras tenuicostatum</i>
Плинсбахский	Верхнеплинсбахский, или домерский Нижнеплинсбахский, или карикский	<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Prodactylioceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>
Синемюрский	Верхнесинемюрский  Нижнесинемюрский	<i>Echioceras raricostatum</i> <i>Oxynoticeras oxynotum</i> <i>Asteroceras obtusum</i> <i>Caenisites turneri</i> <i>Arnioceras semicostatum</i> <i>Arietites bucklandi</i>
Геттангский		<i>Schlotheimia angulata</i> <i>Alsatites liasicus</i> <i>Psiloceras planorbis</i>

и шесть подзон. Аммониты Южной и Северной Европы сосуществуют в Португалии, что позволяет проводить их предварительную корреляцию [Hallam, 1971c]. Зона *mercati*, по Donovanу, видимо, соответствует зоне *bifrons*, а его зоны *erbaense* и *meneghinii* отвечают зонам *variabilis* — *thouarsense* и *levesquei*. До сих пор еще не достигнуто сколько-нибудь удовлетворительного зонального расчленения плинсбаха Южной Европы как целого региона, хотя работа Мутерда [Mouterde, 1967] по Португалии — самая многообещающая в этом смысле. Между тем такого рода расчленение крайне необходимо, так как амальтеиды, на которых опирается схема Дина с соавторами, редки или отсутствуют в Средиземноморье, а аммониты этого региона по родовым связям явно тяготеют к тетическим.

### Ааленский — келловейский ярусы

Схема зонального расчленения средней юры Северо-Западной Европы, представленная в табл. 2.3, лишь в деталях отличается от предложенной Аркеллом. Его нижний байос соответствует

ТАБЛИЦА 2.3. ЯРУСЫ И ЗОНЫ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Ярусы	Подъярусы	Зоны
Келловейский	Верхний	<i>Quenstedtoceras lamberti</i> <i>Peltoceras athleta</i>
	Средний	<i>Erymnoceras coronatum</i> <i>Kosmoceras jason</i>
	Нижний	<i>Sigaloceras calloviense</i> <i>Macrocephalites macrocephalus</i>
Батский	Верхний	<i>Clydoniceras discus</i> <i>Oxycerites aspidoides</i> <i>Prohctoceras retrocostatum</i>
	Средний	<i>Morrisiceras morrisi</i> <i>Tulites subcontractus</i>
	Нижний	<i>Procerites progracilis</i> <i>Zigzagiceras zigzag</i>
Байосский	Верхний	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> <i>Garantiana garantiana</i> <i>Stenoceras subfurcatum</i>
	Нижний	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> <i>Emileia (Otoites) sauzei</i> <i>Witchellia laeviuscula</i> <i>Hyperlioceras discites</i>
Ааленский		<i>Graphoceras concavum</i> <i>Ludwigia murchisonae</i> <i>Leioceras opalinum</i>

ствует здесь аалену, а средний байос — нижнему байосу. Зона *scissum*, выделенная Аркеллом между зонами *oralinum* и *murchisonae*, теряет смысл за пределами Англии, ввиду того что ее

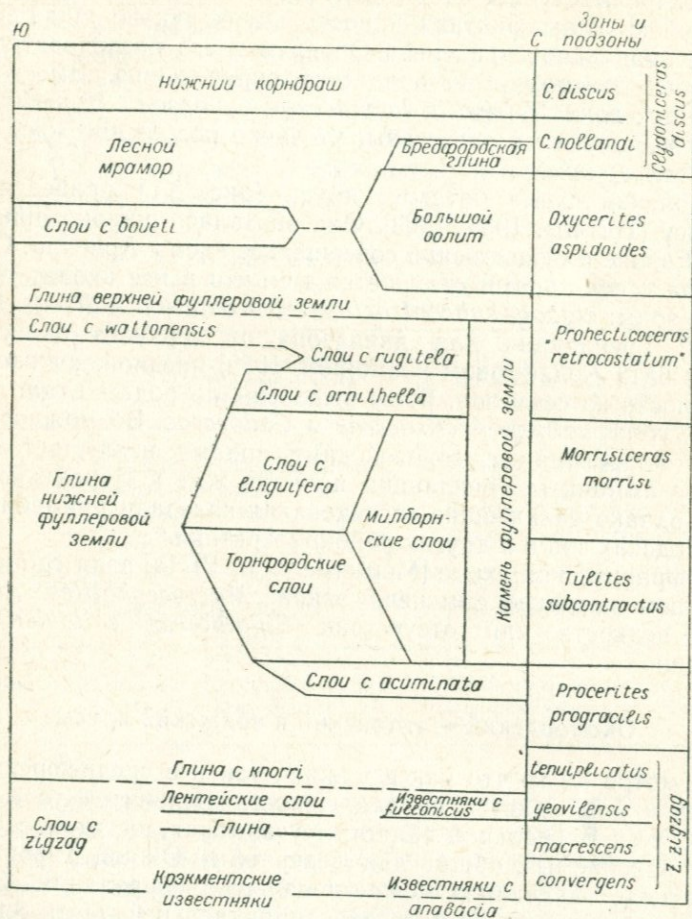


Рис. 2.1. Зональное расчленение батских отложений Южной Англии [Torgens, 1969].

вид-индекс *Tmetoceras scissum* (В е. п.) распространен во Франции от зоны *oralinum* до кровли зоны *murchisonae* [Mouterde e. a., 1971a]\*. С другой стороны, представляется целесообразно

\* Ссылка не совсем точна. Здесь говорится о распространении рода *Tmetoceras*, а *T. scissum* «наиболее часто» встречается именно в этой части разреза. Если и не принимать указанный вид в качестве индекса, то все же выделение в ааленском ярусе четырех зон целесообразно. Оно принято в СССР. — Прим. ред.

ным, следуя за французскими геологами, выделять самостоятельную зону *concauum*. Долгое время зональное расчленение нижнего байоса считалось неудовлетворительным, и с его ревизией сейчас выступает Парсонс [Parsons, 1974]. Зона *Sonninia sowerbyi* оказалась фиктивной, поскольку ее руководящая форма была неправильно определена Оппелем и его последователями, а типовой экземпляр не поддается определению. Вместо нее выделяется зона *Witchellia laeviuscula*, а подзона *Hyperlioceras discites* возводится в ранг зоны; уточнено положение зоны *Emileia (Otoites) sauzei*.

Зональная схема батского яруса (рис. 2.1) приведена по Торренсу [Torrens, 1965, 1969]. Она оказалась широко применимой в Европе и существенно совершеннее схемы Аркелла. Схема Мутерда с соавторами отличается тем, что в нее входят только четыре зоны: *zigzag*, *subcontractus*, *retrocostatum* и *discus*. В Восточной Гренландии для диапазона от верхнего байоса до кровли бата Кэлломоном [Callomon, 1959] предложена последовательность из семи зон. Зоны выделены по родам *Cranoccephalites*, *Arctoccephalites*, *Arcticoceras* и *Cadoceras*. Возможность их точной корреляции с европейскими зонами исключается, поскольку аммониты Гренландии принадлежат к Бореальной области, однако дальнейшие исследования показали применимость гренландских зон и в других районах Арктики\*.

Во французской схеме [Mouterde e. a., 1971a] зона *calloviense* в нижнем келловее заменена зоной *Macrocephalites gracilis* ввиду редкости или отсутствия *Sigaloceras calloviense* во Франции.

### Оксфордский — титонский и волжский ярусы

Несмотря на то что как в нижне-, так и в среднеюрских отложениях наблюдается принадлежность аммонитов то к Тетической, то к Бореальной области, существует достаточное количество ископаемых, общих для Северной и Южной Европы, что обеспечивает надежную межрегиональную корреляцию. Значительно серьезнее проблема корреляции верхней части юрского разреза, начиная с верхнего оксфорда, когда провинциальные различия становятся настолько резкими, что для верхов юры широко используется не менее трех ярусов: титонский для Тетической, волжский и портландский для Бореальной областей.

Из табл. 2.4 видно, что выделение территориально обособленных зон необходимо для верхнеоксфордских отложений и обязательно для нижнеоксфордских. Зональное расчленение оксфорда в Северо-Западной Европе основано на исследованиях

---

\* Приведенные данные подтверждают, что зональное деление батского яруса требует уточнения еще в значительно большей степени, чем для других ярусов нижней и средней юры.— *Прим. ред.*

Кэлломона и принято Мутердом с соавторами для Северо-Западной Франции. Зональная схема верхнего оксфорда, согласно Мутерду с соавторами, существенно иная для восточной части Парижского бассейна и юга Франции; она, по-видимому, распространяема и на другие районы Южной Европы. Корреляция верхнеоксфордских отложений все более затрудняется вверх по разрезу вследствие отступления на север кардиоцерас, широко проникавших на территорию Южной Европы в раннеоксфордское время. Торренс и Кэлломон [Torrens, Callomon, 1968] выделяют в Англии еще зону *Perisphinctes varicosatum* между зонами *decipiens* и *pseudocordata*.

ТАБЛИЦА 2.4. ОКСФОРДСКИЙ ЯРУС

Подъярусы	Зоны	
	Северо-Западная Европа (Англия, северо-запад Парижского бассейна)	Центральная и Южная Европа (юг и восток Парижского бассейна, юг Франции)
Верхний	<i>Ringsteadia pseudocordata</i> <i>Decipia decipiens</i> <i>Perisphinctes cautisnigrae</i> <i>Gregoryceras transversarium</i>	<i>Idoceras planula</i> <i>Epipeltoceras bimammatum</i> <i>Perisphinctes bifurcatus</i> <i>Gregoryceras tarsnversarium</i>
Средний	<i>Perisphinctes plicatilis</i>	<i>Perisphinctes plicatilis</i>
Нижний	<i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i>	<i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i>

Руководящие виды зоны *transversarium* обычно редки, но сопровождающая их фауна обеспечивает довольно точную корреляцию. Сопоставление зон *bifurcatus* (Центральная и Южная Европа) и *cautisnigrae* (Северо-Западная Европа) основано на исследованиях Энея [Enea, 1966] во Французской Юре. Для зоны *bimammatum* характерно появление рода *Epipeltoceras*, а для зоны *planula* — обилие представителей рода *Idoceras*. *Decipia* обычны для обоих регионов, что обеспечивает корреляцию зоны *decipiens*.

В название «кимериджский», присвоенное следующему ярусу, геологи, работающие в Англии, вкладывают один смысл, а исследователи Европы другой. Кимеридж *sensu gallico* эквивалентен только нижнему кимериджу *sensu anglico*. Поскольку первый перекрывается титонским и волжским ярусами, в его современном понимании имеются все основания для предпочтения *sensu gallico* почти повсеместно. Резкие фаунистические различия требуют и в данном случае создания самостоятельных

зональных схем для Северо-Западной и Южной Европы (табл. 2.5). Для верхней части кимериджа характерен род *Aulacostephanus*. Ввиду отсутствия многих руководящих видов этого рода на значительной части Европы Циглер [Ziegler, 1961] предложил заменить зону *pseudomutabilis* двумя зонами: *eudoxus* и *autissiodorensis*. Вид *A. eudoxus*, общий для обоих регионов, может использоваться в качестве связующего звена; *A. mutabilis* (Северо-Западная Европа) встречается также в зоне *acanthicum* (Южная Европа), а виды рода *Rasenia* (Северо-Западная Европа) отмечаются в зоне *platynota* (Южная Европа).

ТАБЛИЦА 2.5. КИМЕРИДЖСКИЙ ЯРУС (SENSU GALLICO) \*

Северо-Западная Европа	Южная Европа
<i>Aulacostephanus autissiodorensis</i>	<i>Hyboniticeras beckeri</i>
<i>Aulacostephanus eudoxus</i>	<i>Aulacostephanus eudoxus</i>
<i>Aulacostephanus mutabilis</i>	<i>Aspidoceras acanthicum</i>
	<i>Crussoliceras divisum</i>
<i>Rasenia cymodoce</i>	<i>Ataxioceras hypselocyclum</i>
<i>Pictonia baylei</i>	<i>Sutneria platynota</i>

\* Обычно выделяют два подъяруса, граница которых проводится в основании зон *A. mutabilis* и *A. acanthicum*.—Прим. ред.

Нижняя граница титона проводится по находкам остатков рода *Gravesia*, распространенных как в Англии, так и в СССР, в бассейне Волги, что прекрасно обеспечивает корреляцию. Выше слоев с *Gravesia* ситуация становится крайне противоречивой, требуется немало усилий для решения проблем, связанных как с межпровинциальной корреляцией, так и с уточнением стратиграфического положения толщ. Поэтому предлагаемая ниже схема должна рассматриваться как условная и предварительная.

Схема зонального расчленения, предложенная французскими стратиграфами, приложима, по их мнению, к классическим разрезам нижнетитонских отложений Баварии [Zeiss, 1968] и верхнетитонских департамента Ардеш на юге Франции (табл. 2.6). Мы видим, что остается еще не ясным, на два или же на три подъяруса следует подразделять рассматриваемый ярус. Не вполне еще установлена корреляция со «среднетитонской» зоной *Semiformiceras semiforme* Аркелла. Принятые Аркеллом «зоны» *palmatus—ciliata* считаются эквивалентными зоне *concorsi*. Особенно трудным оказалось расчленение верхнего титона; в настоящее время оно проводится, по-видимому, более точно по кальпионеллидам, а не по аммонитам, как делалось ранее.

ТАБЛИЦА 2.6. ТИТОНСКИЙ ЯРУС

Подъярусы		Зоны
Верхний		<i>Paraulacosphinctes transitorius</i> ( <i>Berriasella delphinensis</i> и <i>B. cha- peri</i> ) <i>Pseudovirgatites scruposus</i> ( <i>Micracanthoceras micracanthum</i> )
Нижний (sensu lato)	Средний	<i>Pseudolissoceras concorsi</i> ( <i>P. bavaricum</i> ) <i>Sublithacoceras penicillatum</i> ( <i>Virgatocimoceras rothpletzi</i> )
	Нижний (sensu stricto)	<i>Franconites vimineus</i> <i>Dorsoplanitoides triplicatus</i> <i>Glochiceras lithographicum</i> ( <i>Hybonotoceras hybonotum</i> )

Зональная схема волжского яруса была пересмотрена Герасимовым и Михайловым [1966] на типовых разрезах Русской платформы (табл. 2.7). Приведенная в таблице схема отличается от существовавшей ранее тем, что основание волжского яруса опущено до горизонта, содержащего *Gravesia*. Выделенный ими нижневолжский подъярус при этом соответствует кимериджской глине Англии, а прежний нижневолжский подъярус становится средневолжским. Зона *Riasanites rjasanensis* переведена из верхов юры в основание меловых отложений (рязанский ярус)\*. Понижением установленной ранее нижней границы яруса Герасимов и Михайлов нарушают принцип приоритета, предложенный Кэлломоном. Но, с другой стороны, их схема имеет значительное преимущество, позволяя проводить точную корреляцию между основаниями титонского и волжского ярусов. Поэтому она кажется нам вполне приемлемой.

С учетом положения нижней границы мела в Тетической и Бореальной областях и на основании совместного нахождения

\* Автор не совсем правильно представляет историю изучения волжских отложений. Напомним, что после работ Никитина (1881, 1884 гг.) выделялись два яруса: ниже- и верхневолжский. Соколов в 1901 г. выделил «ветлянский горизонт» и присоединил к нижневолжскому ярусу эти нижележащие отложения, более молодые, чем кимеридж *sensu gallico*. Междомственный стратиграфический комитет в 1964 г. утвердил объединение волжских ярусов в один с расчленением согласно схеме Герасимова и Михайлова. *Riasanites rjasanensis*, или «рязанский горизонт», выделившим его Богословским и большинством исследователей относился к меловой системе. К верхам юры эти слои причислял Павлов, что и нашло отражение в сводке Аркелла.— *Прим. ред.*

ТАБЛИЦА 2.7. ВОЛЖСКИЙ ЯРУС

Подъярусы	Зоны
Верхний	<i>Craspedites nodiger</i> <i>Craspedites subditus</i> <i>Kachpurites fulgens</i>
Средний	<i>Epivirgatites nikitini</i> <i>Virgatites virgatus</i> <i>Dorsoplanites panderi</i>
Нижний	<i>Subplanites pseudoscythicus</i> <i>Subplanites sokolovi</i> <i>Subplanites klimovi</i>

на Кавказе видов *Turmanniceras boissieri* и *Riasanites rjasanensis* можно утверждать, что рязанский и берриасский ярусы коррелируются только в том случае, если базальную треть типового берриаса отнести к титону [Casey, 1963].

Новая зональная схема предложена также для верхнекимериджского подъяруса *sensu anglico*. Основываясь на сборах в Дорсете, Коуп [Coop, 1967] исключает зоны *Gravesia* из нижней части разреза ввиду редкой встречаемости представителей одноименного рода и выделяет следующие пять зон, все руководящие виды которых принадлежат к роду *Pectinatites* (*Gravesia* встречается в двух нижних зонах):

*pectinatus*  
*hudlestoni*  
*wheatleyensis*  
*scitulus*  
*elegans*

Кейси [Casey, 1967] изменил порядок названий двух зон *Pavlovia* в верхней части кимериджской глины на юге Англии, в результате чего зона *rotunda* следует за зоной *pallasioides*. Кроме того, он рекомендовал перевести их из кимериджского яруса *sensu anglico* в портландский. Таким образом, портландский ярус должен охватывать как средневожский подъярус Герасимова и Михайлова, так и портландские слои Южной Англии. Кейси критически рассматривает корреляцию типовых разрезов волжских отложений и портландских слоев, допускаемую двумя упомянутыми советскими авторами на основании предполагаемого частого нахождения *Pavlovia*, *Zaraiskites*, *Crendonites* и *Kerberites*. Он оспаривает предварительные определения *Crendonites* и *Kerberites*, сделанные советскими палеонтоло-

гами, и утверждает, что портландские слои сформировались во время перерыва в осадконакоплении между средне- и верхне-волжским подъярусами, когда разрез в целом представлялся сильно сокращенным, изобилующим пробелами.

Кейси [Casey, 1962] является также автором работы, где показано присутствие верхневолжских отложений в Центральной Англии, обоснованное находками краспедитид в нижней части песчаника Спилсби. Это возвращает нас к корреляции, предложенной Павловым в начале текущего столетия. Верхневолжский подъярус в Южной Англии предположительно представлен нижней частью континентальных пурбекских слоев.

Ввиду того что юрские отложения Южной Англии переходят в меловые в основном в неморских фациях, мы сталкиваемся с проблемой положения их границы. Кейси [Casey, 1963] считает границей между системами четко выраженный морской горизонт слоев Синдер из средней части пурбекских слоев Дорсета. Основанием для такого вывода служит тот факт, что указанный горизонт прослеживается к северу, где он переходит в толщу с более разнообразной морской фауной, и, видимо, коррелируется с верхней частью немецкой серпулитовой формации, аналог которой в Польше связан горизонтальным переходом с нормальными морскими отложениями рязанского горизонта. Такого рода корреляция в значительной степени подтверждается и другими работами. Так, Андерсоном и Хьюгсом [Anderson, Hughes, 1964] средняя часть пурбекских слоев коррелируется с немецкой серпулитовой формацией и нижней частью немецкого вельда. Исследования Норриса [Norris, 1969] по миоспорам из Южной Англии и Нила [Neale, 1967] по остракодам типовых разрезов берриаса привели к результатам, подтверждающим точку зрения Кейси. Юрскую часть пурбекских слоев Кейси предлагает называть лалвортскими слоями, а меловую — дарлстонскими. В самой последней из опубликованных работ Кейси [Casey, 1973] идет дальше по пути корреляции волжских отложений и низов мела Англии с классическими толщами Европы (рис. 2.2) и выделяет пять аммонитовых зон в нижнем песчанике Спилсби Линкольншира и его норфолкских аналогах. Особый интерес представляет его предложение коррелировать зону *giganteus* портланда с низами нижнего песчаника Спилсби.

Поскольку термин «портландский ярус» не употребляется за пределами ограниченного района в Южной Англии и Северо-Западной Франции, а также потому, что слои, из которых он состоит, не достигают верхней границы юрской системы, мы с полным основанием можем от него отказаться, исходя из положения, что ярус должен прослеживаться на обширной территории. Дело осложняется еще и тем, что основание яруса, обычно принимаемое между зоной *Pavlovia* и зоной *Zaraiskites albanii* или же указываемое Кейси между зонами *Pectinatites* и *Pavlovia*, никак не связано с границами ярусов в других

Ярус		Йоркшир	Линкольншир	Норфолк	Дорсет	С-3 ФРГ	Польша	Ярус
Валаанжин	Подъярус	D 5-4 Глина Спитон (часть)	Слои Клаксби (часть)	Слои Лезиейт (часть)	Слои Хастингс (часть)		Морской валаанжин	Валаанжин (часть)
	Верхний		Верх. песчаник Спилсби	Минтлинские слои	Верх пурбек Дарлстонские слои		Морской "берриас"	берриас
Рязанский	Нижний	mD 8-6		Ранктонские слои	Сред пурбек Слои Синдер	Верх серпулит	Riasanites	
	Верхний		Ниж. песчаник Спилсби		Лалвертские слои	Ниж. Серпулит		
Волжский	Средний		Роксхэмские слои	Портландский камень	Мюндерский мергель		Солоноватоводный и солоноватоводно-морской	?
	Верхний						"Портланд"	Титон (часть)

Рис. 2.2. Корреляционная схема переходных слоев от юры к мелу в Англии, на северо-западе ФРГ и в Польше [Casey, 1973].

районах земного шара. В дальнейшем термин «портландский ярус» в нашей книге уже не встретится.

Корреляция между титонским и волжским ярусами Европы и их аналогами в Южной Англии неизбежно остается условной и ограниченной (табл. 2.8). Как уже отмечалось, *Gravesia*, и только этот род, обеспечивает хорошую увязку коррелируемых отложений. Верхняя часть кимериджской глины содержит достаточно элементов фауны, общих с ниже- и средневолжскими отложениями (последынные сборы *Pectinatites* и *Pavlovia*),

ТАБЛИЦА 2.8. УСЛОВНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ТИТОНСКОГО И ВОЛЖСКОГО ЯРУСОВ, ВЕРХНЕЙ КИМЕРИДЖСКОЙ ГЛИНЫ И ПОРТЛАНДСКИХ СЛОЕВ

Последовательность зон в Англии	Волжский ярус	Титонский ярус
<i>titan</i>	<i>nodiger</i>	<i>transitorius</i>
<i>gorei</i> ?	<i>subditus</i>	
<i>albani</i>	<i>fulgens</i>	
<i>rotunda</i>	<i>nikitini</i>	
<i>pallasioides</i>	<i>virgatus unu</i> ?	} <i>scruposus</i>
<i>pectinatus</i>	<i>panderi</i> ?	
<i>hudlestoni</i>	<i>pseudoscythicus</i>	<i>pencilatum</i>
<i>wheatleyensis</i>	<i>sokolovi</i>	<i>vimineus</i>
<i>scitulus</i> }	<i>klimovi</i>	<i>triplicatus</i>
<i>elegans</i> }		<i>lithographicum</i>

а находка *Epivirgatites* в зоне *albani* Дорсета делает возможной ее корреляцию с зоной *nikitini* бассейна Волги [Casey, 1967]. Цейс [Zeiss, 1968] обосновывает корреляцию между зонами *scruposus* (титонской) и *panderi* (волжской) тем, что вид *Zaraiskites zarajskensis* является общим для обеих зон, однако горизонт с *Zaraiskites* Англии коррелируется с зоной *nikitini* СССР. Какой бы схемы корреляции не придерживаться, ясно одно — зона *transitorius* верхнетитонского подъяруса отвечает большему отрезку времени, чем другие зоны, что делает желательным более дробное ее расчленение.

\* \*  
\*

Хотя считается, что корреляция и расчленение юрских толщ по аммонитам наиболее точны, эти ископаемые во многих разрезах или отсутствуют, или редко встречаются. Следовательно, необходимо для этих целей использовать результаты изучения других групп ископаемых.

В карбонатных толщах (в шлифах) небольшой мощности, сформировавшихся на территориях Южной Европы, Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока, наблюдаются бентосные фораминиферы, пригодные для выделения по ним более дробных единиц, чем нижняя, средняя и верхняя юра [Hottinger,

Верхняя	Пурбек	Титонский ярус	Волжский ярус	(135)
	Портланд			132 139
	Верхний Кимеридж Средний Нижний			125, 128, 136
	Оксфорд		136	
	Келловей		139	
	Средняя	Бат		163
Байос			170	
Нижняя	Тоар		179, 181	
	Плинсбах			
	Синемюр			
	Геттанг			
			(190-195)	194

Рис. 2.3. Абсолютные датировки юрских ярусов, млн. лет [Howarth, 1964].

1971]. В Южной Италии [Praturlon, 1966] с этой целью успешно использовались кодиаци и дазикладаци (водоросли). Целый ряд других микрофоссилий также служит весьма важным стратиграфическим индикатором как при изучении разрезов, так и при буровых работах. Многочисленные публикации с отличными изображениями ископаемых могут служить в этом смысле руководствами, например работа Кароцци [Carozzi, 1972], по Аквитании, Радоичича [Radoičić, 1966] по Югославии, Чита [Cita,

1965] по Северной Италии, Мисика [Misik, 1966] по Западным Карпатам, Дерина и Рейса [Derin, Reiss, 1966] по Израилю.

Род *Buchia* (двустворчатые моллюски) просто переполняет некоторые разрезы верхов юры и нижнего мела в западных районах Северной Америки \* и, как показали проведенные исследования [Jeletsky, 1966; Jones e. a., 1969], может использоваться для расчленения на зоны. Иноцерамиды могут служить для подразделения отложений средней юры в Советской Арктике.

Микро- и нанопланктон, кокколиты [Noël, 1965], неизвестковые акритархи и динофлагеллаты [Sarjeant, 1964], а также (в верхнетитонских пелагических известняках) кальпионеллиды [Remane, 1964] также пригодны для корреляции.

Для континентальных юрских толщ характерны находки спор и пыльцы [Souper, 1958], а при расчленении отложений Советского Союза индикаторами оказались некоторые двустворчатые моллюски [Martinson, 1964]; практикуется также выделение зон в пурбекских слоях по остракодам [Anderson, Hughes, 1964].

### РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАТИРОВКИ

В приложении к Геохронологической шкале фанерозоя, опубликованной Лондонским геологическим обществом, Хоуарт [Howarth, 1964] делает обзор радиометрических датировок юрского периода и приходит к выводу, что продолжительность периода 55—60 млн. лет (между 190—195 и 135 млн. лет назад; рис. 2.3). По более новым данным [Harland, 1971], основанным на определении абсолютного возраста послетриасовых интрузий на западе Северной Америки, нижний рубеж рассматриваемого периода должен быть, по-видимому, древнее, несколько превышая 200 млн. лет. Средняя продолжительность одной аммонитовой зоны, а всего их около 65, примерно 1 млн. лет.

---

\* Как и в СССР.— Прим. ред.

## ПЕСЧАНЫЕ, ГЛИНИСТЫЕ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

Несмотря на то что песчаные, глинистые и железистые отложения залегают совместно и тесно связаны между собой, удобнее рассмотреть их отдельно, прежде чем перейти к общим выводам, основанным на соотношении этих трех типов фаций. Сводка по песчаным отложениям затрудняется их небольшим объемом по отношению к глинистым образованиям и сравнительно слабой изученностью, поэтому в большей мере, чем по отношению к другим фациям, мы ограничиваем круг привлекаемых немногочисленных детальных исследований песчаных пород юры, чтобы избежать попыток преждевременных обобщений.

### ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

Изучение конкретных осадочных структур песчаников по странному стечению обстоятельств в развитии литологии было отложено в долгий ящик, уступив место методам, требующим большей интуиции: сперва анализу тяжелых минералов, а затем гранулометрическому, или статистике распределения зерен по размеру. Оба метода уже вышли из моды в значительной мере из-за разочарования, вызванного тем, что все явственнее становится их ограниченность в качестве критериев фациальной и стратиграфической корреляции. Тем не менее следует признать, что анализ тяжелых минералов часто дает правильную информацию о происхождении осадочных образований. Для этого необходимо введение поправок, связанных с селективным разрушением отдельных минералов при выветривании коренных пород и диагенетическими изменениями осадочного материала при формировании песчаников. Тяжелые минералы и обломки служат единственными вехами для поисков коренных источников в направлении, противоположном сносу. Это можно видеть на примере изучения юрских песчаников Северной Европы.

Босвелл [Boswell, 1924] много лет назад, будучи пионером подобных исследований, изучал на юго-западе Англии тоарские и ааленские пески, которые, судя по их переходу в глины в восточном и северо-восточном направлениях, образовались за счет источников сноса, расположенных западнее или юго-западнее

современных коренных выходов. Он считал, что обнаруженные им тяжелые минералы — гранат, кианит, ставролит, силлиманит, эпидот и сфен — привнесены из регионально метаморфизованных пород, выходы которых в настоящее время известны в Западной Великобритании. Таким образом, вопрос решился в пользу области сноса, находившейся на юго-западе. Вывод о существовании обширной области сноса, сложенной метаморфическими породами и сохранившейся в меловом периоде на месте современного Вестерн-Эпроучес, подтвердился в дальнейшем исследованиями нижнемеловых песчаников на юге Англии. Поскольку ряд тяжелых минералов из верхнекимериджских отложений и портландских слоев Южной Англии почти тождествен минералогической ассоциации тоарских песков, Неверсон [Neaverson, 1925] и Аллен [Allen, 1969] высказали предположение, что на западе существовали метаморфические породы, служившие источником сноса для некоторых подразделений разреза вельдских песков Южной Англии.

Усложняющее картину влияние диагенеза отражено в работе Смитсона [Smithson, 1942] по среднеюрским песчаникам на северо-востоке Англии (Кливленд-Хилс, Восточный Йоркшир). Согласно этому автору, возможны значительные горизонтальные изменения в составе ассоциации тяжелых минералов на данном уровне. Как правило, наибольшее разубоживание тяжелой фракции происходит на северо-востоке исследованного им района, если не считать таких аутигенных минералов, как брукит. Это явление Смитсон объясняет диагенетическим растворением, имевшим место много времени спустя после отложения осадков.

По данным гранулометрического анализа устойчивых минералов можно было предположить существование как Пеннинского материка на западе, так и узкой Североморской суши на востоке, тогда как северо-восточная часть Йоркшира могла играть роль промежуточной области дельт и болот, литологическое изучение отложений которых впервые было проведено Блэком [Black, 1929]. Комплексный материал по гранулометрии, направлению палеотечений и составу морских отложений наводит на мысль об источниках сноса на север-северо-запад — вывод, к которому тяготеют и данные анализа тяжелых минералов, указывающие на орогенический пояс Каледонских гор Шотландии как на наиболее вероятный источник накопления целого ряда метаморфических минералов. Доводы Смитсона в пользу Пеннинской и Североморской суши, имеющих местное значение, не представляются убедительными, и его недостаточно обоснованные обобщения могут служить примером, предостерегающим от слишком смелых региональных экстраполяций при наличии пространственно весьма разобценных коренных обнажений.

С годами становится все очевиднее, что данные только о присутствии или отсутствии нескольких видов тяжелых минералов почти всегда недостаточны. Их относительное содержание имеет

несравненно большее значение хотя наличию того или иного минерала в заметном количестве и следует, подчеркиваем, искать определенную причину, относя его отсутствие за счет самых различных факторов. Смитсон первым пошел по этому пути, а Хадсон [Hudson, 1964], детально изучавший петрологию песчаников батской Главной эстуариевой серии в Западной Шотландии, убедился в целесообразности применения нестатистических количественных методов. Именно поэтому он ограничивался рассмотрением лишь главных изменений состава тяжелой фракции.

Проанализировав связь осадков с источниками сноса, Хадсон обратил внимание на некоторые факторы и рассмотрел их соотношение. Например, он обнаружил почти исключительную приуроченность кианита и сфена к слоям сцементированных осадков, что свидетельствует о дифференцированном выносе этих минералов в процессе диагенеза. Случаи почти полного отсутствия роговой обманки объясняются им развитием выветривания в областях сноса. Хадсон отмечал и гранулометрическую специализацию: турмалин обычно накапливается в более грубозернистых отложениях, а циркон — в более мелкозернистых.

Им же были установлены две области сноса для осадочных образований Гебридских островов (рис. 3.1). Многочисленные зерна свежего граната, а также ставролит явно привнесены из мойнского и далрэдского комплексов докембрия из внутренних районов Шотландии, о чем свидетельствует также присутствие гальки кристаллических сланцев мойнского типа. Торридонские осадочные отложения позднедокембрийского возраста являются, по-видимому, коренным источником окатанных зерен циркона, рутила и рудных минералов. Галька кремнистых сланцев происходит, по всей вероятности, из кембрийско-ордовикских карбонатных толщ Дернесса. Четко выраженный минералогический комплекс северо-западной части о. Скай характеризуется обилием эпидота в ассоциации с гранатом, апатитом и сфеном. Их коренным источником считаются ортогнейсы основного состава, принадлежащие к льюизианскому комплексу фундамента.

Анализ тяжелых минералов составляет главную часть работы Ларсена [Larsen, 1966] по рэтским — нижнемеловым терригенным отложениям района Датского пролива, детально охарактеризованным только по материалам бурения. Ларсен расходится во мнениях с Хадсоном по ряду вопросов, касающихся факторов, используемых для реконструкции палеофациальных обстановок. Он считает, что циркон накапливается в грубообломочных отложениях, тогда как турмалином обогащены породы, сложенные более мелкозернистым материалом. И еще довольно неожиданный вывод: ни выветривание в области сноса, ни диагенез осадков почти не влияют на встречаемость роговой обманки. Дифференцированный вынос некоторых минеральных

видов, по мнению Ларсена, не является фактором минералогической специализации.

На севере изученного им района Ларсен выделяет часть минералогической провинции, богатой эпидотом с сопровождаю-

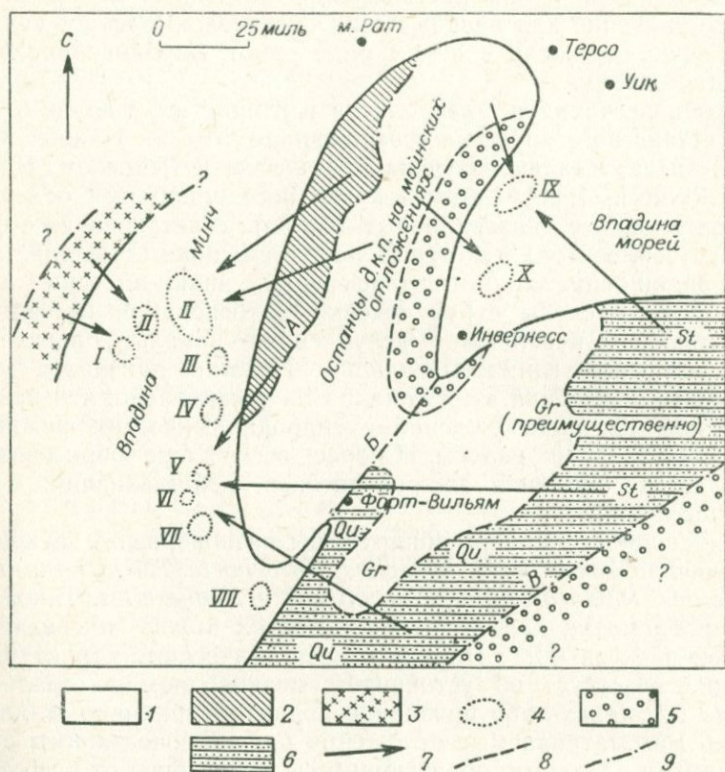


Рис. 3.1. Условная палеогеографическая реконструкция Северной Шотландии в батском веке [Hudson, 1964].

1—6 — отложения (1 — мойские, 2 — торридонские и кембрийские, 3 — льюизианского комплекса, 4 — среднеюрские, современные выходы, 5 — древнего красного песчаника, д. к. п., 6 — далрэдского комплекса); 7 — главные направления сноса; 8 — геологические границы; 9 — главные разломы (А — Мойнский, В — Грейт-Глен, В — бортовой разлом Хайленд). Современные выходы юры: I — Западный Скай; II — Северный Скай; III — Расей; IV — Стратхерд; V — Эйр; VI — Мак; VII — Арднамерген; VIII — Малл; IX — Броура; X — Кромарти. Qu — кварциты; Gr — граниты; St — ставролитовые сланцы.

щими его кианитом и ставролитом, что указывает на древний метаморфический комплекс Фенноскандии как на возможный источник сноса. Выделенные в разрезе рэт-нижнеюрские отложения богаты гранатами и полевыми шпатами, что связывается исследователем непосредственно с метаморфическими породами, но область их сноса, по-видимому, располагалась южнее области сноса пород с эпидотовой ассоциацией минералов. По его

мнению, некоторые минералы явно происходят из древних осадочных пород, обнажающихся на возвышенности Рингкёбинг—Фюн, которая обрамляет Датский пролив с южной стороны.

Современные представления о генезисе песчаников базируются в основном на рассмотрении осадочных структур. Их важное значение для расшифровки обстановок юрского осадконакопления отражено в целом ряде работ, опубликованных за последнее время.

Толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев в разрезе геттангского яруса на северо-западе ФРГ (в Нижней Саксонии) была детально изучена Генцшелем и Рейнеком [Häntzschel, Reineck, 1968]. Среди текстур песчаников ими отмечены горизонтальная и линзовидная слоистость, сочетающаяся с флазерной (свилеватой) текстурой пород смешанных фаций, волновые знаки осцилляции и интерференции, знаки впресса \* и валикообразные следы струй течения. В основании песчаников наблюдаются небольшие углубления — каналы, врезанные в подстилающие глинистые сланцы. Никаких признаков горизонтальных смещений этих каналов не установлено, что исключает связь их происхождения с гидродинамическим режимом приливо-отливной полосы. Скорее всего, они образовались в результате врезания микроводотоков, действовавших очень короткое время.

В подошве песчаников обнаружены разнообразные фукоиды, в том числе *Chondrites*, *Asteriacites*, *Gyrochorte*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Gurvolithus* и *Neonereites*. Такой состав проблематик характерен для многих ниже- и среднеюрских комплексов ФРГ. Наряду с неорганическими структурами он свидетельствует об устойчивом мелководном литоральном режиме без каких-либо признаков поднятий приливо-отливной полосы. Рассматриваемые отложения близко сопоставимы с современными осадками, образующимися на глубине от 6 до 40 м в Немецком заливе Северного моря. Тонкое переслаивание песчаников, по-видимому, результат переноса песчаного материала периодическими штормами в несколько более глубокие и спокойные воды [Reineck, Singh, 1971].

Аналогичным образом слабые следы или даже полное отсутствие проявлений деятельности приливов были зафиксированы Ноксом [Кпox, 1973] при детальном изучении байосской формации Эллер-Бек, сложенной тонким переслаиванием морских отложений, в разрезе дельтовых образований Йоркшира, представленных железистыми оолитами, а выше по разрезу все более грубозернистой серией глинистых сланцев и песчаников.

---

\* Буквально «шевронные знаки» — термин, не употребляемый советскими литологами. Имеются в виду аккумулятивные формы, генетически связанные с изменением гидродинамики приливно-отливного течения при встрече им какого-либо препятствия на морском дне.— *Прим. пер.*

Изменения характера этих отложений указывают на незначительное влияние их географического положения на режим осадконакопления, которое происходило, вероятно, в исключительно мелких водах, но без признаков приливного каналообразования. Отложения такого типа довольно широко распространены на севере Европы.

В отличие от цитированных работ Селвуд [Sellwood, 1972a] ссылается на одно явление, которое он рассматривает как убедительное доказательство осадконакопления в приливно-отливной полосе в синемюрском веке на о. Борнхольм в Балтийском море. Он выделяет регрессивные фации, в известной мере являющиеся аналогами отложений зал. Уош в Восточной Англии, где наблюдаются перерывы, связанные с поднятиями и эрозией.

В основании залегает песчаный горизонт с планарной, косо-слоисто-плитчатой и перистой косо-слоистой слоистостью, срезаемой сверху глинистыми слоями. Этот горизонт отвечает условиям мелководной литорали; пульсирующие приливные течения прерывались фазами застоя, когда создавалась обстановка, благоприятная для заиливания, и формировались глинистые прослои. Выше по разрезу следуют сперва серия более песчаных, нежели глинистых, слоев, рассматриваемых как образования нижней части приливно-отливной полосы, а затем глинистые отложения с песчаными линзами с волнистой и флазерной слоистостью, интерпретируемые как образования верхней части приливно-отливной зоны. Разрез венчается углями, свидетельствующими о поднятии района. Среди отложений предполагаемой приливно-отливной зоны имеется ряд волноприбойных каналов, заполненных песчаным материалом, а также горизонтально-слоистые пласты песков, происхождение которых, вероятно, связано с прибоем во время ураганов.

Другая попытка увязать литологические и структурные особенности песчаных отложений с палеофациальными обстановками была предпринята Девисом [Davies, 1969] для тоарских песков Юго-Западной Англии (рис. 3.2). В них прослеживаются существенные фациальные изменения в пределах отдельных стратиграфических подразделений (рис. 3.3), которыми обычно служат аммонитовые подзоны. Алевролиты с признаками сильной биотурбации (перемешивания осадков организмами.— *Прим. пер.*) на юге района отнесены к отложениям предбаровой зоны; мелкозернистые тонкоплитчатые намывные песчаники, расположенные севернее, рассматриваются как баровые, прорезанные предположительно волноприбойным каналом с биоспаритами. Еще севернее залегают алевролиты, претерпевшие еще большую биотурбацию; они отвечают забаровой зоне. Только у биоспаритов Хэм-Хилл-Стоун, линзовидной пачки мощностью до 25 м, наблюдается косая слоистость, грубая по рисунку, которая становится тоньше вверх по разрезу и переходит в мелкие

знаки ряби. Согласно Девису, эта пачка выполняет волноприбойный канал, врезанный в пески бара.

Что же касается происхождения песков, то вполне вероятно принос слагающего их материала с юго-запада, о чем уже говорилось в этой главе. Девис указывает на возможность их длительной транспортировки вдоль самого берега из района, расположенного на западе. Между тем по замерам косой слоистости преобладающим направлением палеотечений было юго-западное — открытие, которое трудно было предвидеть.

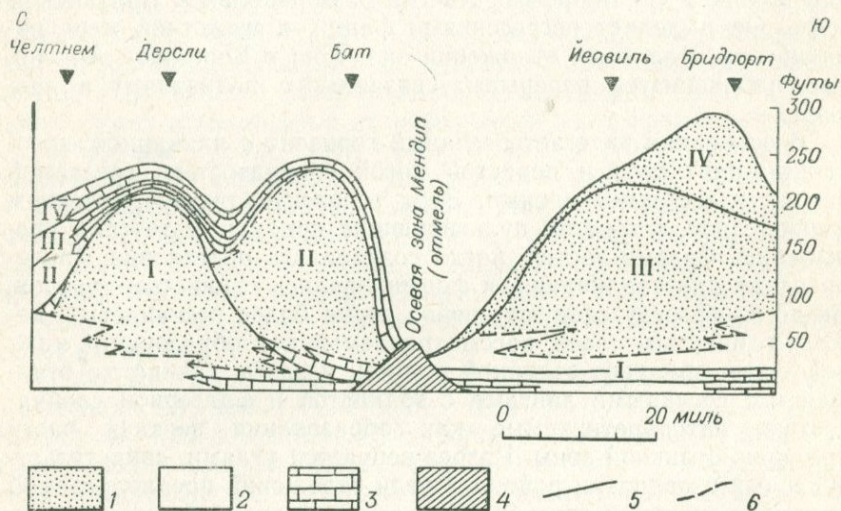


Рис. 3.2. Поперечный разрез тоарских отложений Юго-Западной Англии [Davies, 1969].

*Пески:* I — котсуолдские; II — мидфордские; III — йеовильские; IV — бридпортские. 1 — ортокварцитовые песчаники и грубозернистые алевролиты; 2 — более тонкозернистые алевролиты и аргиллиты; 3 — известняки; 4 — доюрские отложения, собранные в складки; 5 — разбитые сбросами; 5-6 — границы (5 — стратиграфические, 6 — фаций).

Имел ли Девис достаточно данных для создания своей смелой модели седиментогенеза, остается неясным. Изученные им обнажения являются лишь узкими выходами коренных пород, прослеживающимися, грубо говоря, с севера на юг — в направлении главных фациальных изменений. Кроме того, удивительно, почему в отложениях бара не проявляется грубая косая слоистость и почему в составе еще очень слабо изученных отложений Хэм-Хилл-Стоун из Сомерсета больше ракушечного детрита, чем песчаных обломков.

В другой статье Девис [Davies, 1967] рассматривает природу правильного тонкого чередования известковистых песчаников и рыхлых песков. Такое чередование, характерное для отложений, о которых идет речь, прекрасно прослеживается в берего-

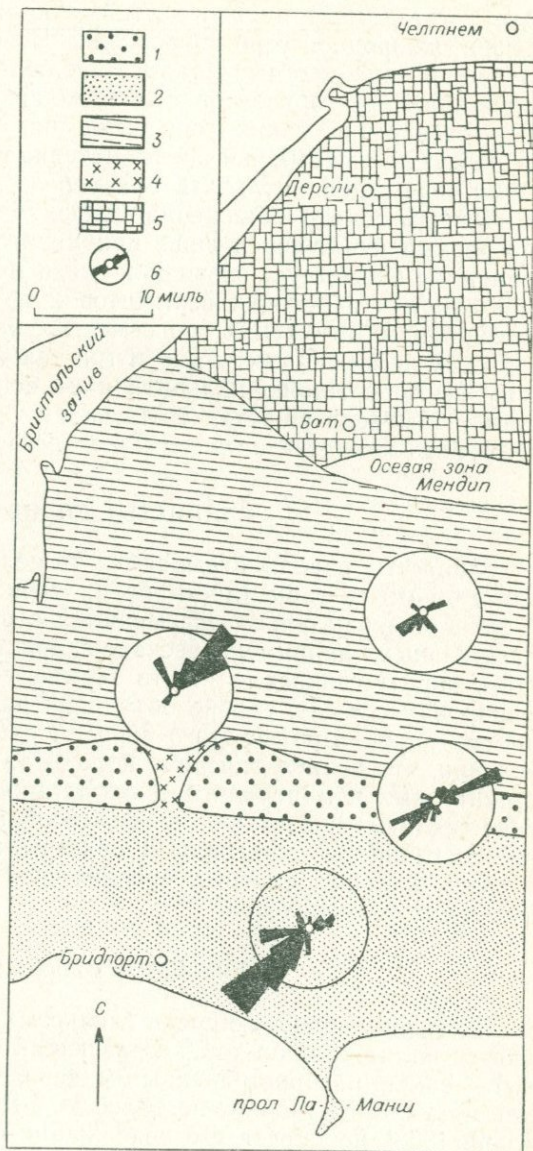


Рис. 3.3. Пространственное размещение обстановок осадконакопления и направления рассеяния отложений в позднетюрское время (подзона *D. moorei*) [Davies, 1969].

1 — баровые песчаники; 2 — предбаровые алевролиты; 3 — забаровые алевролиты; 4 — брахиоподы приливного канала; 5 — карбонаты; 6 — роза палеотечений (радиус круга 30°).

вых обрывах Бридпорта в Дорсете. Девис отдает предпочтение гипотезе первичного различия в характере осадконакопления в связи с диагенетической миграцией кальцита, а не в результате постседиментационного выделения кальцита из первоначально однородной серии отложений. По его мнению, последнее предположение не объясняет трех наблюдаемых фактов: 1) связи известковистых горизонтов с палеоконфигурацией дна; 2) случаев раздвоения таких горизонтов на самостоятельные слои, разделенные рыхлым песчаным материалом, и 3) резкого изменения содержания кальцита при переходе от слоя к слою.

Личный осмотр обнажений привел автора к выводу о том, что первый пункт верен лишь приблизительно, так как, вообще говоря, не существует очевидной связи между чередованием известковистых и рыхлых псаммитов и признаками очистки или биотурбации отложений, повсеместно наблюдаемыми в бридпортских песках. Пункты два и три также не убедительны. Почему бы содержанию кальцита и не испытывать резких изменений? Мы ведь еще так мало знаем о механизме выделения первичных примесей в процессе позднего диагенеза.

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы называются то пелитами, то аргиллитами или глинами в зависимости от их слоистости и пластичности, а более содержательно описываются с помощью сложных прилагательных, например: песчано-глинистые, известково-глинистые, пирито-глинистые. Часто термин «пелиты» употребляется в широком смысле, удобно объединяя разнообразные типы глинистых пород. Против этого вряд ли найдутся возражения при условии, что полное описание породы также дается с помощью структурных и минералогических терминов. Рассматривать юрские «пелиты» представляется целесообразным в следующем порядке: глинистые минералы и обломочные минеральные зерна, а затем кальцит, сидерит, органическое вещество и заключенные в них окаменелости.

### Глинистые минералы

По своему значению среди глинистых минералов резко выделяется иллит, обычно характеризующий породу в целом. Каолинит — самый распространенный минерал подчиненного значения, как правило, составляет не более 5—10% породы [Hallam, Sellwood, 1968], но иногда его содержание превышает 60%, например в неморских фациях низов юры на северо-востоке Шотландии [Sellwood, 1972b]. Отношение иллита к каолиниту — практически важный параметр седиментогенеза. Самое низкое его значение наблюдается в материково-дельтовых фациях, промежуточное — в прибрежных морских условиях, благоприятных для

значительного смешивания илов и песков ввиду близости речных дельт, и самое высокое — на шельфах, где в глинах меньше обломочного кварца и больше кальцита [Hallam, 1967b; Sellwood, 1972b]. В эту схему хорошо укладываются и данные по современным морским глинам, для которых характерно накопление каолинита в прибрежных условиях низких широт [Griffin e. a., 1968].

Из других глинистых минералов практически отсутствует хлорит, а смешаннослойный иллит-монтмориллонит встречается обычно в количествах, не превышающих следы. Особый интерес представляет местное накопление чистого монтмориллонита на юге Англии.

Уже довольно долгое время в Южной Англии ведется промышленная добыча пород, известных под названием «фуллерова земля» и первоначально использовавшихся в сукновальном деле, а затем для различных промышленных целей в зависимости от химических и физических особенностей преобладающего глинистого минерала — монтмориллонита. В мезозойских толщах Англии имеются две такие залежи, каждая мощностью 1—2 м. Одна из них аптского возраста, и поэтому ее описание выходит за рамки нашей работы; возраст другой залежи, находящейся в Сомерсете, батский. Обе состоят из чистого или почти чистого монтмориллонита с небольшим количеством аутигенных полевых шпатов, цеолитов и кристобалит-тридимита, а также редкого обломочного биотита [Hallam, Sellwood, 1968]. В некоторых оксфордских отложениях Южной Англии также был обнаружен монтмориллонит в ассоциации с перечисленными минералами [Brown e. a., 1969]. Известен монтмориллонит и из верхнеоксфордских глин Дорсета [Brookfield, 1973a].

Образование таких залежей требует специального объяснения, которое мы видим в их подлинной бентонитовой природе, т. е. в том, что они образовались в результате химического разложения вулканического пепла, попавшего в морскую воду в результате извержения [Hallam, Sellwood, 1968]. Самым прямым доказательством такой интерпретации было бы присутствие «рогулек» стекла, но подобных обломков не удалось достоверно обнаружить, несмотря на долгий срок горных работ. Однако их отсутствие нельзя считать решающим критерием, поскольку геологическое время обычно стирает следы подобных текстур в тонкозернистых пепловых отложениях, и их действительно не оказалось в классических меловых бентонитах Вайоминга, хотя они и служили предметом усиленных поисков. Во всех же остальных аспектах рассматриваемые залежи близко напоминают классические бентониты. Если бы монтмориллонит образовался в почвенном слое на суше, трудно было бы понять, почему скопления этого минерала не были существенно разубожены иллитом и каолинитом при транспортировке осадков в море. Надуманная невулканогенная гипотеза Брауна с соавторами [Brown e. a.,

1969] совершенно неприемлема с нашей точки зрения, обоснованной в отклике на их статью [Hallam, Sellwood, 1970].

Сведения, касающиеся географического положения вулканов, пока весьма ограничены, но недавно в печати появилось сообщение о вероятном развитии значительного мелового вулканизма на сравнительно небольшом расстоянии от Южной Англии [Cowperthwaite e. a., 1972]. Материал по юре дают разведочные работы на нефть в Северном море, установившие в отдельных местах присутствие мощных базальтовых толщ батского (?) возраста, явно приуроченных к начальной фазе растяжения земной коры в пределах Североморского грабена. Таким образом, Северное море представляется наиболее вероятным источником батской фуллеровой земли и более редкого монтмориллонита в нижнеоксфордских отложениях, которые во время морской трансгрессии могли подвергнуться переработке.

### Обломочные кварц и полевые шпаты

В алевроитовой фракции (от тонкой до грубой) всех юрских пелитов встречаются угловатые обломки названных минералов, но в очень малых количествах, составляющих значительно менее 2 об. %, в разновидностях нормального сложения. Вблизи палеоделта, что характерно для большей части европейской юры севернее 53° с. ш., количество зерен кварца и в меньшей степени полевого шпата возрастает настолько, что порода приобретает грубое сложение: в шлифах размер зерен приближается к мелкой песчаной фракции. Количество чешуек мусковита тоже сильно варьирует, поднимаясь в юрских отложениях Гебридских островов до резкого пика, вероятно связанного с эрозией мойнских кристаллических сланцев во внутренних районах Шотландии.

### Кальцит и сидерит

Там, где содержание кальцита в глинистых породах превышает 25—30 %, как это часто наблюдается в толщах, содержащих пласты известняков, «пелиты» приобретают раковистый излом и повышенную твердость, позволяющие описывать их как мергели. В случае же обычных «пелитов» валовое содержание кальцита не превышает 10 %, но при этом кальцит, как правило, концентрируется в слоях, состоящих из эллипсоидальных желваков или конкреций, иногда септарий, в которых кальцита содержится более 80 %. Природа их явно диагенетическая, и мы в дальнейшем изложении не будем их касаться, но все же следует отметить, что вопрос об условиях, определяющих образование горизонтов конкреций дифференцированным характером первичного седиментогенеза, до сих пор не нашел окончательного решения.

Аналогичным образом формируются и конкреции сидерита. Присутствие последнего четко коррелируется с иловым и песчаным детритом. Эта связь изучалась количественно на материале карбонатных конкреций, взятых послойно из аммонитовых зон нижнеюрской толщи побережья Йоркшира [Hallam, 1967a]. В каждой конкреции отношение кальцита к сидериту

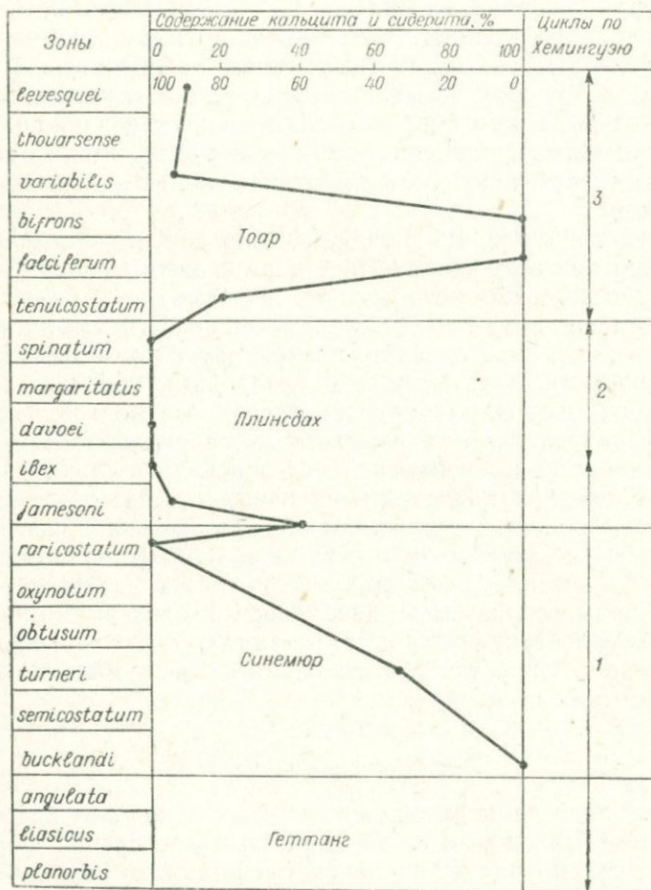


Рис. 3.4. Изменение состава сидерит- и кальцитсодержащих конкреций по зонам нижней юры Йоркшира [Hallam, 1967a].

определялось рентгенометрически. Применение в качестве красителей феррицианида калия и ализаринового красного S показало, что в породах, содержащих оба минерала, сидерит кристаллизовался первым в виде мелких микритовых выделений около 0,5 мм в диаметре. Вслед за тем, но до истощения мест-

ного источника растворенного железа, матрица цементировалась феррокальцитовым микроспаритом.

На рис. 3.4 показаны резкие изменения относительного содержания кальцита и сидерита вверх по разрезу нижнеюрской толщи. В целом эти изменения коррелируются с переходами от пелитов нормального сложения к алевропелитам и пело-алевритам, а затем в обратном порядке, что наблюдается, например, в некоторых главных осадочных циклах, выделенных Хемингуэем [Hemingway, 1951]. Описываемое явление связано, по-видимому, с продвижением вперед и отступанием палеоделты, находившейся на небольшом расстоянии от области осадконакопления [Hallam, 1966]. Таким образом, относительное содержание кальцита и сидерита в раннедиагенетических конкрециях оказалось довольно чувствительным индикатором изменения фациальных обстановок.

Селвуд [Sellwood, 1971] задался вопросом, почему конкреции в нижнеюрских отложениях Йоркшира сложены сидеритом, а не пиритом, осаждение которого более вероятно [Curtis, Spiars, 1968]. Согласно его гипотезе, железо приносится в область осадконакопления в виде окислов, пигментирующих чешуйки глинистых минералов, а затем уже в анаэробных условиях мобилизуется среди вещества тонкозернистых осадков. В закисной форме оно мигрирует к поверхности соприкосновения осадка с водой, тогда как окисные ионы осаждаются в слоях с сильной биотурбацией, фауна которых указывает на окислительные условия. Возобновившееся осадконакопление вновь создает восстановительные условия и приводит к повторной мобилизации закисного железа. В этом процессе не могут участвовать сульфидные ионы, образуемые анаэробными бактериями, так как свободному доступу сульфатов из морской воды препятствует нарастающая глинистая покрывка. Вот в чем причина осаждения сидерита, а не пирита.

### Органическое вещество

В большинстве пелитов органическое вещество содержится лишь в незначительных количествах и в дисперсной форме, но два типа рассматриваемых пород представляют исключение из этого правила. Во-первых, в континентальных фациях с угольными пластами, например в среднеюрской толще Йоркшира, некоторые пелиты богаты углистым веществом и макроскопическими обрывками растений. Кроме того, пропластки углисто-глинистых пород с обрывками древесины, усеянные *Chondrites* и циклически чередующиеся со слабоокрашенными пелитами, выявлены Р. М. Сайксом в келловейских и нижнеоксфордских отложениях северной части о. Скай. Скорее всего, это продукт периодических массовых поступлений материала с примыкающей суши.

Ко второму типу относятся морские пелиты, которые можно рассматривать как битуминозные глинистые сланцы. В обнажениях, подвергшихся сильному выветриванию, вафельно-тонкая слоистость делается еще листоватее, почему им и присвоено название бумажных сланцев. Природа этой группы пород и значение их для расшифровки фациальных обстановок представляют особый интерес, и на них надо сосредоточить наше внимание.

При исследовании этой разновидности пелитов под микроскопом обнаружены тесно примыкающие друг к другу битуминозные пластинки с глинисто-органическими парными ритмами, средняя мощность которых около 20—30 мкм. Главная масса битуминозного вещества представлена микроскопически бесструктурным керогеном, красновато- или желтовато-коричневой окраски, частично прозрачным в тонких шлифах. Встречаются также небольшие количества распознаваемого растительного детрита вместе со спорами, пылью и микропланктоном [Wall, 1965]. Общее содержание органического вещества в редких случаях достигает 15, обычно не превышая 7% [Bitterli, 1963a]. Обычен, как правило, диагенетический пирит в виде микроскопических кристаллов кубического габитуса или фрамбоидов. Наряду с обычными глинистыми минералами и обломочным кварцем присутствует микрокристаллический кальцит, содержание которого обычно составляет несколько процентов, возрастая до 80% и более в обособленных известковых конкрециях. При помощи сканирующего электронного микроскопа выявлено присутствие кокколитов в нижнеюрских посидониевых сланцах из южных районов ФРГ [Müller, Blaschke, 1969]. Остатки бентосных организмов редки или отсутствуют и представлены мелкими формами с тонкими раковинами.

Рассматриваемые отложения, хотя и менее обычные, чем другие типы пелитов, широко распространены как географически, так и стратиграфически. В геттангских толщах на территориях Англии и ФРГ эти отложения встречаются в виде тонких прослоек, а в нижний синемюр они переходят, например, в Юго-Западной Англии [Hallam, 1960]. Ими представлены мощные толщи плинсбаха (зоны *davoei* и *margaritatus*) в восточной части Кантабрийских гор на севере Испании [Dahm, 1966], а также в западных районах Центральной Португалии [Hallam, 1971c]. Горизонт битуминозных глинистых сланцев в тоаре (в основном в зоне *falciferum*) особенно широко прослеживается географически и наблюдается повсеместно от Центральной и Южной Англии до Южной Франции (департамент Аверон) и ФРГ. Выше по разрезу юры в Южной Англии мощные выходы этих сланцев отмечены в среднем и верхнем келловее (нижняя оксфордская глина), а также в кимеридже. Однако не везде, по имеющимся наблюдениям, эти породы рассланцованы в одинаковой степени. Так, в нижней оксфордской глине Южной Англии пелиты рассланцованы нетипично и содержат обильные остатки

бентосной фауны. Коррелирующиеся с ними слои с о. Скай, напротив, тонко расчленены и почти лишены бентоса.

Широко распространенный бутиминозный горизонт нижнего тоара включает как знаменитые посидониевые сланцы земли Баден-Вюртемберг (ФРГ), так и гагатовую породу (Jet Rock) Йоркшира (Англия). Посидониевые сланцы получили свое название в связи с обилием в отдельных горизонтах двустворчатых моллюсков *Bositra* (= *Posidonia* auct.), которым обычно приписывается планктонный образ жизни (например, [Jefferies, Minton, 1965]). Аналогичным образом многочисленные *Inoceramus*, встречающиеся в посидониевых сланцах и гагатовой породе, попадали после своей смерти на морское дно, а зрелую жизнь проводили на поверхности, прикрепляясь биссусными нитями к плавучей древесине (плавнику) или водорослям. Это подтверждается находками плавника вместе с *Inoceramus* [Hauff, 1953]. В работе Гауфа имеются также великолепные изображения морских лилий (криноидей) из посидониевых сланцев Хольцмадена, причем ясно видно, что при жизни криноидеи прикреплялись к плавнику. Зейлахером с соавторами [Seilacher e. a., 1968] детально реконструируется функциональная морфология псевдопланктонного рода *Seirocrinus*.

В то время как бентосная фауна либо отсутствует, либо представлена крайне скудно, нектонные позвоночные, например ихтиозавры и рыбы, сохранились прекрасно, вплоть до отдельных деталей скелета, часто покрытого углистой пленкой, воспроизводящей конфигурацию кожных покровов. Исключительно четкие изображения этих и других хорошо сохранившихся остатков организмов, например крокодилов и ракообразных из отложений Хольцмадена, также можно найти у Гауфа [Hauff, 1953]. Ископаемые столь полной сохранности, вероятно, могли быть обнаружены не только в посидониевых сланцах. Они являются объектами многолетних детальных горных работ. Стратиграфический термин «слои с насекомыми и рыбами» для одновозрастных отложений внутренних районов Англии показателен в этом смысле. Многие ценнейшие находки остатков позвоночных из нижней юры Лайм-Реджис — другого прославленного местонахождения — приурочены к синемюрским битуминозным фациям.

Посидониевые сланцы Швабии также содержат ряд горизонтов известняковых конкреций позднемезозойского происхождения в виде выдержанных пластов или мелких эллипсоидальных стяжений; их природа детально рассматривается Эйзеле и Мозебахом [Einsele, Mosebach, 1955]. Конкрекции характерны и для гагатовой природы Йоркшира. Некоторые из них эллипсоидальной (до сферической) формы и имеют пиритовую оболочку, другие представлены огромными эллипсоидами («китовые камни») с признаками многоэтапности образования сегрегаций кальцита. Третья категория — так называемые «псевдопозвоночные» — особенно замечательна и содержит как серый,

так и бурый микритовый кальцит, в котором проявляются коллоидальная полосчатость, псевдобрекчирование и физическое разрушение пластинок [Hallam, 1962].

Гагатовая порода детально описана Хемингуэем [Heminyuay, 1958, 1974] и Хэллемом [Hallam, 1967c], а Гэд с соавторами [Gad et al., 1969] рассматривают ее в геохимическом аспекте, равно как и другие пелиты из тоарской толщи Йоркшира. Термином «гагат» называют блестящий черный лигнитовый материал. Он образуется в результате изменения дисперсных обрывков плавника при проникновении в него (с частичным замещением древесных клеток) высокореактивных коллоидных или жидких органических соединений — продукта распада органического вещества в соседних пелитах или на других участках плавника. Сказанное относится не только к гагатовой породе Йоркшира, но широко распространено на сланцеватые глинистые отложения других типов, часто в значительной степени обогащенные германом и ванадием, которые избирательно сорбировались коллоидальным органическим веществом во время или сразу же после отложения осадка [Hallam, Payne, 1958]. Плавник сохраняет свой первоначальный облик в более известковых отложениях благодаря раннедиагенетической кристаллизации кальцита внутри клеток растений. Древесные лигнитовые обрывки обычно крупнее гагатовых, что свидетельствует о сжатии последних по сравнению с их первичным состоянием.

Условия отложения таких рассланцованных битуминозных пелитов, как посидониевые сланцы, обсуждались неоднократно (например, [Bitterli, 1963b]), и по одному вопросу достигнуто полное согласие: придонные воды явно были застойными, т. е. анаэробными. Этим легко объясняются отсутствие зарывающегося бентоса, который разрушал бы пластинки, присутствие большого количества пирита, отсутствие следов окислительного распада органического вещества и отличная сохранность ископаемых позвоночных, не подвергшихся нападению хищников. Следует, однако, сделать несколько качественно-критических замечаний по этому поводу. Присутствие пирита свидетельствует, конечно, об анаэробных условиях, возникающих в результате деятельности сульфатовосстанавливающих бактерий, но такого рода условия обычно имеют место во многих мелководных отложениях, сформировавшихся в кислородсодержащих водах. Поскольку пирит образуется в процессе диагенеза из моносльфидного гидротроилита, его выделение непосредственно не определяется условиями придонных вод.

Присутствие пластинок органического вещества — значительно более надежный критерий недостатка кислорода в придонной обстановке. Но даже и здесь следует сделать некоторые предостережения, имея в виду результаты исследований возможных современных аналогов. Во впадине Санта-Барбара у берегов Южной Калифорнии Хюльзман и Эмери [Hülsemann,

Emery, 1961], а в Калифорнийском заливе Калверт [Calvert, 1964] изучали пластинки органического вещества, отложившиеся в придонных водах с небольшим содержанием свободного кислорода. Его достаточно для поддержания жизни мягкотелых организмов на поверхности донных отложений, но вряд ли хватило бы для зарывающихся в грунт обитателей дна, которые разрушают органические пластинки (см. также [Rhoads, Morse, 1971]). Такого рода наблюдения проливают свет на бедность гагатых пород [Hallam, 1967c] и сопоставимых с ними отложений двустворчатыми, принадлежащими к явно бентосной эпи-фауне. По всей вероятности, содержание кислорода в придонных водах временами колебалось от незначительного до нулевого. В моменты, когда свободный кислород в небольших количествах все же присутствовал, формировались, по-видимому, горизонты, испещренные следами зарывания, например водорослевые сланцы земли Баден-Вюртемберг, содержащие *Chondrites*.

С учетом природы парных ритмов глинистого материала и органического вещества можно идти по пути дальнейших аналогий с современными осадками, например на отдельных участках дна Черного, Адриатического морей и Клайдского залива, наводящих на мысль, что ритмы были годичными (отсюда их ленточный характер), причем слои, обогащенные органическим веществом, отвечают расцвету фитопланктона поздней весной или в начале лета [Hallam, 1960, 1967c]. Скорость накопления уплотненных пелитов по имеющимся данным 0,3 мм/год.

Более общие вопросы, касающиеся глубины и региональных палеогеографических факторов формирования этих интересных отложений, трактуются менее определенно, и мы коснемся их в самом конце главы.

### Окаменелости

Поскольку окаменелости являются важным элементом в составе глинистых фаций, следует сказать несколько слов об их сохранности. Известковые остатки, например брахиопод, криноидей, а также остреид и пектинид (двустворчатые), обычно хорошо сохраняются в своем первичном состоянии. Арагонитовые раковины сохраняются хуже, но отнюдь не редки, встречаются в виде перламутрового или мягкого мелкозернистого вещества, которое по данным рентгеноструктурного анализа состоит из арагонита, чистого либо слегка измененного в кальцит. Степень перехода в кальцит не коррелируется с распадом структуры перламутровых раковин. Аммониты и другие моллюски такой формы сохранности, часто встречающиеся в оксфордских и кимериджских глинах Англии, известны и в более древних породах, в низах юры. Однако многие первично арагонитовые раковины, например глубоко зарывающиеся в грунт моллюски *Pholadomya* и *Pleuromya*, сохраняются только в виде ядер. В юр-

ских же песчаниках и известняках арагонит, напротив, сохраняется очень редко, растворяясь почти целиком и оставляя полости, которые в ряде случаев заполняются вторичным кальцитом.

Сохранность в виде пиритовых ядер — также обычное явление, наблюдаемое в тех случаях, когда не успевшие заполниться осадочным материалом внутренние полости служат местом кристаллизации пирита в условиях раннего диагенеза. Различные типы пиритизации ископаемых в оксфордской глине Букингемшира детально рассматриваются Хадсоном и Пальфрейменом [Hudson, Palfreeman, 1969], показавшими, например, как ядра аммонитов избирательно сохраняются в пелитах, тогда как жилая камера и внешняя часть фрагмакона замещаются кальцитом только в известняках. Без надлежащего учета такой дифференцированной сохранности значительное различие в размерах аммонитов из этих двух типов пород может быть истолковано ошибочно. Следует также отметить, что местами в нижней оксфордской глине пирит активно замещает арагонит, а не только заполняет полости. До сих пор еще совершенно не ясно, почему в некоторых горизонтах, например в зоне *raricostatum* синемюра Британских островов, столь широко развита пиритизация ископаемых остатков.

Пелиты, переслаивающиеся с песчаными и известковыми пропластками, в ряде случаев характеризуются пятнистостью, свидетельствующей об их биотурбации зарывающимся бентосом. Разнообразные ихнологические роды проблематик, как показывают сделанные определения, сохраняются иногда и в виде кальцитовых или сидеритовых конкреций, что свидетельствует о раннедиагенетической миграции соответствующих железосодержащих растворов, контролировавшей, по-видимому, различной степенью пористости отложений, испещренных следами зарывания бентоса.

### ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ООЛИТЫ

Несмотря на занимаемый ими относительно небольшой объем, юрские железистые оолиты в Европе в течение многих лет привлекали большое внимание, отчасти ввиду их промышленного значения, а отчасти в связи с любопытными вопросами седиментогенеза, которые они ставят перед исследователями юры.

В типичном случае железистые оолиты, голубовато-зеленые в свежем состоянии и приобретающие желтовато-коричневую окраску при выветривании, состоят из «шамозитовых» зерен, иногда окисленных до гётита, реже гематита, в основной массе представленных сидеритовым микроспаритом. Из других минералов известны кальцит в виде раковин или тонкокристаллических агрегатов и реже встречающиеся пирит, каллофан и опал. Железистые оолиты иногда тонко переслаиваются с сидеритовыми микроспаритами (или «пело-алевритами»), а также с двумя

разновидностями пиритовых сланцев: гётитовыми с матрицей, состоящей из исландского шпата, и шамозитовыми. В грубозернистых разновидностях оолитов можно наблюдать косую слоистость с крупной серией слоев и поверхности срезания с несплошными горизонтами внутриформационных конгломератов — явления, свидетельствующие о мощной гидродинамике среды. Морские ископаемые, как правило, встречаются часто, причем преобладают двусторчатые моллюски, морские лилии и брахиоподы; аммониты бывают приурочены к железистым оолитам с пело-алевритовой матрицей. Биотурбация здесь — также явление нередкое, разнообразные фукоиды обнаружены и описаны различными авторами (например, [Hallam, 1963a; Farrow, 1966]).

Когда стратиграфическая увязка не вызывает сомнений, железистые оолиты, вообще говоря, занимают меньший объем в разрезе, чем одновременные образования, представленные другими фациями. Их мощность обычно составляет лишь несколько метров, редко превышая 15 м. Юрские железистые оолиты редко занимают площадь более нескольких сотен квадратных километров (в типичном случае она меньше 100 км<sup>2</sup>) и связаны горизонтальными переходами с менее железистыми отложениями, характеризующимися повышенным содержанием терригенного обломочного материала. При средней рентабельности горных работ железистые оолиты эксплуатируются как железные руды, если общее содержание железа превышает 20% (в хорошей руде оно достигает 40%).

Железистые оолиты широко распространены в Северной и Центральной Европе почти во всех ярусах, но достигают большей мощности и охватывают более обширные территории в нижней и средней юре. В Великобритании встречается целый ряд горизонтов железистых оолитов (табл. 3.1), но лишь некоторые из них в настоящее время имеют реальное промышленное значение. В первую очередь это железистые оолиты нортгемптонских песков, петрография которых обстоятельно описана Тейлором [Taylor, 1949], и фродингхемские оолиты, изученные Хэллом [Hallam, 1963a]. Кливлендские железистые оолиты в Йоркшире [Dunham, 1960; Chown, 1966; Catt et al., 1971] в свое время имели важное значение для сталелитейной промышленности Мидлсбро, но это месторождение уже полностью отработано.

Знаменитые монетные руды Лотарингии на северо-востоке Франции продолжают еще служить сырьевой базой для сталелитейной промышленности, бурно развивающейся в этом районе, но кривая их добычи уже пошла вниз. Залежи этих руд известны в двух районах, различающихся своим структурным положением при почти общей стратиграфии. Это бассейны Бриери на севере и Нанси на юге, причем первый экономически более важен. Оба обнаружены в основном поздним тоаром, но местами оолитовые

ТАБЛИЦА 3.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ ООЛИТОВЫХ РУД  
НА БРИТАНСКИХ ОСТРОВАХ

Железные оолитовые руды	Ярус	Зона	Местонахождение
Ардиннские Фродингемские	Синемюрский	<i>semicostatum semicostatum- obtusum</i>	о. Скай
			Линкольншир
Кливлендские Марльстоунские	Плинсбахский	<i>spinatum</i>	Йоркшир
			Внутренние р-ны Англии
Раасские Роуздальские	Тоарский	<i>bifrons levesquei</i>	о. Расей
			Йоркшир
Нортгемптонских песков Доггерские	Ааленский	<i>murchisoni</i>	Внутренние р-ны Англии
			Йоркшир
Вестберийские	Оксфордский	<i>pseudocordata</i>	Юго-запад Англии
Эбботсберийские	Кимериджский	<i>cymodoce</i>	Дорсет

руды поднимаются до аалена. Различные пласты называются красными, черными, зелеными и бурыми в зависимости от окраски, определяемой минералогическим составом: соответственно гематитом, пиритом, шамозитом и гётитом. Заметим, что французские геологи до сих пор пользуются термином «хлорит» вместо «шамозит» для обозначения главного силикатного минерала железа [Vibenicsek, 1961]. Это в какой-то мере оправдано тем, что тюрингит, другой член хлоритовой группы, также встречается в некоторых залежах (R. M. Weinberg, личное сообщение).

Ряд месторождений железистых оолитов на севере ФРГ теперь уже почти полностью отработан [Bottke e. a., 1969]. В предгорьях Гарца и Рейнских Сланцевых гор распространены раннесинемюрские и плинсбахские оолиты. Позднеааленские руды вскрыты буровыми скважинами в районах Гифхорнской впадины и северного побережья ФРГ, где также довольно часто встречаются руды байосского, батского и келловейского возраста. Немногие залежи, на которых еще ведутся эксплуатационные работы, имеют оксфордский возраст и расположены в Везерских горах, Гифхорнской впадине, а также на северном склоне Гарца. Несколько выходов железистых оолитов известно и на юге ФРГ.

Основные вопросы, связанные с юрскими железистыми оолитами, хотя и включающими многие разновидности, но явно образующими единую группу, касаются условий седиментогенеза, которые контролировали образование этих своеобразных отложений в пространстве и времени вообще, а шамозита в особенности. Актуалистический метод здесь, как известно, исключается из-за отсутствия близко сопоставимых современных отложений.

Ортодоксальный взгляд на формирование монетных руд заключается в том, что железо является продуктом континентального выветривания в низинах, покрытых густой растительностью, в условиях гумидного климата. Председиментационная концентрация железа достигалась в этих условиях за счет образования латеритной коры, а растворенное железо могло сохраняться в закисной форме в медленных водотоках, изобилующих защитными органическими коллоидами (например, [Taylor, 1949; Strakhov, 1967]). Радикально иная гипотеза предложена Борчертом [Borchert, 1960], считающим, что традиционное толкование сталкивается с рядом непреодолимых трудностей, и утверждающим, что некоторые отложения морского дна, расположенные, возможно, вдали от суши, сами могли служить источниками формирования железа.

Борчерт намечает три зоны глубинности в море, различающиеся химическими характеристиками и комплексами осадков. Самая глубинная зона, сероводородная, характеризуется анаэробностью придонных вод и пирито-битуминозно-илистым составом осадков. Самым малым глубинам отвечает кислородная зона с богатой донной фауной и гётитовыми оолитами, образующимися в спокойных водах. Углекислая зона, расположенная в промежуточной области, богата углекислым газом, а ее осадки представлены сидеритовыми илами; предполагается, что мобилизация железа происходит именно в этой зоне. Частично железо переносится морскими течениями в более спокойные воды, где оно участвует в образовании гётита; частично же оно уходит в сероводородную зону, связывая растворенный кремнезем, освобождаемый щелочными водами из битуминозных илов, в результате чего образуется шамозит.

Главным недостатком этого построения является гипотетичность самих зон глубинности, маловероятных в современных морских обстановках. Не подтверждается, например, существование широко развитой углекислой зоны, а сероводородная занимает лишь отдельные ограниченные участки со слабой циркуляцией. Другая проблема состоит в том, что сомнительны и описываемые химические реакции, например с предполагаемым освобождением кремнезема из слабощелочных растворов. Кроме этих возражений распределение в пространстве и времени фаций юрских железистых оолитов дает уже достаточно оснований для отклонения гипотезы Борчерта [Hallam, 1966].

Будь Борчерт прав, выдерживалась бы общая приуроченность битуминозно-глинистых сланцев и железистых оолитов к определенному стратиграфическому горизонту. В действительности же между ними наблюдается, вообще говоря, отрицательная корреляция: время интенсивного формирования битуминозно-глинистых сланцев знаменуется исчезновением железистых оолитов, и наоборот. Большее значение имеет ассоциация железистых оолитов с обломочным кварцем, проявляющаяся в виде

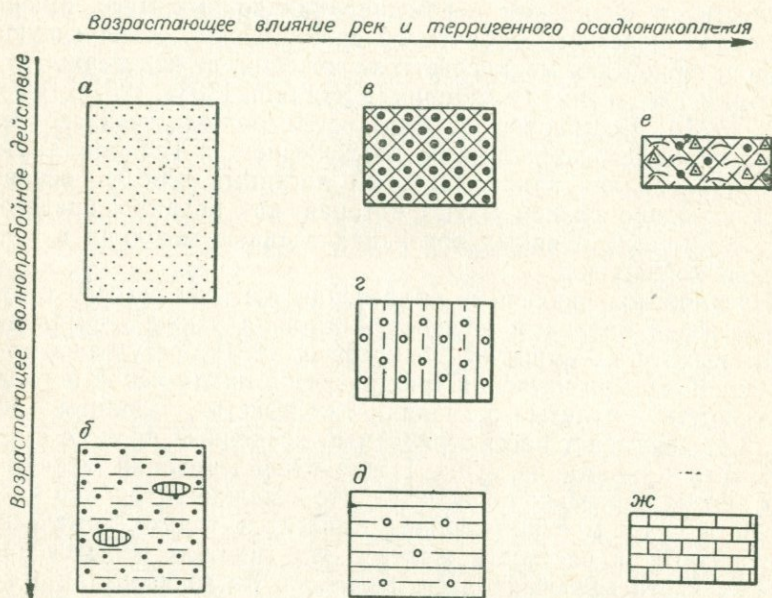


Рис. 3.5. Предполагаемые условия среды, контролирующие образование верхнеплинсбахских железистых оолитов и связанных с ними отложений Англии [Hallam, 1967c].

*a* — мелкозернистые песчаники; *b* — песчано-алеврито-глинистые сланцы с сидеритовыми конкрециями; *c* — лимонитовые оолиты с кальцитовым цементом; *d* — шамозитовые оолиты с сидеритовым цементом; *e* — шамозитовые оолиты с шамозитовым цементом → шамозитовые пело-алевролиты; *жс* — биоспариты с рассеянными лимонитовыми оолитами; *жс* — известковые микроспариты.

тонких пропластков мелкозернистых песчаников и более мощных слоев алевропелитов и пело-алевролитов с сидеритовыми конкрециями. Приведенные факты наряду со сравнением относительного содержания каолинита и плавника с характерными для менее песчаных и более известковых фаций говорят в пользу прежней точки зрения на генезис железа, подразумевавшей образование залежей вблизи речных дельт (рис. 3.5). С этой интерпретацией согласуется и недавняя находка шамозита в отложениях дельт Нигера и Ориноко [Porrenga, 1965].

Распространена еще одна версия, согласно которой железистые оолиты формируются не в открытом море, а в своеобраз-

ных прибрежных лагунах. Лагуна понимается в данном случае как участок моря с аномальной соленостью или по крайней мере защищенный от сильного перемешивания водных масс, вызванного волнениями, приливами и отливами. Юрские железистые оолиты содержат разнообразный бентос, включающий и остатки таких организмов, которые малочувствительны к изменению солености, что не позволяет установить ее аномальное значение. Кроме того, литологические особенности самих отложений свидетельствуют о сильном перемешивании водных масс. Мнение о том, что железистые оолиты содержат фауну, отличающуюся от характерной для мелководных отложений, не подтверждается новыми исследованиями (например [Hallam, 1963a, 1967c; Brookfield, 1973]). Вестберийские железистые оолиты верхнего оксфорда являются, по-видимому, исключением, и Тальбот [Talbot, 1974] справедливо приписывает им лагунный генезис, основываясь на однообразной фауне, которая, как правило, представлена устрицами, и явных признаках осадконакопления в условиях спокойных вод.

Предложены различные объяснения в целом малого содержания зерен кварца и полевых шпатов, а также нормальных иллитовых глин. Хемингуэй [Hemingway, 1951] в результате установленной им при изучении трех разрезов циклической последовательности пелиты—песчаники—железистые оолиты (см. рис. 3.4) связывает рассматриваемый осадочный процесс с эрозионными циклами на суше. После пнепленизации механическая эрозия настолько ослабевает, что в мелкие и глубоко вдающиеся в сушу морские заливы выносятся только химические производные, в частности железо. Эта гипотеза не объясняет, однако, часто встречающихся переходов по горизонтали железистых оолитов в обломочные породы и явно несовместима с принятой нами точкой зрения.

Гипотеза, пользующаяся более широким признанием, базируется на понятии «терригенная ловушка» [Huber, Garrels, 1953], которой может служить, например, депрессия в рельефе морского ложа, примыкающая к поднятию дна, или «валу», где рыхлые осадки, в частности железистые оолиты, формируются без разубоживания терригенными глинами или песками. Несмотря на критику этой распространенной гипотезы Брукфилдом [Brookfield, 1971], она подтверждается тем фактом, что разрез железистых оолитов сокращен по сравнению с разрезом терригенных отложений, в которые они переходят по латерали. Этот факт хорошо согласуется с представлением о накоплении железистых осадков на поднятиях; требуется еще, конечно, объяснить, каким образом осадки или растворы, несущие железо, попадают на такие поднятия, тогда как сопутствующие терригенные отложения, если все это так, здесь отсутствуют.

Этот вопрос в значительной мере связан с природой образования шамозита, который, согласно общепринятому мнению,

в качестве аутигенного минерала формируется в морской среде. Он встречается в виде хорошо развитых оолитов (комочков) и илов. Сведения о ныне образующемся шамозите, если не считать его находок к западу от Шотландии [Rohrlich e. a., 1969], исчерпываются сообщением о присутствии этого минерала в подводных тропических дельтах, где он встречается в виде измененных фекальных комочков, что говорит о присутствии органического вещества как об обязательной предпосылке его образования [Porrenga, 1965].

Обычно считается, что железо в закисной форме, защищенной органическими коллоидами, переносится реками, а затем осаждается, попадая в щелочную морскую среду. Кэррол [Carrall, 1958] выдвигает другое предположение, которое на первый взгляд представляется вполне вероятным. По ее мнению, в море приносится окисное железо, частицы которого обволакивают глинистые мицеллы, а с них оно снимается при понижении окислительно-восстановительного потенциала до отрицательных значений, переходя в более растворимую закисную форму. Есть указания, что шамозит может формироваться в подобных восстановительных условиях при взаимодействии освобожденного таким образом железа с каолинитом (ср. [Schellmann, 1969]).

Вполне вероятно, что в результате процесса, описанного Кэррол, и может образовываться сидерит, когда железо освобождается от глинистых минералов в алевропелитовом материале преддельт и вступает в реакцию с карбонатными ионами поровых вод, обособливаясь затем в форме конкреций. Диагенетический сидерит фактически образуется в наши дни в илах района дельты Миссисипи [Ho, Coleman, 1969]. К сожалению, гипотеза Кэррол не решает проблемы накопления шамозита. Все обычные морские глины юры состоят, как уже отмечалось, преимущественно из иллита при резко подчиненном каолините. Тем не менее шамозит составляет главную массу глинистых минералов железистых оолитов. Большие количества иллита, особенно вместе с обломочным кварцем, явно разубоживают железо до такой степени, что образование промышленных руд становится невозможным. Таким образом, в известном смысле мы возвращаемся к пункту, с которого начали. Вряд ли удастся отстоять ту точку зрения, что железо в форме коллоидного раствора или в форме взвеси было принесено не из районов, где накапливалась главная масса терригенных отложений.

Шамозит, по-видимому, образовывался в виде аутигенного минерала в восстановительных условиях среди тонкозернистых осадков (ср. [Curtis, Spears, 1968]), но был явно устойчив в слабоокислительной среде, о чем свидетельствует частое его сонахождение с богатой бентосной фауной. Зарывающиеся организмы могли его выносить на поверхность, где и формировались оолиты. Вполне допустимо, что планктонные организмы,

например диатомовые водоросли, поставляли оба элемента — железо и кремний, необходимые для образования шамозита, поскольку опаловый кремнезем является легкорастворимым компонентом осадков. Что касается трудностей проверки этой гипотезы, связанных с отсутствием близких аналогий в современном седиментогенезе, то здесь следует учитывать одно важное обстоятельство. Рельеф земного шара в наши дни, по-видимому, аномально высок, и поэтому скорость терригенного осадконакопления на шельфе вблизи речных дельт может значительно превосходить ее значение в шельфовых морях, покрывавших Северо-Западную Европу в ранне- и среднеюрском периодах. До тех пор пока скорость осадкообразования оставалась низкой, концентрация железа, выносившегося реками, могла не быть существенно выше современной при сходном климатическом режиме.

Наличие различных типов оолитов ставит перед исследователем и другие интересные проблемы. В зависимости от исходных условий образования шамозитовых оолитов встречается несколько типов этих стяжений. В сравнительно спокойных гидродинамических условиях, когда в поровых водах достаточно железа для образования сидерита, оолиты могут сохранять свой первичный сферический и субсферический облик. В противном случае их внутренние части испытывают уплотнение еще в коллоидном состоянии, образуя неправильные стяжения (названные в оригинале спастолитами.— *Прим. ред.*), которые в местах спайки ядер с корками часто характеризуются искривлением внешней поверхности, определяющей их первичные размеры и форму. При активном гидродинамическом режиме оолиты могли частично окисляться до гётита, хотя при этом и сохраняются некоторые глинистые минералы, или же распадаться на две части, которые служат иногда в качестве зародышей для последующей генерации оолитов [Hallam, 1967c].

Первичные шамозитовые оолиты в целом своими размерами и формой напоминают арагонитовые и, видимо, формировались в аналогичных условиях, а не в процессе коллоидного роста, как полагают Кайер и Краут [Caillière, Kraut, 1954] в отношении руд Лотарингии. Аналогия с шамозитовыми пизолитами бокситов не правомочна, так как последние вырастают до значительно более крупных размеров. Следует, однако, подчеркнуть и некоторую специфику шамозитовых залежей. Оолитовые слои, как правило, лучше развиты не у бортов, а в центральных частях седиментационных бассейнов, причем самые крупные оолиты приурочены к шамозито-илистым, а не к кристаллически-кальцитовым образованиям, что свидетельствует об обратной зависимости их размеров от степени волноприбойной и сортирующей активности придонных вод. Центры коагуляции не всегда специфичны: часто ими служат просто мелкие чешуйки шамозита.

На основании тщательных детальных исследований условий формирования шамозитовых стяжений в тонком слое среднеюрских железистых оолитов Йоркшира Нокс [Кпох, 1970] пришел к выводу, что изученный горизонт был местом накопления, но не образования оолитов. Они приносились донными тече-

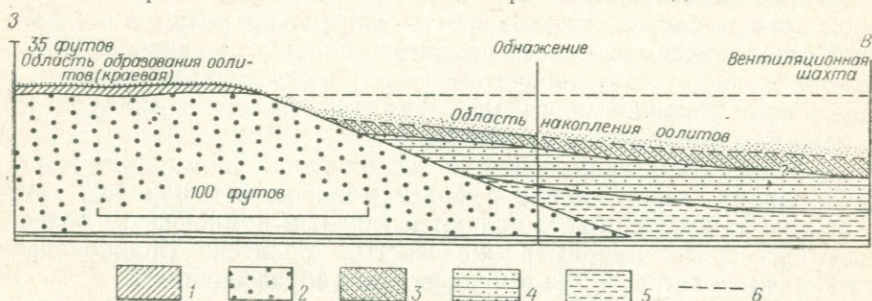


Рис. 3.6. Предполагаемые соотношения железистых оолитов Уинтер-Гилл (средняя юра, Йоркшир) с областью накопления оолитов [Кпох, 1970].

1 — шамозитовые пело-алевриты; 2 — песчаная банка; 3 — сидеритовые песчаники; 4 — нижний песчаный горизонт; 5 — пелитовая пачка; 6 — верхняя граница железных руд.

ниями с соседней отмели, где поверхность шамозитовых илов служила ареной их формирования и где преобладали условия низких энергий (рис. 3.6). Об отложении осадков в исключительно мелких водах свидетельствует тот факт, что рассматриваемые железистые оолиты залегают всего лишь на 1 м ниже пронизанного корнями горизонта.

### ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Изучение фауны беспозвоночных дает фактический материал, имеющий значение в двух аспектах: для расшифровки природы седиментогенеза и, что, пожалуй, практически самое важное, для определения глубины и солености древних морей. В первом аспекте фаунистический материал только подкрепляет литологически обоснованные выводы, тогда как во втором он является ведущим.

Мелководные отложения с характерными для них песчаниками, песчано-глинистыми и железисто-оолитовыми породами сравнительно богаты остатками двустворчатых моллюсков. Обычно эти моллюски преобладают среди беспозвоночных, часто имеют довольно крупные размеры, принадлежат к числу питавшихся органическими взвесями. В ранней юре это обитающие на поверхности дна *Gryphaea*, *Pseudopecten*, *Plicatula* и *Modiolus*, а также зарывающиеся, например *Pholadomya* и *Pleuromya*. Двустворчатые моллюски в более глубоководных фациях, сложенных тонкообломочными пелитами и алевrolитами, представлены беднее и, как правило, мелкими формами, среди

которых процент незрелых иногда бывает весьма значительным. Для этих фаций типичнее илоядные протобранхии, например *Nuculana*, *Mesosacella*, *Palaeonucula* и *Rollieria*, а также мелкие формы таких родов, как *Astarte*, *Bositra* и *Luciniola*.

Аммониты, напротив, обычнее и разнообразнее в более глубоководной фации. То, что они сравнительно редки в мелководных отложениях, нельзя приписать плохим условиям сохранности, поскольку двустворчатые и гастроподы с первично арагоновыми раковинами хорошо сохраняются тут в виде ядер, равно как и отдельные аммониты.

Среди других окаменелостей заслуживают упоминания морские лилии, изобилующие в более мелководных породах, где членики их стеблей часто являются главным компонентом более плотных слоев, например железистых оолитов. Брахиоподы также чаще встречаются в мелководных образованиях.

Ввиду того что фациальные изменения имеют место на очень коротких расстояниях по простиранию или по вертикали, как в случае своеобразных осадочных микроритмов, описанных Селвудом [Sellwood, 1970], глубины моря должны были испытывать незначительные колебания, которые, вероятно, не выходили за пределы нескольких или немногих десятков метров. Различия в фауне двустворчатых объясняются, по всей вероятности, особенностями субстрата, причем более глубоководные илы оказывались менее благоприятными для фильтраторов, питающихся взвесями, но предоставляли обильную пищу илоедам (ср. [Rhoads, Young, 1970]). От массового проникновения в самые мелкие воды (глубиной до нескольких метров) аммонитов, вероятно, удерживали резкие колебания температуры и солености [Hallam, 1972a].

В юрских отложениях Северной Европы обычно встречаются проблематики, принадлежащие к нескольким ихнологическим родам; делались попытки использовать их в качестве показателей глубины. Фарроу [Fargow, 1966] считает, что ему удалось установить ряд ихнологических зон глубинности в некоторых морских толщах средней юры на Йоркширском побережье (слон Скарборо), где, судя по литологическим и палеонтологическим критериям, погружение морского дна происходит в южном направлении. Этот автор выделяет следующий ряд зон глубинности (в порядке увеличения): 1) параллельно ориентированные *Thalassinoides*; 2) параллельно ориентированные *Rhizocorallium*; 3) неориентированные *Thalassinoides*; 4) неориентированные *Rhizocorallium*; 5) *Thalassinoides* и *Asterosoma*. Ориентированность фукоидов, по его мнению, свидетельствует о приливах и отливах и о прибрежно-приливной полосе как о вероятном месте их обитания.

Статья Фарроу, несмотря на ее убедительный тон и хорошее качество изображений, по ряду причин заслуживает критического к ней отношения. Независимое изучение толщ, о ко-

торых идет речь, заставило усомниться в законности разграничения зон *Thalassinoides* и *Rhizocorallium* на параллельно ориентированные и неориентированные. Даже с учетом известной батиметрической зональности Зейлахера [Seilacher, 1967] трудно понять, почему слои, сформировавшиеся в самых мелких водах, предположительно частично покрывавших прибрежно-приливную полосу, не содержат вертикальных ходов зарывания, например *Diplocraterion*.

Глубинная зональность, установленная Эгером и Уолласом [Ager, Wallace, 1970] для кимериджских песчаников и пелитов

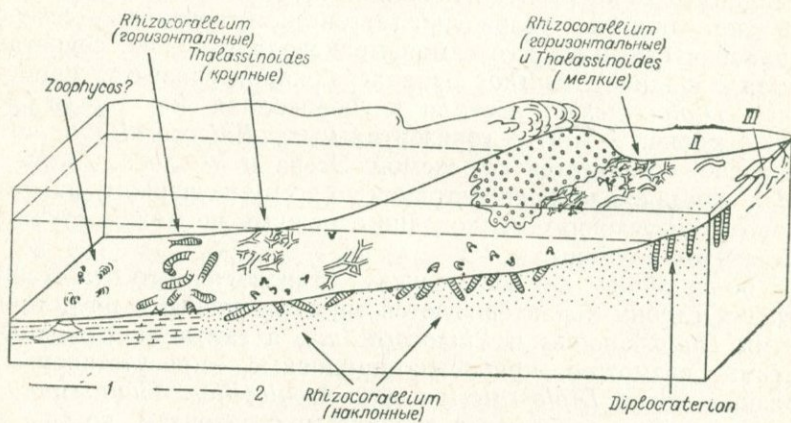


Рис. 3.7. Блок-диаграмма предполагаемых обстановок важнейших следов жизни в кимеридже Булоннэ [Ager, Wallace, 1970].

I — шельфовый галечный бар; II — забаровая зона; III — песчаные диапирсы. 1—2 — отметки уровня воды (1 — полной, 2 — малой).

в районе Булоннэ на северо-западе Франции, более достоверна. Согласно их схеме существуют четыре зоны глубинности (рис. 3.7):

- 1) сравнительно глубоких вод, илистых осадков с горизонтальной слоистостью — зона горизонтальных *Rhizocorallium*;
- 2) мелководья, мощной гидродинамики, грубослоистых отложений — зона крупных *Thalassinoides* (местами *Ophiomorpha*);
- 3) верхней литорали, тонкослоистых песчаных отложений со знаками ряби — зона *Rhizocorallium*, наклонных по отношению к слоистости;
- 4) песчаных отложений с эрозионными поверхностями приливо-отливной полосы с мощной гидродинамикой — зона вертикальных *Diplocraterion* и других глубоких ходов зарывания.

Мелкие представители *Thalassinoides* местами встречаются в условиях малоподвижных вод приливной зоны или в мелководной части литорали. *Thalassinoides* характерен для карбонатных и глинистых, *Ophiomorpha* — для песчаных отложений;

значит, разница в данном случае определяется исключительно составом осадков, в которых одни и те же ракообразные оставили разные следы. В отличие от Фарроу в рассматриваемой схеме не используется предпочтительная ориентация следов. Зоны 1 и 2 сопоставляются с зоной *Cruziana* по Зейлахеру [Seilacher, 1967], а зоны 3 и 4 с его фациями *Glossifungites* и *Skolithos*. Эгер и Уоллас подчеркивают, однако, что распределение фукоидов связано с уровнем энергии гидродинамического режима, а не с батиметрией как таковой.

Еще одна попытка установления глубинной зональности была предпринята Винцержем [Wincierz, 1973] для толщи песчаников и песчано-глинистых отложений геттангского возраста в северо-западной части ФРГ. Его самая мелководная фация, сопоставляемая с фацией *Skolithos* Зейлахера, характеризуется присутствием *Diplocraterion*, а самая глубоководная (но еще в пределах мелких вод) — горизонтальных *Rhizocorallium*, что прекрасно согласуется со схемой Эгера и Уолласа. *Thalassinoides*, как правило, распространен по всему изученному разрезу и поэтому в условиях мелководного режима не может служить показателем глубины.

В более общем для юры случае установлено, что отложения меньших глубин характеризуются многочисленными представителями *Thalassinoides* и *Rhizocorallium*, а самые мелководные, места, возможно, прибрежно-приливные, — присутствием U-образных ходов *Diplocraterion* или *Arenicolites*. *Thalassinoides* и *Rhizocorallium* тяготеют к различным горизонтам, но еще не доказано, что это связано с разной глубиной осадконакопления. Такая антагонистическая тенденция может отражать крайнюю чувствительность к изменению среды или своеобразное экологическое состязание между ракообразными, оставившими U-образные ходы. В более глубоководных пелитовых осадках представители этих двух ихнологических родов встречаются реже, из фукоидов распространены только *Chondirites* (известные и в мелководных осадках), а также пиритизированные извилистые структуры цилиндрической формы и незакономерной ориентации, приписываемые зарывающимся в грунт червям.

С целью использования фауны для суждения об изменении палеосолености Хадсоном [Hudson, 1963] был предпринят весьма содержательный анализ остатков скелетных организмов в Главной эстуариевой серии бата на Шотландских Гебридах. Судя по литологическим признакам, образование осадков происходило в условиях заиленных лагун, в которые протягивались дельты небольших рек. Имеющиеся данные показывают, что среда была солоноватоводной. Мы видим, что общее число видов макрофоссилий беспозвоночных не превышает 50, т. е. заметно меньше, чем в морских стратиграфических аналогах этих отложений в Южной Англии. Более того, в нескольких метрах разреза одного подразделения — нижних устричных слоях — встречены

только стеногалинные организмы (инглокожие, мшанки, брахиоподы) при полном отсутствии кораллов и цефалопод. Собранный фауна включает хорошо известные солоноватоводные формы. В слоях с плавником нет и следов эвапоритов. Рассматриваемая толща подстилается и перекрывается морскими отложениями.

Хадсон проводит аналогию с современными закрытыми бухтами Техаса, где на фоне общей солоноватоводности наблюдается значительное увеличение солёности в течение коротких промежутков времени. Кольцевые палеопостройки батских *Liostraea hebridica* и *Praemytilus strathairdensis* сравниваются с современными рифами, построенными *Crassostrea virginica* и *Brachidontes*. В Главной эстуарневой серии по степени увеличения солёности ископаемые распределяются следующим образом (рис. 3.8):

1) зона наименьшей солёности — *Unio*, *Viviparus*, *Neomiodon*, *Euestheria*;

2) зона промежуточной солёности — преобладают *Praemytilus* и *Liostraea*;

3) зона наибольшей солёности (слабосолоноватоводные условия) — *Liostraea*, *Modiolus*, ринхонеллиды и т. д.

Берридж и Айвмей-Кук [Berridge, Ivimey-Cook, 1967] в кратком палеоэкологическом очерке при описании разреза нижнеюрских отложений Северо-Восточной Шотландии, вскрытых скв. Лоссимут, также приводят фаунистические данные по градициям палеосолёности. Морские отложения разреза содержат различную, но умеренно разнообразную фауну двустворчатых в ассоциации с несколькими таксонами аммонитов. Слабосолоноватоводные условия накопления других слоев характеризуются отсутствием аммонитов и присутствием *Lingula* в ассоциации с некоторыми другими родами, например *Astarte*, *Gervillella*, *Liostraea*, *Modiolus* и *Protocardia*. В отложениях, отвечающих наименьшей солёности, отмечены *Euestheria* и дарвиниллы (остракоды).

Юрские фораминиферы также могут оказаться полезными в качестве показателей солёности. Согласно Каптаренко-Черноусовой [1964], прибрежно-морские терригенные отложения типа переходных к угленосным сериям характеризуются несколькими родами агглютинированных фораминифер: *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Hyperammina* и *Rheophax*.

Юрские фукоиды менее изучены в аспекте их значения для определения палеосолёности, однако присутствие или отсутствие тех или иных из них дает практически важную информацию. Отсутствие таких ихнологических родов, как *Chondrites*, *Diplocraterion*, *Rhizocorallium* и *Thalassinoides*, столь обильных в мелководных отложениях, содержащих скелетные остатки стеногалинных организмов, должно свидетельствовать об аномальной солёности, и, действительно, они отсутствуют или крайне редки

в предположительно континентальных толщах средней юры Йоркшира и Шотландии, а также в пурбекских слоях верхов юры — низов мела в Дорсете. Вряд ли можно говорить о солоноватоводных условиях по присутствию определенных ихнологических родов, но неправильной формы заполнения ходы зары-

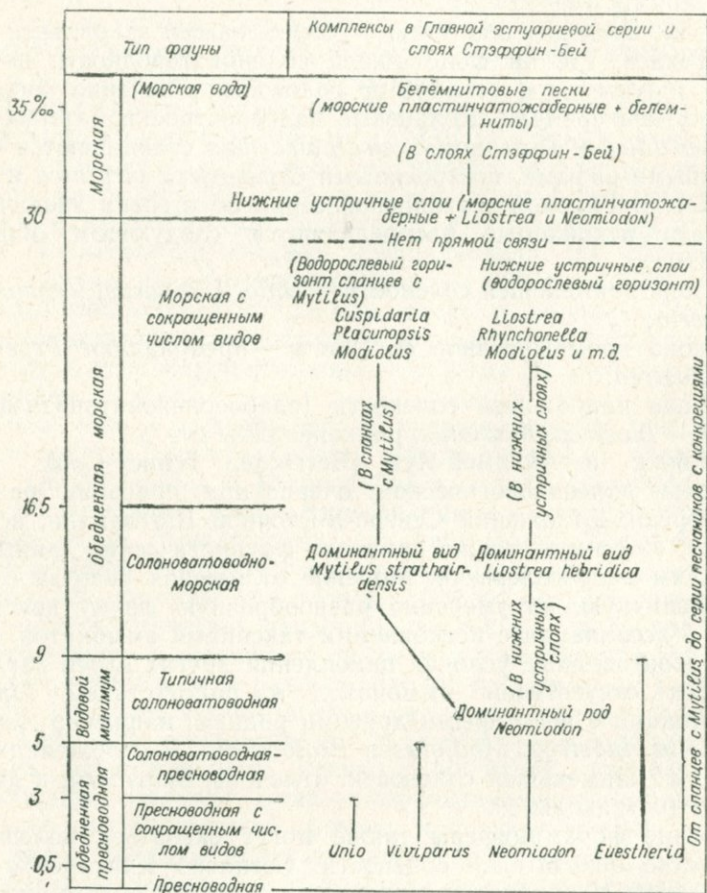


Рис. 3.8. Комплексы фауны в батских и нижнекелловейских отложениях района о. Скай (Шотландия), контролируемый соленостью воды [Hudson, 1963].

вания *Planolites* обычны в некоторых горизонтах упомянутых толщ.

Некоторые отложения, представленные тонким чередованием пелитов и песчаников, но не содержащие стеногалинной фауны, также могли накапливаться в слабосоленатоводных условиях. Это, по-видимому, подтверждается на примере батской форма-

ции Лесной мрамор из Дорсета с ихнологическими родами *Gyrochorte* и *Imbrichnus* [Hallam, 1970]. В предположительно солоноватоводных отложениях средней юры Йоркшира также встречаются *Gyrochorte*, но они вполне обычны и в типично морских породах соответствующих фаций, например в геттангском ярусе Швабии и Нижней Саксонии, где поверхность пропластков песчаников несет следы и других ихнологических родов, в том числе *Asteriacites*, *Curvolithus* и *Neohereites*. Присутствие подобных эфемерных структур, по всей вероятности, в значительной мере зависит от условий сохранности. Они легко могли быть разрушены зарывающимися ракообразными, например теми, с которыми связаны *Rhizocorallium* и *Thalassinoides*.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Уделив внимание отдельным типам фаций, мы можем подытожить полученные сведения и попытаться объяснить фациальные изменения в более широком региональном масштабе. Как это можно видеть на примере рэт-нижнеюрских отложений Сконы и Северо-Восточной Шотландии, а также средней юры Йоркшира, ассоциации углей, пелитов, содержащих остатки плавника, богатых каолинитом глин и русловых песчаников (при отсутствии остатков стеногалинных организмов) указывают на дельтово-прибрежно-равнинный тип седиментогенеза.

Остановимся прежде всего на фациальной модели, предложенной Хемингуэем [Hemingway, 1974] для байосско-батской дельты в северо-восточной части Йоркшира. В основе этой модели лежит новая стратиграфическая схема. Отложения объединены в группу Рейвенскар, содержащую формации в таком восходящем порядке: Солтвик (≡ «нижняя дельтовая серия»); Эл-лер-Бек (морская); Клафтон, состоящая из тонкочередующихся миллепоровых слоев и уайтвелских оолитов; Скарборо (морская) и, наконец, Сколби (≡ «верхняя дельтовая серия»).

На обширной заболоченной площади, где накапливались илы и глины с подчиненным количеством песков, местами располагались пресноводные лагуны с униоидами (двустворчатые). Поросли хвощевидных *Equisetites* превратились в торфяные залежи небольшой мощности. На сухих участках росли папоротники и цикадофиты. Заболоченная площадь периодически покрывалась грубообломочными речными отложениями, отвечавшими фазам относительного поднятия региона. Крупные водотоки пересекали всю площадь, откладывая средне- и крупнообломочные песчаники и врезаясь в русла на глубину до 30 м. Подобные русла в нижней части формации Солтвик местами прорезались через морские песчаники средней юры в глины тоара. Мурский гравий формации Сколби слагает отдельный аллювиальный горизонт. Главная масса песчаного материала

вынесена, по-видимому, из коренных каменноугольных пород палеосуши, расположенной на севере рассматриваемой территории. Во время погружения происходили ингрессии мелкого моря преимущественно с юга, когда откладывались пелиты, песчаники и известняки с морской не слишком разнообразной фауной, в составе которой преобладали двустворчатые.

Возвращаясь к общему вопросу фациальных соотношений, нелегко точно определить тип седиментогенеза для широко распространённой ассоциации тонкослоистых мелкозернистых песчаников, часто переработанных организмами, и песчано-глинистых отложений, содержащих в умеренном количестве каолинит, а также слои сидеритовых конкреций, с фауной, не отличающейся большим разнообразием. Такие толщи явно связаны с дельтовыми отложениями и по всем признакам формировались на шельфе недалеко от устьев рек, и если не все, то хотя бы частично — в той погруженной области осадочного бассейна, которая известна под названием «преддельта». Отложения шельфовых баров, приливно-отливной полосы и пляжей (хотя местами и могут встречаться) трудно выявить с полной достоверностью, во-первых, потому, что ограниченный набор информации по обнажениям и скважинам обычно препятствует получению надежной детальной информации при трехмерных реконструкциях и, во-вторых, потому, что интерпретация осадочных структур неоднозначна. Что касается фации железистых оолитов, то выдвигался целый ряд соображений в пользу шельфовых отмелей как места их образования.

На некотором расстоянии от устьев рек, но параллельно берегу (как, например, в полосе от Луизианы до Флориды) за счет увеличения мелководных карбонатных осадков уменьшается содержание песков, илов и глин. В направлении открытого моря аналогичным образом сокращается процент песка, каолинита и остатков плавника, а вслед за мергелями известняки постепенно замещают другие типы отложений. Осадки более глубоких вод приобретают также более тонкозернистый и аргиллитовый облик. Эти основные изменения в виде блок-диаграммы обобщены на рис. 3.9. Более полная фациальная интерпретация известковых отложений дана в гл. 4 и 5.

Применение предложенной модели к юре Западной Европы вообще, а Британских островов в особенности оправдывает себя на практике во многих отношениях. Если рассматривать картину в целом, то терригенно-обломочные фации преобладают на севере, а карбонатные на юге, из чего следует, что истоки одной или многих рек находились на расположенном севернее континенте. Поскольку участие терригенно-обломочного материала, судя по наблюдениям, уменьшается в определенные интервалы геологического времени (например, в синемюре) в направлении от Швеции к Шотландским Гебридам (рис. 3.10, а), главный участок континентального массива можно довольно уверенно

отождествить со Скандинавией. При общем сходстве фацальной картины синемюра и раннего плинсбаха шельфовые фации последнего становятся более известковыми, а угленосные отложения на севере замещаются обломочными фациями морских ингрессий. Эти отклонения легко объясняются небольшим повышением уровня моря (например, [Sellwood, 1972b]). В позднем плинсбахе, наоборот, наблюдается распределение фаций, харак-

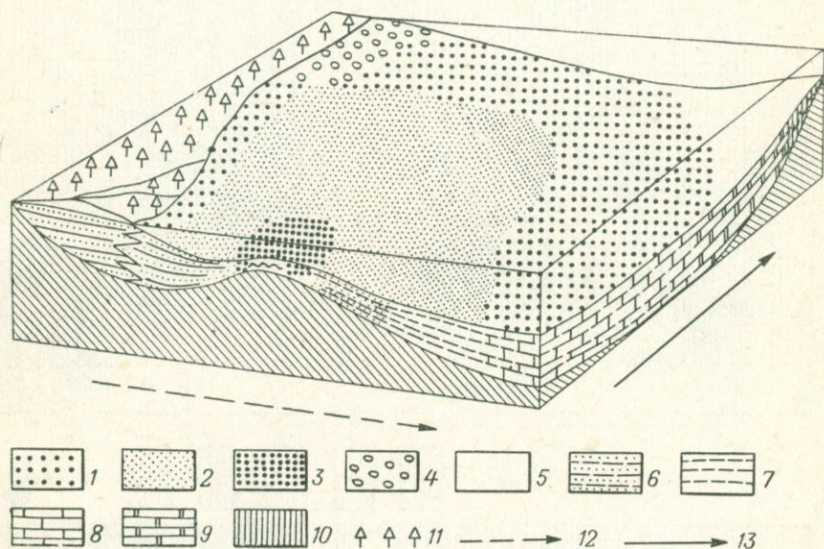


Рис. 3.9. Упрощенная модель предполагаемых палеогеографических соотношений главных фаций европейской юры (заимствована из работы Хэллема (Hallam, 1967b)).

1 — терригенные пески; 2 — терригенные алевроиты и пело-алевриты; 3 — шамозитовые оолиты; 4 — известковые оолиты и пески с ракушечным детритом; 5 — тонкие известковые илы отмели открытого моря; 6 — песчаники; 7 — глинистые сланцы; 8 — мергели; 9—10 — известняки (9 — серые, 10 — красные); 11 — густая зеленосность; 12 — более высокое отношение иллита к каолиниту, уменьшение плавника; 13 — увеличение окиси марганца, уменьшение кремнезема.

терное для регрессивной фазы, если сравнивать его с выше- и нижележащими образованиями. Можно говорить по крайней мере об одном новом источнике сноса песков Юго-Западной Англии, и этот источник был связан, по-видимому, с тектоническим воздыманием суши. Ранний и средний тоар, напротив, ознаменованы повторной трансгрессивной фазой, когда более глубоководные пелиты замещали песчаники и железистые оолиты мелководий при общем сокращении железистых отложений за счет карбонатных [Hallam, 1967c] (см. рис. 3.10, б, в).

Поисково-разведочные работы в Северном море обнаружили существование структуры, протягивающейся в восточном направлении от Южной и Восточной Шотландии и известной под

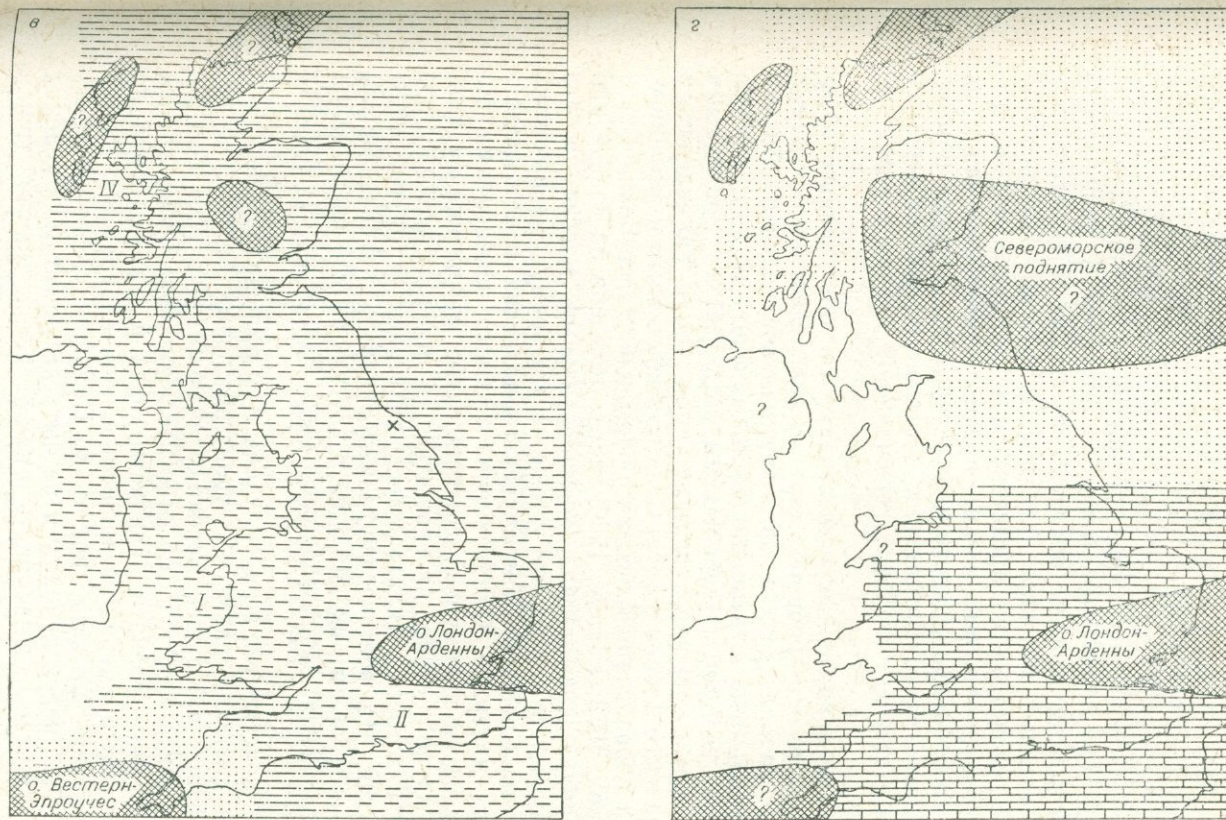
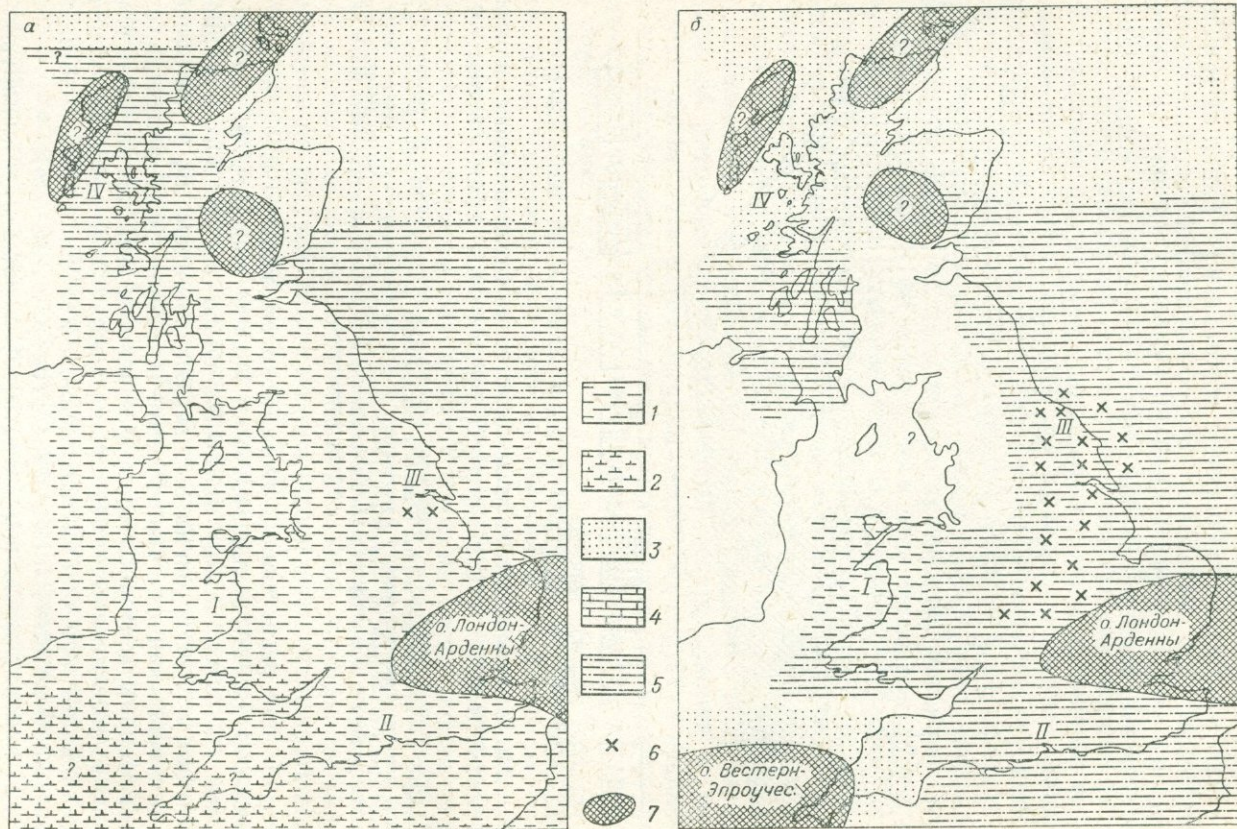


Рис. 3.10. Схематическая карта юрских фаций Британских островов.

а — синемюр; б — плинсбах; в — тоар; г — байос. 1 — глинистые сланцы; 2 — мергели с известняками; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — глинистые сланцы с песчаниками; 6 — железистые оолиты; 7 — острова, предполагаемые с большей или меньшей вероятностью. Впадины: I — Кардиганская; II — Вессекская; III — Йоркширская, IV — Гебридская.

названием Срединно-Североморского поднятия, где палеогеновые отложения непосредственно залегают на домезозойском фундаменте. Эта структура образовалась в результате мелового и послемелового поднятия и поэтому не может достоверно считаться положительной формой в юре, подобно Лондонско-Арденнскому массиву. Главная или даже вся масса юрских песков является продуктом переработки верхнепалеозойских песчаников в районе Северного моря, но нет никаких данных о существовании Срединно-Североморского поднятия в раннеюрское время, и поэтому оно не показано на схемах предполагаемых континентальных массивов (см. рис. 3.10, а—в). Палеогеографические реконструкции, представленные на рис. 3.10, а—г, следует рассматривать как весьма предположительные ввиду их слабого обоснования фактическим материалом, а также потому, что северная часть Британских островов и район Северного моря испытали значительное региональное поднятие перед палеогеном.

Значение приведенных иллюстраций состоит главным образом в том, что они обобщают картину распределения осадочных фаций. В начале средней юры региональное поднятие Англии проявилось в распространении дельтовых фаций на юг, в районы Йоркшира, где они с небольшими перерывами, связанными с переходом к морскому режиму, продолжали накапливаться в течение всего байоса и бата. Судя по фациальным изменениям, во время образования байосских формаций Эллер-Бек и Скарборо [Кнох, 1973; Farrow, 1966] где-то недалеко на севере или северо-западе существовал континентальный массив, а это вполне может означать, что именно в это время уже началось воздымание Срединно-Североморского поднятия и его продолжения на материке. Одновременно с этими изменениями область развития преимущественно иловатых отложений на юго-западе Англии стала превращаться в крайне мелководную плиту, на которой откладывались оолитовые и другие типы известняков. На востоке внутриматериковых районов Англии обе фации клиньями входят одна в другую, вместе представляя собой отложения, образовавшиеся очень близко от поверхности моря.

Почти повсеместно в рассматриваемом регионе келловой знаменуется широким развитием трансгрессивных более глубоководных фаций, в большей степени отвечающих условиям шельфа, что явно свидетельствует об относительном повышении уровня моря. Широкое развитие глинистых фаций, наблюдаемое до конца оксфорда, сменилось проникновением карбонатных фаций Южной Европы на север вплоть до Польши и северной части Англии. Этот переход может и не быть результатом обмеления моря; его можно рассматривать и как следствие морской трансгрессии с увеличением объема более удаленных от берега карбонатных фаций за счет сокращения объема прибрежных обло-

мочных, точнее придельтовых, фаций. Требуется тщательные и детальные исследования в отдельных районах, для того чтобы отдать предпочтение одному из этих двух факторов.

Приведенные примеры до некоторой степени уже показательны для суждения о практической применимости нашей модели. Однако явно чувствуется ее недостаточность для объяснения распределения своеобразной фации битуминозных глинистых сланцев в пространстве и времени. Почему временами эти отложения занимали столь обширные площади в Западной Европе?

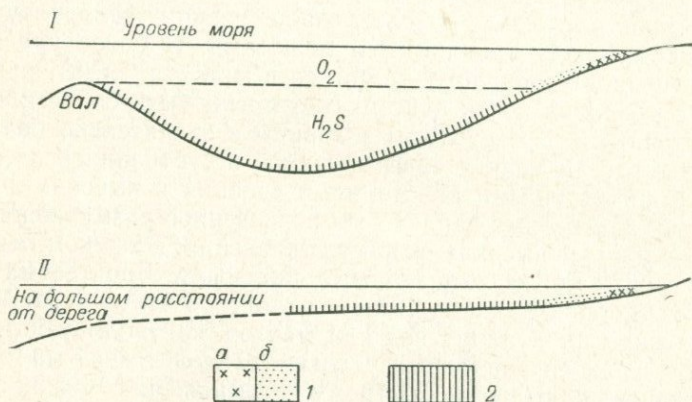


Рис. 3.11. Две альтернативные фациальные модели образования юрских битуминозных глинистых сланцев [Hallam, 1967c].

*I* — замкнутый бассейн; *II* — мелководное шельфовое море. 1 — аэробные условия (*a* — отложения грубозернистые, *б* — тонкозернистые); 2 — анаэробные условия.

Ключом к раскрытию этой загадки служит приуроченность широко развитого битуминозного горизонта к базальным слоям морских трансгрессий. Это справедливо, например, для нижнегеттангско-тоарских и среднекелловейских образований, равно как и для рэтских черных сланцев наряду со многими другими неюрскими примерами литологически сходных горизонтов. Указанный факт и положение сланцев как раз посредине площадей, занятых явно мелководными отложениями, исключают прямое сопоставление данной фациальной обстановки с условиями глубокого замкнутого бассейна, подобного Черному морю (рис. 3.11, *I*). Такое сопоставление часто делается в отношении сидониевых сланцев ФРГ, хотя глубина бассейна принимается порядка сотен, а не тысяч метров (например, [Woskamp, 1944]). Мюллер и Блашке [Müller, Blaschke, 1969] обосновывают сопоставление, о котором идет речь, недавними находками кокколлитов и в сидониевых сланцах ФРГ, и в битуминозных илах Черного моря, но само по себе присутствие кокколлитов свидетельствует только о влиянии пелагической области, ничего не

говоря о глубине осадочного бассейна. Более того, влияние пелагической области может и не играть ведущей роли, поскольку палинологическое изучение гагатовой породы Йоркшира — аналога рассматриваемых образований — подтверждает вероятность накопления их в условиях глубоко врезанных в сушу заливов [Wall, 1965].

Следует иметь в виду, что условия, существующие ныне, могут быть в некоторых отношениях ненадежными показателями при истолковании прошлого Земли. Например, современные океаны хорошо вентилируются на глубине, что является прямым следствием нынешнего климата с интенсивной циркулирующей океанических течений, обусловленной резким температурным градиентом между тропиками и полюсами. В более уравновешенные периоды прошлого, например в юре (см. гл. 9), придонные воды океанов почти повсеместно могли быть более или менее застойными. К застойным условиям в значительно большей степени тяготели мелкие воды тропиков и субтропиков по сравнению с аналогичными акваториями средних и высоких широт, поскольку для первых характерны повышенное размножение организмов и более высокая скорость окисления; в юрском периоде такие условия могли быть почти глобальными. Бронгерсма-Сандерс [Brongersma-Sanders, 1971] замечает по этому поводу, что ограниченная циркуляция вод как фактор, контролирующей застойный характер придонных условий, становится во много раз эффективнее благодаря быстрому размножению организмов. Со своей стороны добавим, что сила ветров и течений прежде всего зависит от широтного градиента температуры. Поэтому ветры дули на протяжении уравновешенных периодов, видимо, слабее, чем в наше время, и глубина эффективной деятельности волн была соответственно меньше.

Характер лито- и биофаций в Западной Европе ясно указывает на существование мелкого эпиконтинентального моря, окаймленного сушей с низким рельефом. Хотя битуминозные глинистые сланцы несерьезно было бы рассматривать как глубоководные образования, они несопоставимы и с лагунными илами, где бентосно-водорослевые «луга» препятствуют активной циркуляции вод. Не только развитие тонкой слоистости исключается в такой обстановке накопления осадков, но последние должны были бы вдобавок изобиловать фауной ракушечных эпибионтов, которые прямо-таки обрастают кроны водорослей, возвышающиеся над анаэробными илами (ср. [Baueg, 1929]). Реальная ракушечная фауна ничего подобного не показывает; не проявляются в ее характере и какие-либо признаки аномально низкой солености.

Кьюлиген и Крамбейн [Keulegan, Krumbein, 1949], приняв уклон морского дна достаточно малым, доказали математически, что должны установиться условия, при которых волны, поднятые ветром вдали от суши, растрачивают всю свою энергию,

не достигнув берега. Указанные условия не только препятствуют образованию пляжей и береговых обрывов, но также предохраняют осадки в широкой прибрежно-морской полосе от волновой переработки. Кроме того, существенно подавляются размах приливов—отливов и сила течений. Если уклон от современных берегов в сторону моря обычно превышает 1:100, то на модели Кьюлигена и Крамбейна он равен 1:600, значительно уменьшаясь на шельфе.

Можно предложить такую модель для объяснения генезиса юрских битуминозных глинистых сланцев, которая основана на геометрии эпиконтинентального моря как на причине сокращения водной циркуляции, причем обширный водный слой мелководья почти не нарушается волнениями, потому что он расположен ниже базиса волны (см. рис. 3.11, II). Существование теплого гумидного климата на сравнительно широкой полосе побережья подтверждается обилием органического вещества, которое быстро окислялось, способствуя тем самым созданию вполне или частично застойного слоя воды с минимальной циркуляцией. Во время трансгрессий глубина моря увеличивалась, устанавливалась более свободная связь с циркуляцией в открытом море, и в конце концов аэрация дна оказывалась достаточной для поддержания умеренной жизнедеятельности бентоса. Согласно этой интерпретации среднетюрские квасцовые сланцы Йоркшира являются, например, более глубоководными образованиями, чем подстилающая их гагатовая порода. Применение к этим отложениям модели Черного моря естественно привело Хемингуэя [Hemingway, 1951] к выводу, что квасцовые сланцы накапливались в более мелких водах. Аналогичным образом более мергелистые верхнеоксфордские глины Южной Англии глубоководнее битуминозных глин нижнего оксфорда.

Гипотеза образования битуминозных глинистых сланцев в условиях мелководья подтверждается и существованием частого тонкого чередования этих сланцев с ракушечными нерасслоенными мергелями или известняками, что наблюдается, например, в Голубом лейасе (Blue Lias) [Hallam, 1960]. О вероятной глубине их образования можно только догадываться. Глубина существенного действия абразии в современных условиях, по-видимому, не превышает 10—15 м. Учитывая крайне малый уклон дна в сторону моря и, видимо, господство сравнительно слабых ветров, цифры 15—30 м можно считать вероятным верхним пределом глубины образования битуминозных сланцев. Говоря о более свободных связях с океаном Тетиса, которые вероятны при существенно большей глубине, следует учитывать возможность периодических штормов, возмущавших воды ниже указанного уровня.

Нельзя, однако, считать все небитуминозные, сильно переработанные организмами пелиты с бентосной фауной непременно более глубоководными фациями, чем сопровождающие их

битуминозные пелиты. Действительно, такая интерпретация сразу же вступает в противоречие с постепенным переходом средне-тоарских кварцевых сланцев и нижнеоксфордской глины в песчаные отложения явного мелководья без появления в разрезе нового битуминозного горизонта. Кроме того, кимериджская глина Дорсета мощнее и глубоководнее своего песчанистого аналога в Булонне, хотя и содержит довольно высокий процент битуминозных глинистых сланцев, представленных чередованием тонких пропластков с пачками почти нормальной мощности. В породах основания нижнего плинсбаха восточной части Кантабрийских гор в Северной Испании также содержится больше битумов, чем в отложениях с преобладающе тонкой фракцией, расположенных южнее [Dahm, 1966]. Тем не менее нет никаких причин сомневаться в сравнительно мелководной природе битуминозных пелитов Северо-Западной Европы, для рассмотрения которых не подходит модель «замкнутого бассейна»: залегание многих подобных образований в самом основании трансгрессивного разреза достовернее следует из схемы, изображенной на рис. 3.11, II. Каждый частный случай должен, разумеется, рассматриваться во всей его специфике, с учетом горизонтальных и вертикальных стратиграфических соотношений.

Идея о том, что крайне небольшой уклон морского дна, вероятный, например, в юре для Европейского эпиконтинентального моря, мог действовать как фактор, подавляющий волноприбойную и приливно-отливную работу моря, контролируя тем самым фациальную обстановку, была с одинаковым энтузиазмом подхвачена Шоу [Shaw, 1964] и Ирвином [Irwin, 1965]. Обращаясь к современным примерам, мы видим, что в Беринговом море сила трения в комплексе с поверхностным льдом оказывает, по-видимому, подобное подавляющее воздействие на высоту приливной волны, сводя ее у берега почти до нуля. Деятельность суточных приливов—отливов на Большой Багамской банке и во Флоридском заливе также совсем незначительна. С другой стороны, приливная волна в Желтом море, тоже эпиконтинентальном, достаточно высока. Многие здесь явно зависят от формы морского бассейна и резонансных индексов приливов—отливов. Трудно поэтому сделать какие-либо обобщения, приложимые к эпиконтинентальным морям прошлого. Возвращаясь к юре Европы, заметим, что принятая нами модель для объяснения широкого распространения горизонта битуминозных глинистых сланцев может, пожалуй, поддержать концепцию Шоу—Ирвина о подавлении приливной волны, хотя Селвуд [Sellwood, 1972a] приводит литологические данные, свидетельствующие, по меньшей мере, о следах приливов—отливов. К сожалению, изученные им отложения широко не распространены на площади и во времени, и не существует надежных способов оценки амплитуды приливной волны.

Среди других трудностей в распознавании приливно-отливных отложений прошлого укажем на ряд таких текстурных элементов, как глинистые прослои с флазерной или косой перистой слоистостью, которые появляются не только при режимах с заметной высотой приливной волны даже в настоящее время («экспериментальный контроль» их отсутствия в таких районах, как дельта Роны, еще не проводился). Во-вторых, не представляется возможным таким образом расшифровать стратиграфическую летопись, чтобы разграничить проявления суточных приливов и более редких, менее закономерных «приливов», вызываемых ветрами и известных под названием «сейши».

## КАРБОНАТНЫЕ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ГЛИНИСТЫЕ ФАЦИИ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

Известняки и мергели широко развиты на севере Средиземноморской провинции, распространяясь далеко в пределы Англии в байосе — бате и позднем оксфорде, но об условиях их образования до сих пор известно еще очень мало. За последние 10 лет (или около того) сделаны значительные успехи в понимании природы этих отложений, что обусловлено плодотворным изучением современных карбонатных образований из района Багамских островов и Персидского залива. Целесообразно задержаться сперва на некоторых литологических типах и палеоэкологических аспектах безотносительно к географическому и стратиграфическому положению пород, прежде чем перейти к рассмотрению нескольких примеров всестороннего фациального анализа. Теперешнее состояние знаний не позволяет нам сделать в заключение региональный стратиграфический обзор, подобный помещенному в гл. 3 и 5.

### ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ

#### Водорослевые известняки

Хотя остатки известковых водорослей в нижнем пурбеке Дорсета отмечались на протяжении многих лет, их монографическое описание сделано совсем недавно [Pugh, 1968]. Пагом изучены структуры синезеленых, зеленых и багряных водорослей. Синезеленые водоросли образуют как разобщенные колонии, представленные отдельными желваками (*Girvanella*), так и первичные водорослевые биостромы с известковыми прослойками, содержащими захваченный при их образовании осадочный материал. Последняя разновидность, согласно классификации Логана, Резака и Гинзбурга [Logan, Rezak, Ginsburg, 1964], подразделяется на три категории строматолитов — онколитов.

Первая категория — «плоско соединенные полусферы» — охватывает туфогенные известняки из основания пурбекских слоев, известных под названием Твердый Кэп, с концентрическими структурами, развитыми в цилиндрических полостях, предположительно оставшихся от упавших деревьев. Вторая — «столб-

чато соединенные полусферы», характерная для хорошо известных «венцов» в подразделении Мягкий Кэп, наиболее четко представлена в так называемом Окаменелом лесу в восточной части района Лалуорт-Коув. Эти структуры, достигающие 2 м в диаметре, как и в первом случае, окружают центральные зоны углублений, оставшихся от упавших «комлевых» частей или стволов деревьев. Третья категория — онколиты — встречаются в конитах Сайприс.

Зеленые водоросли принадлежат к зоне *codiacea* и включают представителей родов *Ortonella* и *Cayeuxia*, встречаясь в виде отдельных желваков; багряные водоросли представлены разнообразными *Solenopora*.

Детальные исследования нескольких горизонтов водорослевых известняков Главной эстуариевой серии Шотландских Гебрид, проведенные Хадсоном [Hudson, 1970], оказались весьма небезынтересными в смысле их фациальной интерпретации. Нижние устричные слои содержат горизонты с водорослевыми желваками, принадлежащими к *Cayeuxia* и другим родам. Они, по-видимому, указывают на условия не затопляемой приливами полосы побережья, поскольку для обеспечения сохранности трубчатых водорослевых структур, которые обычно разрушаются у строматолитов приливо-отливной полосы, требуются предварительное обезызвествление и цементация.

Строматолитовые отложения, первично представлявшие собой водорослевые биостромы, содержат псевдоморфозы кальцита по гипсу. Наряду с присутствием в известняках пор усыхания это явно свидетельствует о периодическом выходе водорослевых биостромов на дневную поверхность, что сопровождалось испарением воды, захваченной верхушками водорослей. Кристаллы гипса присутствуют, например, в водорослевых биостромах отложений Лагуна Мадре в Техасе. Гиперсалинная лагуна расположена к юго-западу от тех глубоко врезаемых солонатоводных заливов, которые ранее Хадсон принимал в качестве модели для отложений Главной эстуариевой серии в целом.

Водорослевое происхождение также весьма вероятно для богатых карбонатом лимонитовых конкреций, которые известны в Дорсете и в просторечии называются «табакерки». Сложение этих образований концентрически-тонкослоистое, форма обычно дискообразная и размер до 30×10 см; как правило, они инкрустированы серпулами и встречаются вместе со строматолитовыми слоями, а также с просверленной органиками и пигментированной лимонитом галькой. Подобные находки в ааленских и байосских отложениях Дорсета и Сомерсета, а также из байоса Нормандии детально описаны Гэтролом с соавторами [Gatrall e. a., 1972] (см. о нормандских находках у Фюрзиха [Fürsich, 1971]). Действие гидродинамики принимается умеренно сильным, чтобы объяснить периодическое перекатывание конкреций, обеспечивающее их рост по онколитовой

схеме. Лимонитовые конкреции имеют, вероятно, частично водорослевую, частично неорганическую природу.

Рассматриваемые онколиты в комплексе со строматолитами явно приурочены к сильно сокращенным стратиграфическим разрезам и донноцементированным известнякам (*hardgrounds* \*), как это подчеркивает и Шульчевский [Szulczewski, 1968] в своем всестороннем описании средне- и позднеюрских строматолитов из района Свентокшиских гор на юге Польши. Другие находки лимонитовых водорослевых конкреций были сделаны в плинсбахских отложениях Нормандии и келловейских Швейцарской Юры.

Нет веских оснований, для того чтобы признать переход в субаэральные условия причиной образования тонкой строматолитовой слонстости, наблюдаемой в сильно сокращенной нижнеюрской части разреза так называемого связующего слоя в Западном Дорсете [Sellwood e. a., 1970]. Этот бледно-розовый, а при выветривании принимающий желтую окраску микритовый известняк содержит большое количество аммонитов, но мало бентосных форм, и без особых сомнений может считаться более глубоководным образованием, чем другие типы рассматриваемых известняков (фактически он ближе к типу отложений, который более характерен для Средиземноморской области, чем для Северной Европы). Поэтому природа данных строматолитов связана, вероятно, с обстановкой приливно-отливной полосы, как и образование строматолитов о-вов Андрос и Бермудских, описанных соответственно Монти [Monthy, 1965] и Гебелейном [Gebelein, 1969].

### Донноцементированные известняки

В более сокращенных разрезах известняков через определенные и довольно короткие интервалы появляются пласты или поверхности напластования с признаками цементации, синхронной с осадконакоплением. Сингенетичность литификации доказывается находками цементно прикрепляющихся организмов, прежде всего устриц и серпул, камнеточцев, в том числе двусторчатых рода *Lithophaga*, проделывающего мешковидные отверстия, и тонких трубочек зарывания полихет (черви). В районах Котсуолд (Англия) в байосе и Булоннэ (Франция) в бате следы зарывания полихет изучались Хельдером и Хольманом [Hölder, Hollmann, 1969], выделившими два типа ходов: U-образный *Polydorites* и более или менее прямой вертикальный или наклонный *Potamilla*. Если грунт, удаляемый при зарывании, был мягким известковым материалом, то заполнения таких нор

---

\* *Hardgrounds* — переводится нами как «донноцементированные известняки». Этот английский термин широко применяется в иностранной литературе. Им принято обозначать сингенетично цементированные слои известняков. — Прим. пер.

и ходов (обычно это мергель, бурый в выветрелых обнажениях) по своим физическим и химическим свойствам резко отличаются от окружающей породы. (Можно иногда обнаружить заполненные мергелем отверстия, которые сделаны ракообразными типа *Thalassionoides* в донноцементированном известняке, что свидетельствует о первичной цементации субстрата.)

Известны случаи, когда серпулы прикрепляются к нижней поверхности пластов донноцементированных известняков, а значит, мягкий грунт извлекался из-под слоя сцементированного материала [Purser, 1969]. Такое явление наблюдается и в монетном камне (Coinstone) в известняково-оолитовом горизонте синемюрского разреза Дорсета, в котором диагенетическая концентрация кальцита прошла сложный путь образования конкреций, последовательно извлекавшихся из грунта, инкрустированных, просверленных, повторно захороненных и пиритизированных,— и все это в интервале времени, отвечающем одной аммонитовой зоне [Hallam, 1969c]. Фюрзих [Fürsich, 1971] тщательно исследовал многократно повторяющиеся пласты донноцементированных известняков с наросшими на них строматолитами в байосском разрезе Нормандии и показал всю сложность процесса переработки, выщелачивания и заполнения полостей в осадках сильно сокращенного разреза (рис. 4.1).

Увязка материалов Фюрзиха по донноцементированным известнякам в среднеюрских разрезах восточной части Парижского бассейна с более общей стратиграфической схемой и новейшими результатами исследований Персидского залива позволила Пёрсеру [Purser, 1969] внести значительный вклад в наше понимание юрских известняковых толщ. Пёрсер выделяет три главных осадочных цикла, начинающихся с глинистых известняков или мергелей с последующим переходом в биоспариты или ооспариты и пелспариты, венчающихся пластом донноцементированного известняка со следами сверления и цементного прикрепления (в кровле цикла может залегать и не один такой пласт). Переход к вышележащему циклу резок и знаменует смену регрессивной карбонатной фации трансгрессивными мергелистыми слоями, содержащими аммониты и другие остатки обитателей открытого моря.

Причиной образования донноцементированных известняков ранее считали поднятие донных отложений выше уровня моря. В случае разреза, о котором идет речь, ряд фактов делает невероятным такое предположение: отсутствуют текстуры «птичьего глаза» или эвапориты непосредственно в нижнем контакте, а перекрываются донноцементированные известняки отложениями открытого моря, образовавшимися при слабом движении воды. Пласты таких известняков асинхронны настолько, что поднятие сложенной карбонатными породами банки, одновременное и в широком масштабе, совершенно исключается. На примере рассмотренных Пёрсером келловейских

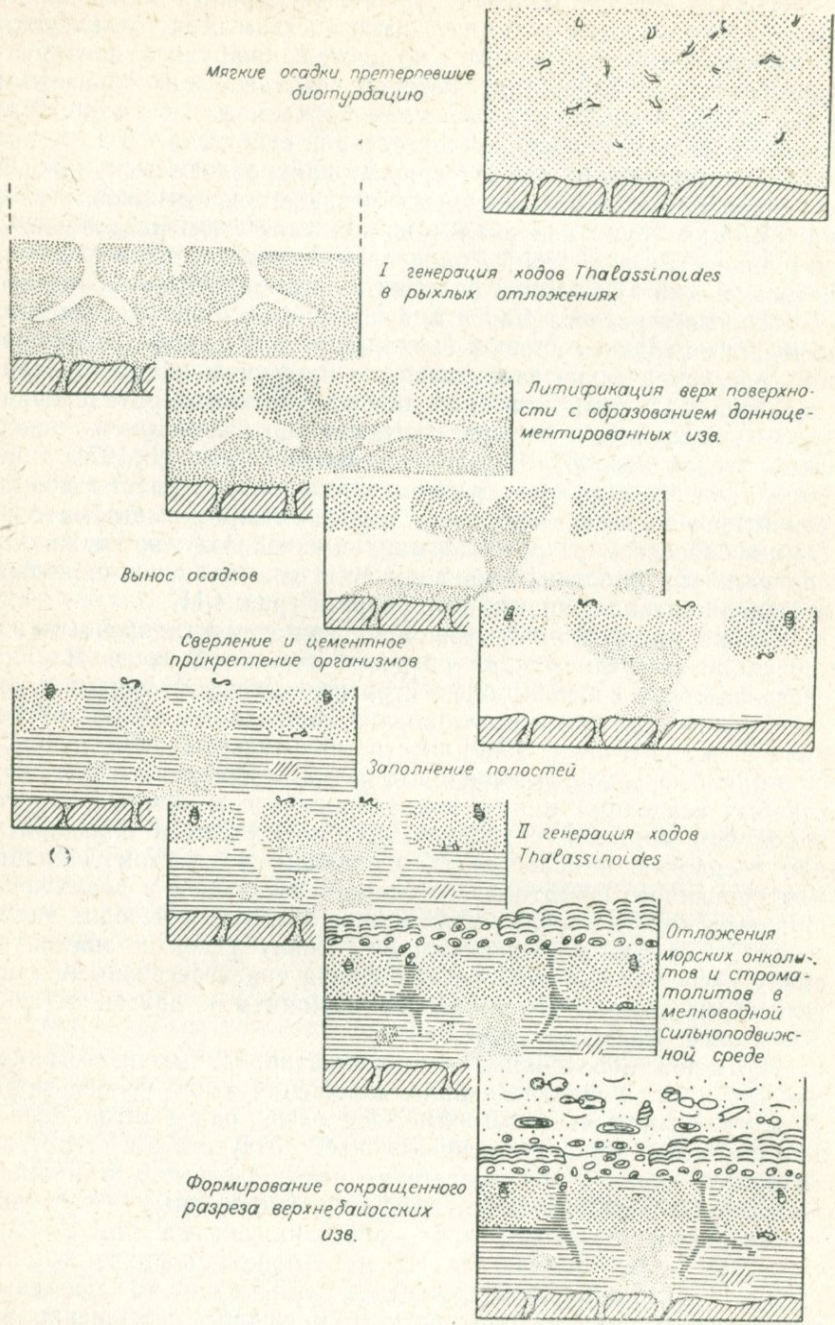


Рис. 4.1. Восстановленная последовательность стадий процесса формирования сокращенных разрезов байоса в районе г. Байэ, Нормандия (заимствована из работы Фюрзиха [Fürsich, 1971]).

отложений можно видеть, что самые древние пласты донноцементированных известняков залегают у подножия склонов карбонатной банки багамского типа — вероятной арены седиментогенеза, тогда как самые молодые пласты этих пород находятся на ее гребне (рис. 4.2).

Пёрсер ссылается на открытие в современных карбонатных отложениях Персидского залива сцементированных поверхно-

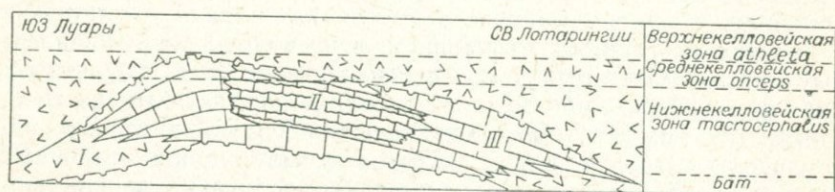


Рис. 4.2. Соотношение между просверленными поверхностями, лито- и хроностратиграфическими подразделениями в келловейской толще по профилю восточной части Парижского бассейна [Purser, 1969].

I — мергель впадины; II — пело-алевроиты внутренней зоны банки; III — пески краевой зоны банки.

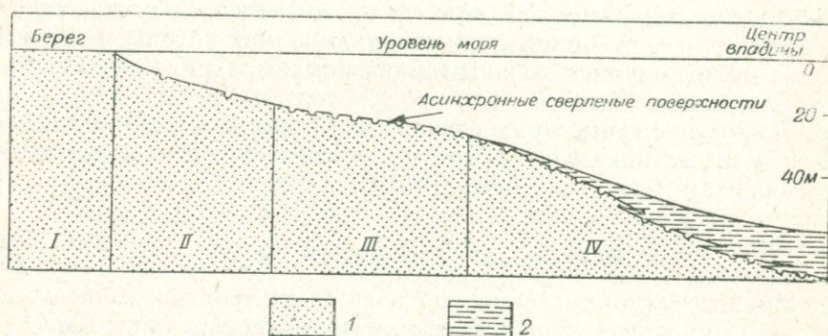


Рис. 4.3. Схематический профиль Персидского залива, иллюстрирующий асинхронную природу литифицированных субаквально и просверленных органидами современных карбонатных отложений [Purser, 1969].

Зона литификации: I — вадозной; II — наименее активной подводной и сверления; III — наиболее активной подводной и сверления; IV — «новейшей» подводной и сверления. I — мелководные карбонатные пески; 2 — пело-алевроиты впадин. Средний радиоуглеродный возраст, лет: зон II—III —  $2278 \pm 216$ ; зоны IV —  $6800 \pm 230$ .

стей, образующихся в подводных условиях при медленном осадконакоплении. Оно-то и является тем главным фактором, на который следует опираться при объяснении процесса цементации. Обоснованность этого вывода становится очевидной при применении его к условиям образования юрских донноцементированных известняков, характерных для сокращенных разрезов. Периодически повторяющееся замедление выпадения карбонатов Пёрсер приписывает либо похолоданию климата, либо

увеличению глубины моря. График влияния фландрской голоценовой трансгрессии на осадконакопление в Персидском заливе (рис. 4.3) показывает, что батиметрический фактор вполне вероятен.

Одной из характерных черт многих пластов донноцементированных известняков является их замечательно ровная поверхность, прослеживающаяся на значительные расстояния. Это можно прекрасно наблюдать, например, в карьерах батских известняков в районе Сайренсестера на юго-западе Англии, где такие пласты вскрыты на площади в несколько сотен квадратных метров. Рассматриваемое явление может быть результатом либо физических, либо химических процессов, а также их сочетания, что, пожалуй, наиболее вероятно. Продолжительное перемещение вперед и назад ракушечного материала и осадочных частиц под действием приливно-отливных течений могло привести к сглаживанию поверхности пласта. С другой стороны, если судить по аналогии с процессами, воздействующими на известняки в тропических приливно-отливных зонах, то следует признать за организмами ведущую роль в процессе выравнивания. Работа роющих организмов делает поверхностный слой известняков настолько слабым грунтом, что он легко поддается физической денудации. Кроме того, жизнедеятельность таких скользящих и скребущих грунт организмов, как хитоны и гастроподы, может служить важным фактором выравнивания поверхности пластов.

Экология фауны, приуроченной к батским донноцементированным известнякам в Уилтшире, детально описана Пальмером и Фюрзихом [Palmer, Fürsich, 1974].

### Мергельно-известняковые толщи

Микроспаритовые глинистые известняки, содержащие около 75—85% кальцита в правильном тонком чередовании с мергелями,— широко распространенная фация среди более чистых известняков. Давняя дискуссия о первичном, осадочном, или вторичном, диагенетическом, характере такого чередования свелась за последние годы к более тонкому вопросу оценки относительного значения процессов седиментации и диагенеза.

Такого рода отложения типичны, например, для геттанг-нижнесинемюрской формации Голубого лейаса в юго-западной части Англии и в Южном Уэльсе [Hallam, 1960, 1964]. Эти породы богаты бентосной фауной и формировались в явно спокойных мелких водах. В Южном Уэльсе они быстро переходят в горизонтальном направлении в органогенно-обломочные и конгломератовидные известняки, трансгрессивно налегающие на местное «поднятие» рельефа, сложенное каменноугольными известняками [Wobber, 1965]. Аналогичные образования в нижнеплинсбахских белемнитовых мергелях в Дорсете примечательны

поверхностями зачистки — дополнительное свидетельство в пользу образования их в мелководной обстановке [Sellwood, 1972b].

Неправильно трубчатые участки темного мергеля в сравнительно светлом, более известковом осадке (иногда наблюдается обратная картина), придающие породе пятнистый облик, — результат жизнедеятельности роющих организмов, описываемых как фукоиды *Chondrites* и *Diplocraterion*, — лучшее доказательство первичной осадочной природы обоих упомянутых стратиграфических подразделений. Строго говоря, этому явлению могло предшествовать несколько более раннее химическое выделение кальцита непосредственно под границей осадок—вода, в то время как осадок был еще податлив к работе роющих организмов в слое, расположенном немного выше. В случае Голубого лейаса имеются данные о том, что ритмичное осаждение при диагенезе постепенно усиливает литологические контрасты, вызванные деятельностью роющих организмов [Hallam, 1964].

На основании изучения аналогичных фаций в разрезах нижней юры Португалии сделан вывод, что диагенез служил главным фактором формирования известняково-мергельной циклической толщи исследованного района [Hallam, 1971c]. Поскольку некоторые из аргументов могут найти более широкое приложение, они заслуживают быть перечисленными.

1. Нет явной корреляции между циклами и другими литологическими или палеонтологическими особенностями, хотя ее следовало бы ожидать, если бы осадконакопление контролировало седиментогенез; например, распределение ракушечных прослоев по ритмам носит чисто случайный характер.

2. Однородные слои известняков местами переходят в слои известняковых конкреций, вторичное происхождение которых никем не оспаривается. Микроструктурные узоры известняков во всех случаях лишены первичноосадочных черт, что вполне соответствует представлению о поровой кристаллизации в процессе диагенеза.

3. Хотя при переходе от участка к участку мощность всей толщи существенно изменяется, мощность отдельных слоев известняка остается приблизительно постоянной, а число их уменьшается грубо пропорционально сокращению мощности всего разреза. Модальное и экстремальные значения мощности пластов португальских песчаников практически те же, что и в Голубом лейасе в Дорсете и Гламоргане (рис. 4.4). Иными словами, скорость осадконакопления не имеет никакого отношения к формированию рассматриваемых циклов.

4. Различные признаки устойчивости тектонического и седиментационного режима во время осадконакопления делают крайне маловероятной причинную связь между циклическостью толщ, о которых идет речь, и частыми колебаниями условий осадкообразования, колебаниями порядка нескольких сотен раз

за время, отвечающее веку, как это требуется для формирования таких мощных толщ.

5. В то время как в мощных толщах такие литологические единицы, как глинистые сланцы, песчаники и грубообломочные известняки, выдерживаются в разрезе на протяжении нескольких метров и более, подобного постоянства состава никогда не

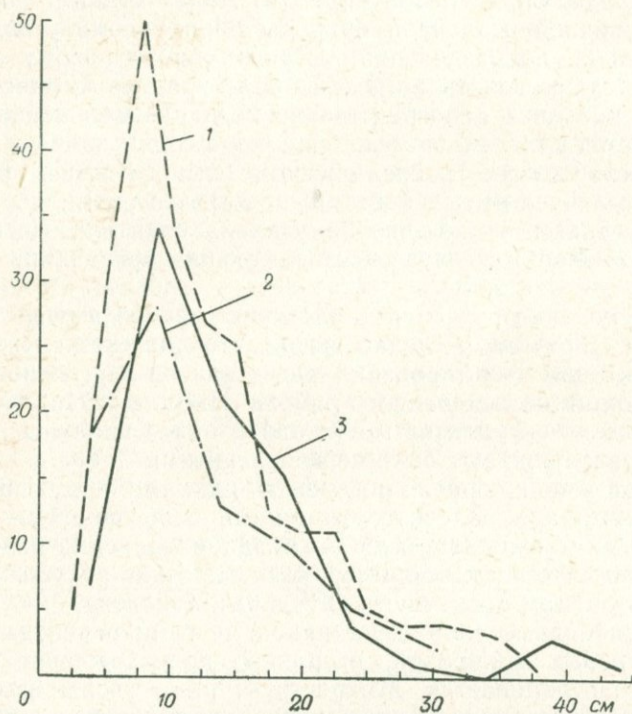


Рис. 4.4. График зависимости мощности обнажений от их числа для нижнего плинсбах Португалии, геттанга и нижнего синемюра Юго-Западной Англии и Южного Уэльса [Hallam, 1971c].

1—2 — Голубой лейас (1 — Гламорган; 2 — Дорсет, Англия); 3 — нижний плинсбах, Сан-Педро-де-Муэль, Португалия.

наблюдается в мергельных разрезах, в которых все время идет правильное чередование в большей или меньшей степени известковых слоев при единственном переменном параметре — содержании кальцита. В качестве довольно убедительного доказательства можно привести тот факт, что, когда известняки, образующиеся на наших глазах, являются существенно диагенетическими по своей природе, горизонты осаждения кальцита тем не менее чутко контролируются некоторым фактором среды, не проявляющимся как-либо иначе.

Фюрзих [Fürsich, 1973] усматривает генетическую связь тонкослоистых горизонтов известняковых конкреций с *Thalassinoides* и указывает на деятельность зарывающихся ракообразных как на возможный фактор образования конкреций (рис. 4.5). По его мнению, большое количество органического вещества в ходах зарывания, будь то скопления слизи на стенках или фекаль-

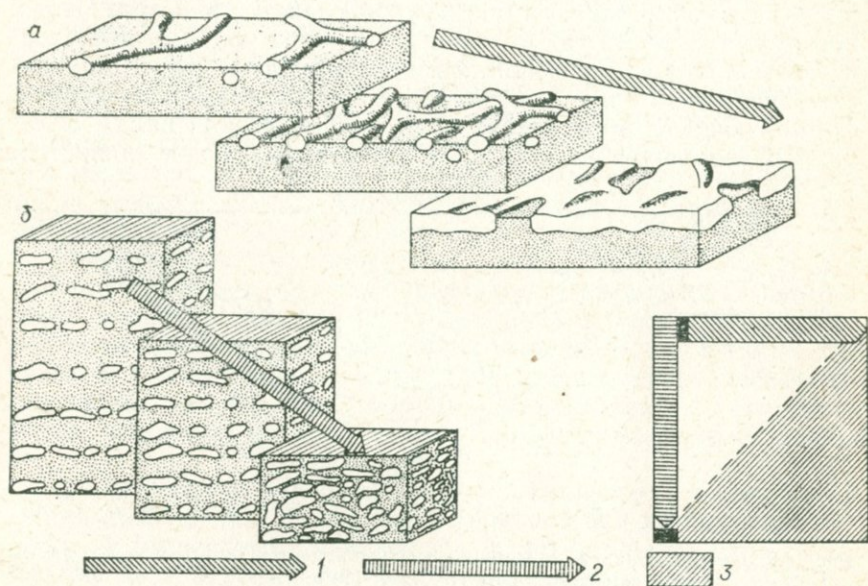


Рис. 4.5. Два механизма образования комковатых известняков [Fürsich, 1973].

1 — частота ходов зарывания; 2 — уплотнение; 3 — комковатые известняки.

ные комочки, стимулировало осаждение кальцита, поскольку разложение органического вещества способствовало местному повышению рН. С установлением градиента диффузии стабилизировался и процесс осаждения карбоната, нарастали слои конкреций.

Следует признать, что причина ритмичности, которая здесь молчаливо подразумевается, еще очень малопонятна. К этому процессу мы вернемся в следующей главе при анализе происхождения горизонтов известняковых конкреций в Средиземноморье.

### Палеоэкологические аспекты

Рассматриваемые отложения в целом по фауне (как скелетным остаткам, так и следам жизнедеятельности) очень слабо отличаются от терригенно-обломочных и железистых фаций, причем почти не усматривается прямой корреляции между определенным типом осадка и окаменелостями, которые в нем

содержатся. Здесь опять наиболее контрастными представляются нам сравнительно мелководные и глубоководные ассоциации пород, различаемые по целому ряду критериев (рис. 4.6). Так, мелководные отложения, для которых характерно образование относительно сокращенных разрезов смешанно-водорослевых известняков, микроспаритов, биоспаритов, пелспаритов и ооспаритов, а местами присутствие грубой слоистости и эрозионных поверхностей, содержат большое количество крупных двустворчатых моллюсков, питающихся взвесями, и фукоидов *Diplocraterion*, *Rhizocorallium* и *Thalassinoides*. Глубоководные отложения, формирующиеся во впадинах, а не на банках или валах, обладают равномерно-тонкозернистой структурой и более глинистым

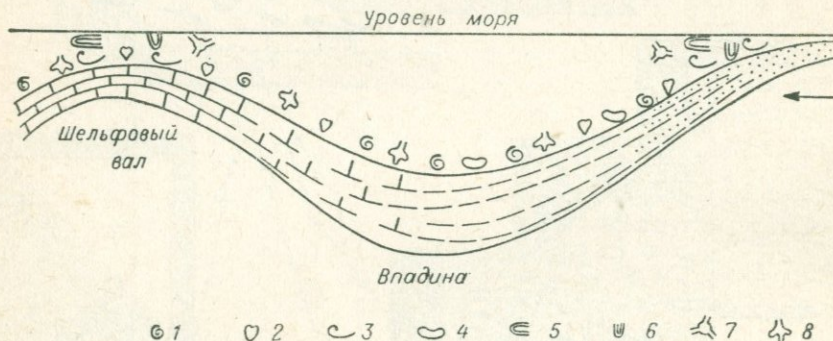


Рис. 4.6. Общая картина контролируемого соленостью воды состава фауны в зависимости от глубины [Hallam, 1972a].

1 — аммониты; 2 — брахиоподы; 3 — крупные взвесейные двустворчатые; 4 — протобранхи; 5 — *Rhizocorallium*; 6 — *Diplocraterion*; 7 — *Thalassinoides*; 8 — *Zoophycos*. Стрелкой показано направление поступления обломочного материала с суши.

составом. Указанные выше ископаемые встречаются значительно реже, а аммониты значительно чаще. Брахиоподы и иглокожие, будучи типично бентосными организмами, тяготеют к мелководным фациям. Вообще говоря, рифообразующие кораллы, известковые губки, мшанки и брахиоподы в карбонатных фациях обычнее, чем в соответствующих мелководных терригенно-обломочных и железистых образованиях.

Типичными, а практически почти единственными фукоидами глубоководной фации являются *Chondrites* и *Zoophycos*, хотя оба рода встречаются и в более мелководных отложениях. Весьма характерные структуры зарывания *Zoophycos* покрывают поверхности тонкозернистых мергелисто-известковых слоев в Испании, Португалии и Южной Франции. Многие из таких пород, так называемых известняков с *Cancellophycus*, лишены макрофоссилий, кроме аммонитов.

Скудность бентосной фауны в глубоководно-известковой фации как одна из характерных особенностей, отличающих ее от пелитовых отложений терригенно-обломочного состава, требует

некоторых пояснений. Это явление нельзя объяснить просто меньшим количеством питательных веществ на глубине, так как отложения первой из названных фаций связаны короткими горизонтальными (географическими) и вертикальными (стратиграфическими) переходами с осадками, накапливавшимися на глубине не более нескольких метров. Вместе с тем отсутствуют подводные брекчии и турбидиты как признаки резкой расчлененности рельефа морского дна. В ряде отложений, о которых идет речь, наблюдаются поверхности зачистки, о чем сообщает, например, Селвуд [Sellwood, 1972b] по материалам белемнитовых мергелей Дорсета. Фитопланктонная питательная среда, несомненно, скудеет с глубиной, но это приобретает жизненно важное значение лишь на глубинах порядка сотен метров, которые заведомо больше максимально возможных цифр для юры Северной и Центральной Европы.

Более вероятное объяснение происходившего — мягкость донного грунта, в котором организмы, питавшиеся взвесями, легко могли задохнуться [Hallam, 1972a; Sellwood, 1972b]. Это подтверждается тесным заселением ограниченных участков, где грунт был достаточно твердым, такими прикрепляющимися организмами, как серпулы, устрицы и фораминиферы, что имеет место, например, на поверхности раковин аммонитов и белемнитов.

Сравнительная редкость находок аммонитов в мелководной фации объясняется, по-видимому, тем, что они не выносили колебаний температуры и солености в значительном слое очень мелких вод. Условия сохранности как единственный фактор, объясняющий это явление, исключается [Hallam, 1972a].

Особое внимание исследователей юрской палеоэкологии всегда привлекали рифовые известняки с колониями кораллов. Наиболее насыщен ими оксфорд, но лучшие обнажения коралловых рифов в Северо-Западной Европе можно, пожалуй, видеть теперь в разрезе нижнего байоса (зона *humphriesianum*), прекрасно и широко представленных в карьере близ Маланкура, в нескольких километрах северо-западнее Меца в восточной части Парижского бассейна [Hallam, 1975].

Рифы представляют собой правильно расположенные в пространстве яйцевидные массы неслоистого или крайне грубослоистого известняка среди яснослоистых органогенно-обломочных известняков и мергелей, они достигают около 20 м в высоту и 30 м в диаметре. Кораллы в основном принадлежат к *Isastrea* и *Thamnasteria*, но имеются и ветвистые формы. Встречаются они преимущественно в виде неровных уплощенных или изогнутых пластов массивного сахаровидного известняка, почти параллельных слоистости, и часто проявляют отчетливое ветвление. Между такими пластами наблюдаются прослойки детритового ракушечного известняка. В более мощных пластах часто можно видеть полости, заполненные крупными кристаллами кальцита.

В описываемых рифах в отличие от современных отсутствуют явно водорослевые структуры. Сопутствующая фауна беспозвоночных обильна и разнообразна по составу: в ней доминируют *Chlamys* с резко ребристой скульптурой и другие крупные пектиниды и лимиды, *Lopha*, брахиоподы, цидароиды и род *Bourguetia* (гастроподы), что сильно сближает ее с фауной весьма сходных биогермов из верхнего оксфорда, описанных, например, Аркеллом [Arkell, 1935], и нижнего кимериджа, обнаруженных на побережье прямо на юг от Ла-Рошели (Франция). Как оксфордские, так и кимериджские коралловые массы (которые, как ни трудно показать, нельзя квалифицировать как рифы — настолько невелики их размеры) лишены слоистой текстуры манкурского типа.

Анализ коралловых структур и вмещающих отложений показывает, что рифы формировались на слабых возвышениях дна очень мелкого моря на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга. Не наблюдается ни первичного крутого уклона, ни сингенетической эрозии или переотложения, а те рассеянные кораллы, которые встречаются в промежуточных органогенно-обломочных известняках, имеют облик находящихся *in situ*. Все это говорит о том, что поднятие рифов в зону интенсивной волноприбойной деятельности лишено реальности.

Другой важной группой колониальных животных, связанных с известняками, являются губки, в отдельных горизонтах приобретающие большое значение. Так, богатые губками отложения широко развиты в верхнем байосе, протягиваясь в северном направлении от Северной Испании в пределы Нормандии и Дорсета, тогда как другие, верхнеоксфордские, начинаются в Восточной Испании и прослеживаются в горах Юра и в Швабии. В Швабии, согласно опубликованному сообщению [Geyer, Gwinner, 1968], имеются рифообразные постройки губок в нижнем кимеридже, но в более общем случае можно говорить только о большом количестве отдельных колоний губок, измеряемых на этом стратиграфическом уровне сантиметрами или дециметрами, но не метрами. По сравнению с охарактеризованными выше коралловыми отложениями губковые горизонты содержат меньше двустворчатых, но они богаче брахиоподами и аммонитами, что придает им характер более глубоководной фауны.

Зарывающиеся организмы, способные просверливать донно-цементированные известняки в коренном залегании, а также гальку и известковые раковины, представляют собой своеобразную группу фауны, более типичную для известковых, чем для терригенно-обломочных отложений. Кроме вероятных полихет, описанных Хельдером и Хольманом [Hölder, Hollmann, 1969], сюда, по-видимому, входят клионии (губки), усонogie ракообразные, двустворчатые и водоросли, известные, например, по материалам из геттанг-синемюрских сокращенных разрезов

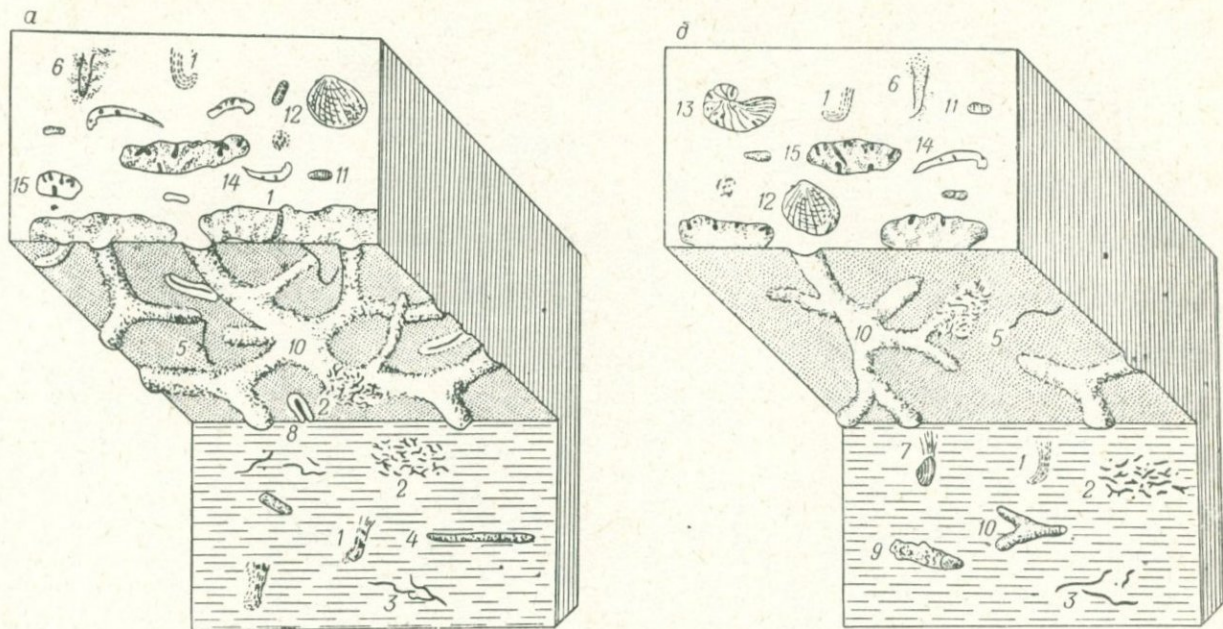


Рис. 4.7. Проблематики зарывающихся и сверлящие в геттанг-синемюрских известняках земли Баден-Вюртемберг, ФРГ (в вертикальном сечении и на нижних поверхностях пластов) [Scholz, 1968].

*a* — оолитовый горизонт; *b* — горизонт Купферфельс. 1 — биотурбационные структуры; 2 — *Chondrites*; 3—4 — пиритизированные ходы зарывания червей; 5 — возможные следы ползания червей; 6 — жильные норки; 7 — следы зарывания *Pholadomya*; 8 — *Rhizocorallium*; 9 — *Spongiomorpha*; 10 — *Thalassinoides*; 11 — сверления водорослей; 12 — сверленные криноидеями раковины; 13 — сверления циррипедиями (? *Simonizapfes*) раковин *Gryphaea*; 14 — неопределенные сверления раковин *Cardinia*; 15 — сверленные литофагами (?) гальки известняков.

известняков оолитового и меденосного горизонтов земли Баден-Вюртемберг [Schloz, 1968, 1972] (см. также рис. 4.7).

Прибрежно-морские обстановки в пределах известковой литофаии замечательны тем, что в них намечается присутствие (или первичное присутствие) эвапоритов — осадков гиперсалинных лагун. В то время как разнообразие состава фауны в них резко сокращается и почти исчезают такие стеногалинные группы, как кораллы, головоногие и многие другие моллюски, а также брахиоподы, мшанки и иглокожие, они изобилуют представителями нескольких видов, жизнестойких в условиях вод повышенной солености. В основном это мшанки и гастроподы. Они могут усеивать всю площадь поверхностей напластования в сокращенных разрезах, чем совершенно исключается фактор аномально медленного осадконакопления. Примерами служат отдельные участки пурбекских слоев Дорсета и слои Коимбра, залегающие в низах юры Португалии. Нет оснований полагать, что в лагунах, характеризующихся повышенной соленостью, количество питательных веществ сильно возрастает, и поэтому причину большой плотности популяции следует искать в чем-то другом. С учетом новейших экологических концепций ее можно условно приписать так называемой *r*-стратегии отбора\* для той плодовитости, которая эффективно поддерживает жизнестойкость видов в неустойчивых фациальных обстановках, где неминуема высокая смертность [Hallam, 1972a].

Последний момент, который следует здесь отметить, касается замечательной находки микритовых фекальных комочков на «защищенных» участках тонкозернистых песчаников, например внутри раковин, где они ясно различимы в тонких шлифах на фоне цемента — исландского шпата (например, [Hallam, 1971c, рис. 7]). Без такой защиты мягкие комочки в конце концов были бы спрессованы до такой степени, что образовалась бы микритовая порода с едва различимыми или вовсе стертими следами фекального происхождения. Можно думать, что фекальные комочки служили более важным компонентом в составе юрских тонкозернистых отложений, чем об этом можно судить по аналогии с современными осадочными структурами.

## ПРИМЕРЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

### Большой оолит (батский) Южной Англии

Первый опыт сопоставления среднеюрских известняков Англии с отложениями Багамских островов принадлежит Грину и Доновану [Green, Donovan, 1969], предпринявшими его на материале Большого оолита в районе г. Бат, графство Сомерсетшир. Эти отложения были расчленены ими на четыре фор-

\* См. Theoretical ecology, ch. 2. Oxford, 1976.

мации: оолит Коум-Даун и слои Твинхо, сопоставляемые с верхней частью фуллеровой земли при прослеживании на юг; оолит Бата и Верхний Рэг, коррелирующиеся с Лесным мрамором в том же направлении. В районе Бата мало глинистых отложений, что связано с местными структурными условиями: он расположен на так называемом Котсуолдском шельфе, тогда как появляющиеся южнее глинистые отложения формировались в Дорсетской впадине [Martin, 1967].

Более мощные разрезы оолитовых известняков представляют собой, по-видимому, так называемые «оолитовые дельты», подобные описанному на Трусиальском побережье, где они увязываются с системой приливно-отливных течений при максимальной глубине 2 м. Зоны более мелких оолитов отвечают участкам врезания приливно-отливных каналов. Слои Твинхо, включающие широко известные железистые оолиты, мелкозернистее и богаче ракушечным материалом; они указывают на такую обстановку, где воды были глубже и спокойнее. Оолит Бата характеризуется местами грубой косо́й слоистостью. Очевидно, он был генетически связан с подвижными оолитовыми банками. Самая высокая в разрезе формация Верхний Рэг, содержащая коралловые постройки, указывает на развитие биогермов во время стабилизации морского дна. Отсутствие в ней более выдержанных по простиранию коралловых горизонтов объясняется существованием обширного мелководного бассейна на юге, ограничивавшего свободный доступ вод, богатых питательными веществами, из океанической области (широко известно, что в современных условиях самый пышный рост кораллов происходит по краям банок, вероятно, по той же причине).

В Оксфордшире, северо-восточнее района, изученного Грином и Донованом, нижняя часть Большого оолита представлена последовательно формациями Чиппинг-Нортон, Шарпс-Хилл и Тейнтон, образование которых рассматривалось Селвудом и Маккерроу [Sellwood, McKerrow, 1974]. Формация Чиппинг-Нортон сложена известняком с окатанными обломками в основании — свидетельство мощной гидродинамики. Она формировалась в условиях вала на месте байосской формации Мортон в районе Марш-Свелл. Восточнее располагалась небольшая впадина, куда, как это можно видеть, песчаный материал, представлявший собой, вероятно, дельтовые осадки, источником которых была Лондонская платформа, поступал с востока. В другой впадине, к западу от вала, известняки имеют зубчатый контакт с глинами нижней фуллеровой земли.

Глины формации Шарпс-Хилл содержат разнообразную бентосную фауну двустворчатых моллюсков, гастропод, кораллов, иглокожих и ринхонеллидных брахиопод, указывая, вероятно, на некоторое увеличение глубины мелкого моря, которое одновременно трансгрессировало в область сноса нижележащих песков. Местами, в окрестностях Стоунсфилда в восточной

впадине и Стоу-он-зе-Уолда в западной, эта трансгрессия сказывается в образовании алевритистых известняков субформации Стоунсфилд, накапливавшейся на пониженных участках дна в виде сокращенной толщи, состоящей из смеси переотложенных фаун и осадков суши и моря. Пресноводные гастроподы рода *Viviparus*, остракоды и харофиты местами были смыты с суши и попали в глины формации Шарпс-Хилл. На отдельных участках морская трансгрессия вызвала перерыв в осадконакоплении и развитие доновоцементированного известняка, венчающего формацию Чиппинг-Нортон.

Три верхние формации Большого оолита в том же районе носят названия (снизу вверх): известняк Уайт, Лесной мрамор и Корнбраш. Клейн [Klein, 1965] описывает небольшие каналы в двух нижних подразделениях как результат боковой эрозии и осадкообразования приливно-отливных течений в зоне приливов. Позднее на основании палеоэкологического анализа Маккерроу с соавторами [McKerrow e. a., 1969] подтвердили приливно-отливное происхождение известняка Уайт, отнеся Лесной мрамор к образованиям мелкой литорали. Принимая во внимание работу Рейнека и других по Немецкому заливу, само врезание небольших каналов еще нельзя считать доказательством приливно-отливного седиментогенеза, исключая условия мелкой литорали, если и палеонтологические данные неоднозначны. Более веские доводы в пользу поднятия территории выдвигаются Пальмером и Дженкинсом [Palmer, Jenkyns, 1975].

Тонкослойный строматолитовый известняк с «птичьим глазом» местами обнаруживается в кровле известняка Уайт, в полосу под оксфордом, что указывает на поднятие территории вплоть до верхней части приливно-отливной зоны или даже до установления транспривного режима. Ниже этих слоев залегают микритовые известняки с морской фауной. Юго-западнее перекрывающий их Лесной мрамор представлен частично оолитовым известняком с переотложенными раковинами и окатанными обломками в основании, что свидетельствует об условиях открытого, омываемого течениями шельфа. Северо-восточнее в Лесном мраморе появляется больше глинистого материала, известняк становится тонкозернистее, фрагменты лигнита обильнее. Фауна содержит солонатоводные и пресноводные элементы, включающие род *Viviparus*.

Совпадение фациальных изменений в Лесном мраморе с характером зоны известняков с «птичьим глазом» позволяет предположить поднятие барьерного острова (или косы), отгородившего лагуну на северо-востоке, и снос с суши в нее обломочного материала. В конце батского века последовала трансгрессия, маркируемая ранним корнбрашем, затопившая всю территорию, причем фации сделались более однородными по площади, покрыв ее неоолитовыми ракушечными известняками.

Аркелл [Arkell, 1935] был пионером фациальных исследований коралловых биогермов, проводя их на материале коралловых слоев Оксфордшира. Позднее Вильсоном [Wilson, 1968a] была сделана попытка дать палеогеографическую сводку по коралловым слоям Южной Англии. Площадь осадконакопления подразделена им на три главные части (которые иногда распознаются и на более длительных промежутках позднейюрского времени). Это Вессекская и Вельдская впадины, разделенные валом Портсдаун. В Вельдской впадине преобладают глинистые фации, но в западном направлении постепенно возрастает роль кварцевых песков. Источник сноса песчаного материала, нижнего и верхнего известкового гравия, очевидно, расположен на севере и охватывает, по-видимому, Лондонский хребет. Однако главным объектом исследований Вильсона были известняковые образования, и другая его статья [Wilson, 1968b] посвящена Осмингтонскому оолиту (см. рис. 4.8 и 4.9). В этом оолите исследователем выделены следующие пять фаций: 1) оолитовая; 2) оолито-конитовая; 3) кораллово-известняковая; 4) зернисто-известняковая; 5) «слиудисто-глинистая» (к сожалению, глинистые минералы не определялись).

В собственно оолитовой фации наблюдается повторение набора литологических разностей при укрупнении в каждой из них обломочного материала в такой восходящей последовательности: слои с мелкими обломками, оолиты «спокойных вод», нормальные оолиты, слои с водорослевым и скелетным детритом. Присутствие хорошо развитых ооидов позволяет говорить о глубине, меньшей 3 м. Ввиду литологических указаний на постепенное обмеление, вплоть до господства более турбулентной среды, можно думать по аналогии с современными отложениями, что фациальная обстановка определялась регрессией в приливно-отливной полосе. Повсеместное распространение спикул губок *Rhaxella* в породе говорит о том, что организмы этого рода могли служить фиксаторами осадочного материала оолитовых пластов, подвергшихся биотурбации, тогда как косо-слоистые оолито-конитовые слои носят признаки сингенетического существования отелей с подвижными оолитами. Судя по аналогии с Большой Багамской банкой, губки могли служить буферами для осадочного материала, подобно современным донным травам и зеленым водорослям. Главное направление палеотечений, преимущественно приливно-отливных, согласно замерам косой слоистости было с востока на запад.

Фация кораллово-известняковая — это биогермные постройки, а зернисто-известняковая — продукты смыва материала зоны биогермов в северном направлении, представленные в основном микритизированным скелетным детритом. Глинистая фация характеризует «фоновое» осадкообразование, заполняя местами

междурифовые каналы. Морфология цокольных банок, сложенных кварцевыми песками, влияла на общую картину распределения фаций. При максимальной мощности песков (между Суиндоном и Оксфордом) карбонаты накапливались (коралловые биолиты) в условиях интенсивно подвижной среды.

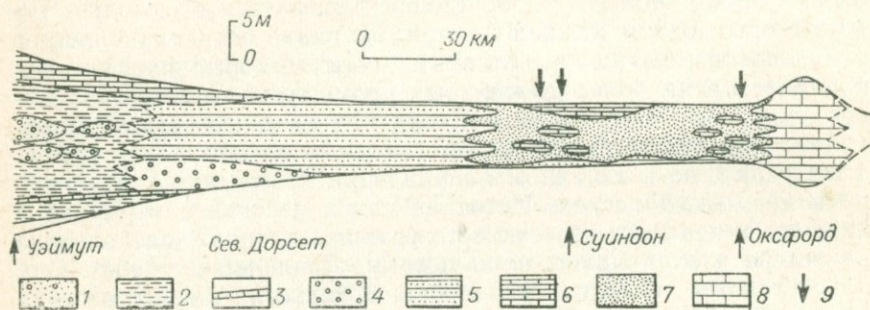


Рис. 4.8. Фациальные соотношения в Осмингтонском оолите (верхний оксфорд) в Южной Англии [Wilson, 1968b].

1—2 — ооспариты (1 — кварцсодержащие и др., 2 — косослоистые); 3 — мергели и известняки с конкрециями; 4 — пизолиты; 5 — ооспариты, интраспариты; 6 — биомикриты *Rhaxella*; 7—8 — коралловые известняки; 9 — каналы, заполненные глинистым материалом.

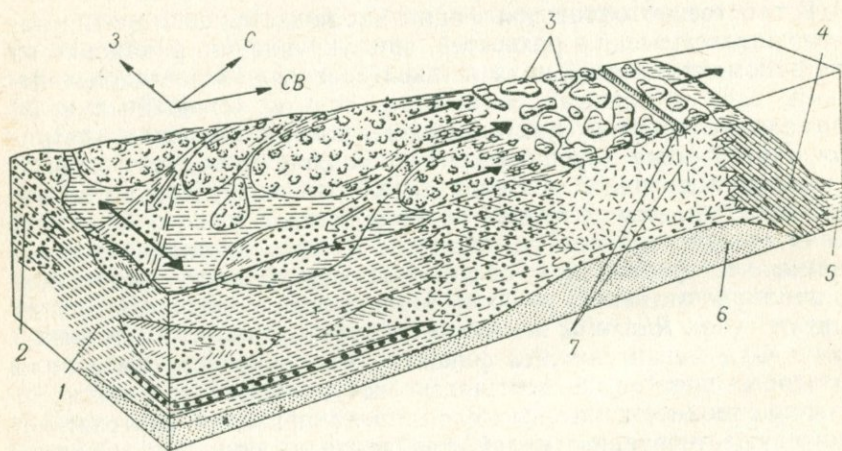


Рис. 4.9. Фациальная модель Осмингтонского оолита [Wilson, 1968b].

1—5 — фации (1 — оолитовая, 2 — оолитовых конитов, 3 — коралловых известняков, 4 — известняка Уитли, 5 — глинистая); 6 — кварцевые пески; 7 — каналы в пределах фации коралловых известняков.

Условия сохранности кораллов изучал Тальбот [Talbot, 1972]. Первичный арагонит замещался, разумеется, по всей массе. На состав конечных продуктов существенно влияли как рост друз игольчатого арагонита в кораллах, так и осаждение микроцементов, причем оба фактора действовали, вероятно, при

жизни рифообразующих организмов. Захваченные частицы осадка могли играть важную роль как центры осаждения кальцита. Когда потери кальцита кораллами достигали больших размеров, постройку спасала от разрушения только ранняя литификация межскелетного цемента.

Тальботом [Talbot, 1973] сделана также попытка фациальной интерпретации соотношений, существующих в коралловых слоях между известняками и пропластками терригенно-обломочных отложений. Каждый из трех осадочных циклов, выделенных Аркеллом [Arkell, 1933], состоял из такой последовательности: глины, песчаники, известняки. Анализ, проведенный Тальботом, дает основание для построения иной схемы циклов, опирающейся на его понимание соответствующих фациальных обстановок. Им выделено шесть различных обстановок.

1. Открытого шельфа. Карбонатные отложения здесь представлены главным образом моллюсковыми биоспаритами с переменным количеством ооидов, зубами и чешуей рыб, фосфоритовыми конкрециями. Слои с признаками значительной биотурбации содержат разнообразную фауну, состоящую в основном из двустворчатых, совместно с которыми встречаются водоросли *Girvanella*. На основании этого исследователь делает заключение о медленном осадконакоплении в условиях мелководной литорали открытого моря.

2. Рифовая. Охарактеризована выше при рассмотрении Осмингтонского оолита.

3. Прибрежно-литоральная. Отложения состоят из глин, илов и песков, как правило, с признаками биотурбации, но встречаются и слои со слоистостью ряби и волнистой слоистостью, содержащие фауну двустворчатых. Автор схемы сравнивает их с современными осадками в Немецком заливе Северного моря.

4. Приливно-отливная и эстуариевая. Карбонатные породы представлены ооспаритами с планарной косою слоистостью, иногда с тонкими глинистыми прослойками, горизонтально срезающими нижележащий пласт. Скудная фауна, по-видимому, привносилась штормовыми приборами, в связи с чем мы вправе проводить сравнение с ооидными банками Багамских островов. Обломочные отложения состоят из тонко-среднезернистых песков с проявлениями планарной косою слоистости, слоистости ряби, горизонтальной и флазерной слоистости и глинистых прослоев; наблюдаются небольшие каналы. Ракушечная фауна встречается редко, тогда как проблематики, принадлежащие к ихнородам *Ophiomorpha*, *Diplocraterion* и *Arenicolites*, весьма обильны. Согласно интерпретации Вильсона, к эстуариевым, а не к приливно-отливным образованиям следует причислять обнажающуюся восточнее Осмингтон-Милса на побережье Дорсета формацию Бенклифский гравий, в которой много растительных остатков.

5. Лагунная. Карбонатная часть разреза — это био- и оомикриты, претерпевшие сильную биотурбацию, изобилующие скелетами *Rhaxella* и частично микритизированными раковинами моллюсков; из проблематик преобладает *Teichichnus*. Некарбонатная часть разреза сложена сидеритовыми глинами, илами с шамозитом и лимонитом. Среди часто встречающейся, но однообразной фауны преобладают устрицы *Deltoideum delta*.

6. Трансприливная. Удельный вес этой обстановки мал; для нее характерны глины, содержащие корневища растений, что указывает, вероятно, на приливно-болотный седиментогенез.

На рис. 4.10 показан разрез фаций и стратиграфических формаций по Тальботу. В значительной мере его интерпретация базируется на выделении четырех главных эрозионных поверхностей к северу от Дорсета; они срезают нижележащие слои пластами гальки и фосфоритовых конкреций. Переход к перекрывающим отложениям литологически резок, и естественно соотносить эти поверхности с четырьмя осадочными циклами. Два из них (в восходящей последовательности) представлены известняками, глинами и песками, третий сформирован глинами и песками, а четвертый (Осмингтонский оолит) — существенно известняковый. Рингстедский коралловый горизонт, обычно включаемый в коралловые слои оксфорда, принят за основание следующего цикла кимериджской глины.

Согласно хорошо обоснованной интерпретации Тальбота, циклы маркируют регрессивные периоды осадконакопления между двумя последовательными эрозионными поверхностями, приводившие к обмелению и замене отложений шельфа береговым комплексом лагун и пляжей (рис. 4.11). Когда уровень моря на некоторое время оставался постоянным, накопление осадочного материала, по-видимому, опережало погружение и вело к горизонтальной миграции обломочной массы в направлении моря. Резкое повышение уровня моря вызывало в тех же местах резкое сокращение терригенной седиментации; медленно выпадали карбонатные осадки, знаменуя начало нового цикла. Начало цикла Осмингтонского оолита отмечено, пожалуй, более существенным повышением уровня моря и трансгрессией, вследствие которой терригенно-обломочная зона седиментогенеза отодвинулась назад, за пределы рассматриваемого района.

Какой-либо заметной асинхронности циклов не наблюдается, если она вообще имеет место, что же касается стратиграфических данных, то они явно говорят в пользу корреляции главной трансгрессии, отвечающей Осмингтонскому оолиту, с аналогичным явлением в подзоне *antecedens* на юге Французской Юры, на которое указывает трансгрессивное налегание бирменсдорфских слоев [Epaу, 1966]. Та же фаза проявилась, вероятно, и в Швейцарской Юре [Gygi, 1966, 1969].

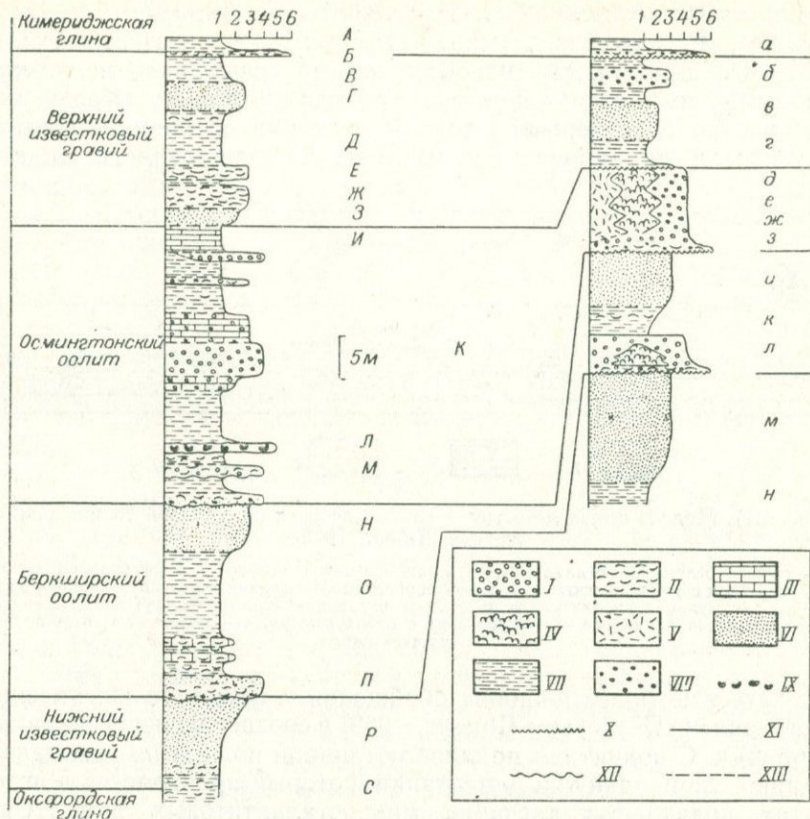


Рис. 4.10. Фациальная интерпретация верхнеоксфордской «коралловой» толщи в Южной Англии [Talbot, 1973].

Фациальные обстановки и соответствующие им местные стратиграфические подразделения (сверху вниз): А—Б—открытый шельф (А—кимериджская глина, Б—рингстедский коралловый горизонт); В—лагуна (рингстедская мягкая глина); Г—Е—литеральный бар (Г—сэндсфутский гравий, Д—сэндсфутская глина, Е—красочетные слои с *Myophorella*); Ж—З—открытый шельф (Ж—слои с „Т.“ *clavellata* и *Myophorella*, З—песчаный блок с *Myophorella*); И—лагуна (комковатые известняки); К—бар близ приливо-отливной полосы; Л—М—открытый шельф (Л—пизолиты с *Myophorella*, М—слои с *S. qualicosta*); Н—приливо-эстуаринная зона (бенклифский гравий); О—прибрежно-литеральная зона (потская глина); П—открытый шельф (слои с „Т.“ *huddlestoni* и с *Myophorella*); Р—прибрежно-литеральная зона (потский гравий); С—открытый шельф (оксфордская глина); а—открытый шельф (кимериджская глина); б—лагуна (железные руды Вест-Бери); в—бар близ приливо-отливной полосы; г—открытый шельф (*Myophorella*?); д—ж—близприливная зона (д—известняки Уитла, е—коралловый шебень, ж—оолитовые кониты); з—открытый шельф (*Myophorella*); и—приливо-отливная зона (хайвортский гравий); к—прибрежно-литеральная зона (хайвортская глина); л—открытый шельф (хайвортские известняки с *Myophorella*); м—приливо-отливная полоса (нижний известковый гравий); н—открытый шельф (оксфордская глина).  
 I—ооспариты; II—биооспариты; III—микриты; IV—коралловый риф; V—коралловый детрит; VI—песок; VII—глина; VIII—оолитовые железные руды; IX—экзотическая галька, скопления фосфоритов; X—XIII—типы подошвы горизонтов (X—эрозивный, XI—разрывной, XII—волнистый, XIII—плавно переходный); 1—6—фракции (1—глинистая, 2—алевритовая, 3—мелкопесчаная, 4—среднепесчаная, 5—крупнопесчаная, 6—конгломератовая).

Интересные исследования проводились также по цементации коралловых известняков. И Тальбот [Talbot, 1971], и Девис [Davies, 1971] выделяют раннюю генерацию нежелезистого кальцитового цемента, сменяющуюся весьма специфичными генерациями железистого кальцита, и приходят к общему выводу, что первая, по всей вероятности, образовалась во время поднятия отложений над уровнем моря. Если это справедливо, можно

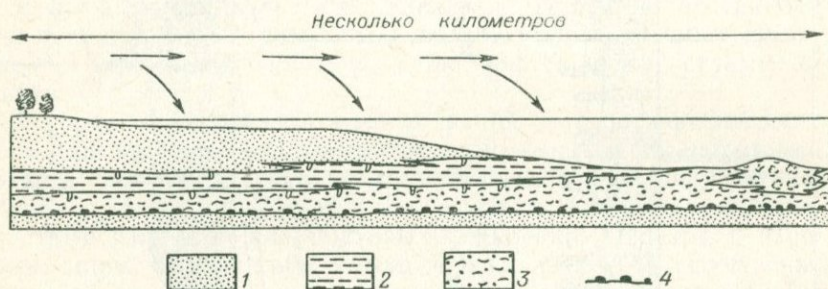


Рис. 4.11. Модель цикла известняк—глина—песок в коралловой толще Южной Англии [Talbot, 1973].

1 — речные отложения откладываются вдоль берегов шельфового моря (размер частиц уменьшается с удалением от суши); 2 — терригенные отложения в результате продолжающейся аккумуляции продвигаются по шельфу перпендикулярно к берегу; 3 — известняковые отложения накапливаются в условиях открытого моря; 4 — размаятая кровля предыдущего цикла.

сделать еще более широкие обобщения, так как то же явление установлено Пёрсером [Purser, 1969] в среднеюрских песчаниках Франции. С поднятием приливо-отливной полосы он связывает, однако, лишь один тип цементации, который проявляется в агрегатах, получивших название микросталактитовых друз. Они асимметричны, содержат больше цемента на нижней стороне и примечательны своими отметинами в форме «птичьего глаза» и строматолитами.

Фукоиды из коралловых слоев недавно описаны Фюрзихом [Fürsich, 1974].

### Портландские и нижние пурбекские слои Дорсета

За последние 10 лет благодаря трудам ученых различных стран значительно глубже и совершеннее стало наше знание условий образования нижних пурбекских слоев. Разрез известняков и подчиненных мергелей представляется в следующем виде:

6. Мягкий Кокл.
5. Твердый Кокл.
4. Кониты Сайприс.
3. Битые слои.
2. Мягкий Кэп.
1. Твердый Кэп.

Эти слои долгое время рассматривались как характерные для осадконакопления в пресноводных или солоноватоводных лагунах, хотя битые слои многие исследователи считали связанными с обрушением, последовавшим в результате растворения гипса и ангидрита. Следы этих двух минералов сульфата кальция практически встречаются в нижних пурбекских слоях от подошвы до кровли либо в виде псевдоморфоз кальция по гипсу в обнажениях, либо в виде желваков ангидрита в буровых скважинах. Стадии диагенеза, изменившие рассматриваемые слои, детально описаны Вестом [West, 1964, 1965], причем им же установлено присутствие в описываемых слоях целестина и других интересных минералов. Для слоев Мягкий и Твердый Кокл характерны псевдоморфозы по галиту. Осаждение эвапоритов свидетельствует о повышенной солености, что не противоречит ни водорослевой флоре [Pugh, 1968], ни остракодовой фауне (см. сообщение Андерсона в книге [Wilson e. a., 1958]).

Твердый и Мягкий Кэп сложены главным образом осадками, захваченными синезелеными водорослями [BROWN, 1963; Pugh, 1968]. Другими разновидностями известняков из нижних пурбекских слоев являются либо микриты, либо пелмикриты; в слоях Мягкий Кокл [BROWN, 1964] в них встречаются пропластки, сложенные явными фекальными комочками (вероятно, ракообразных). На основании данных об увеличении количества обломочного кварца в слоях Твердый Кокл в западном направлении и присутствия в них пресноводных моллюсков только к западу от Мьюп-Бей Браун считает, что береговая линия располагалась на западе, где существовали гиперсалинные лагуны, в которые местами поступали пресные воды. Аналогичную картину в наши дни можно видеть во Флоридском заливе. Закономерное изменение известковистости по схеме известняк — мергель рассматривается Брауном как первичное, однако он не приводит каких-либо доводов, исключающих возможность ритмичного осаждения кальцита в процессе диагенеза.

Представление о сильных колебаниях солености подтверждается геохимическими данными об отношении устойчивых изотопов углерода, но при этом наблюдается общая тенденция к уменьшению солености при переходе от пурбекских слоев к вельдским. Базальная часть пурбекских слоев и слои Синдер дают высокие значения рассматриваемой солености, что хорошо согласуется с данными по ископаемым и эвапоритам [Allen, Keith, 1965].

Приводимые ниже результаты исследований Ширменом [Shearman, 1966] кернов из низов пурбекских отложений, вскрытых Уорлингхемской скважиной к югу от Лондона, открывают возможность проведения самых достоверных аналогий с новейшими осадками. Ширмен выделяет осадочные циклы того же

типа, что и в отложениях транспривных равнин себха\* на Трусиальском побережье:

4. Карбонатные илы: лагунные.

Эрозионная поверхность с межформационными конгломератами.

3. Ангидритовые желваки в карбонатных илах: транспривные.

2. Строматолитовые наслоения: приливо-отливные.

1. Карбонатные илы: лагунные.

Законность такой интерпретации для слоев Твердый и Мягкий Кэп Дорсета очевидна.

Портландские слои, подобно пурбекским, лучше всего представлены в Дорсете, но простираются в северном направлении в пределы Уильтшира, Оксфордшира и Букингемшира; они встречаются также в Нижнем Булонне и известны по данным разведочного бурения в Суссексе и Кенте. В недавнее время все эти районы изучались Таунсоном [Townson, 1971], но (и не без основания) его внимание было приковано главным образом к Дорсету. Таунсон подразделяет портландские слои на две формации: Портландский песок (нижнюю) и Портландский известняк (верхнюю).

Портландский песок продолжает вверх по разрезу песчаные и алевроитовые верхнекемериджские глины. В его слоях содержится доломит, который становится главным минералом при приближении к кровле формации. Происхождение этого минерала в данном случае представляет загадку, так как современный доломит образуется в основном в транспривной обстановке, а согласно фациальной модели Таунсона Портландский песок откладывался в более глубоководных условиях, чем Портландский известняк.

Для предварительного объяснения Таунсон привлекает первую фазу модели, разработанной Шмальцем [Schmalz, 1969] с целью расшифровки генезиса глубоководных соляных залежей (если они действительно существуют), где допускается отток богатых магнием морских вод. Таунсон отмечает аномальное отсутствие доломита в нижних пурбекских слоях. Поскольку во всех своих основных положениях этот автор убедительно показывает, что переход от портланда к пурбеку в Южной Англии является скольльзящим во времени, небезосновательно предположить существование либо транспривной, либо лагунной обстановки пурбекского типа в направлении берега во время формирования Портландского песка (рис. 4.12). В предложенной модели за осаждением гипса в «пурбекской» фациальной обстановке последовал отток вод, богатых магнием, от мелководной карбонатной банки в более глубоководную зону впадины

\* Себха (араб.) — низменные участки, покрытые соляной коркой и заболачивающиеся только после дождей. — *Прим. пер.*

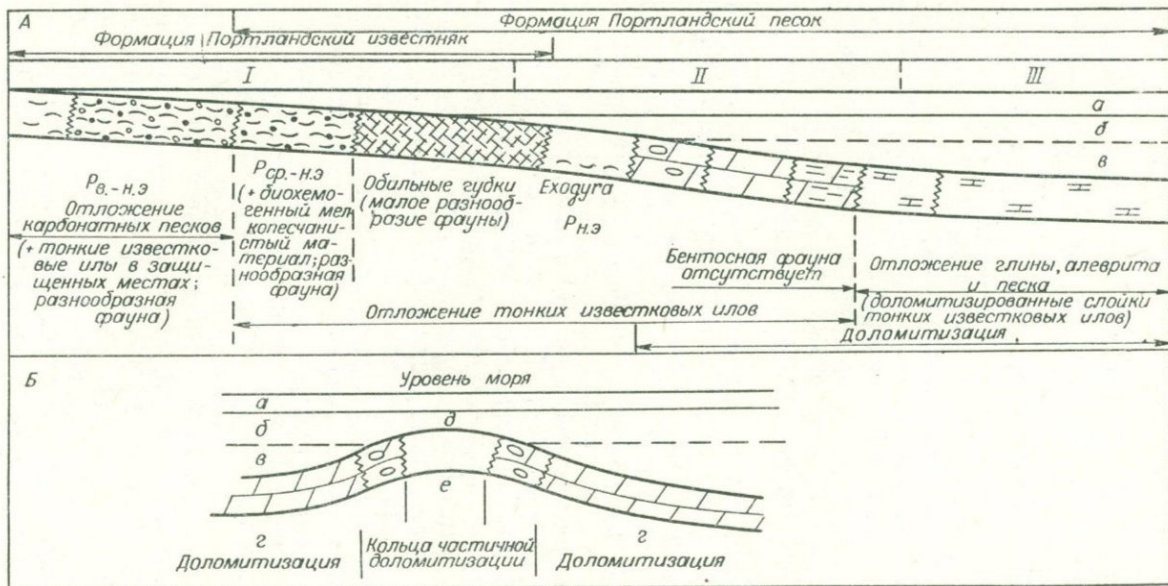


Рис. 4.12. Общая модель седиментогенеза портландских отложений Дорсета (А) и влияние валообразного поднятия морского дна на глубину воды и степень доломитизации (Б) [Townson, 1971]. Вертикальный масштаб увеличен.

I — мелководный шельф с карбонатным осадконакоплением (в целом хорошей кислородной вентиляцией); II — глубоководный шельф и материковый склон (переходная зона); III — сравнительно глубокая впадина (в целом на дне анаэробные условия).  $P_{в.-н.э}$  — режим высокой, средней и низкой энергии;  $P_{ср.-н.э}$  — режим средней и низкой энергии;  $P_{н.э}$  — режим низкой энергии; *a* — турбулентная зона; *б* — критический уровень; *в* — морское ложе; *г* — впадина; *д* — вал; *е* — известковые илы.

с застойными водами. Ниже определенного критического уровня содержание кислорода в поровой воде осадков было достаточно низким, а рН достаточно высоким, чтобы не препятствовать доломитизации кальцита.

Портландский известняк состоит из богатых губками кремнистых микритов, переходящих вверх по разрезу в биокалькариниты и оолиты, образовавшиеся при значительной подвижности воды (классический строительный известняк). В районе Дорсета восточная и западная впадины разделялись валом, в известной степени влиявшим на глубину и характер осадконакопления. Фауна представлена в основном моллюсками. Редкость брахиопод, кораллов и иглокожих при фактическом отсутствии белемнитов и губок объясняется, по крайней мере частично, колебаниями солености на мелкой банке с периодической тенденцией к установлению повышенной солености. Двустворчатые моллюски эпифауны, как правило, вымывались из рыхлых известковистых илов на участках спокойных вод, а также из подвижных карбонатных песков, представленных теперь косослоистыми оолитами.

Идеализированная модель фациальных обстановок портландского и пурбекского типов (см. рис. 4.12) не претендует на масштабное отображение ситуации, сложившейся в Дорсете в какое-то определенное время, а показывает лишь в преувеличенном виде характер зависимости фаций от глубины и степени подвижности вод, от присутствия или отсутствия прибрежного вала. В самой глубоководной зоне отлагались тонкослоистые известковистые илы с последующей их доломитизацией. В более мелководной зоне донный грунт был слабым, эпифауна двустворчатых сохранялась только в местах развития твердого субстрата, которым могли служить раковины аммонитов. В самой мелководной зоне моря (более мелководной, чем предыдущая) создавались условия для формирования ооидов и существования фауны, развивавшейся на достаточно устойчивых участках дна. Так, карбонатно-песчаные образования в случае их стабилизации служили местами поселения эпи- и инфауны, а также роющих норы ракообразных. На отдельных участках валов, как это превосходно отражено в обнажениях о. Портленд, выросли биогермы, построены устрицами, мшанками и багряными водорослями *Solenopora*, занимающая площади в несколько квадратных метров. В условиях более глубоких вод и на мелководных участках, защищенных карбонатно-песчаными образованиями, губки достигали своего расцвета, о чем свидетельствует обилие спикул *Rhaxella* и в меньшей степени *Pachastrella*. В виде внешнего барьера мелководной полосы разрастались строматолитоводорослевые скопления, частично отгораживая гиперсалинную лагуну, где накапливались осадки пурбекского типа.

Фациальная модель, предложенная Таунсоном, служит заманчивой иллюстрацией «закона» распространения фаций в фор-

мулировке Вальтера. Последовательность фаций в направлении от шельфа к берегу соответствует вертикальной смене фаций в регрессивном разрезе от кровли кимериджской глины к верхней части нижних пурбекских слоев.

### Верхняя часть разреза верхнеюрских отложений ФРГ

Золенгофенский (нижнетитонский) литографский камень Баварии еще более знаменит, чем швабские посидониевые сланцы, исключительной сохранностью ископаемых остатков. Он состоит из яснослоистых микритовых пластов почти чистого кальцита. Уже много лет ведется дискуссия по вопросам происхождения микрита и характера области его накопления, в частности о причине столь необычной сохранности палеонтологических объектов. В последнее время эти проблемы привлекли внимание Бартеля [Barthel, 1970, 1972] и Ван Стратена [Van Straaten, 1971].

Литографский камень состоит, как правило, из тонкослоистого микрита, представляющего собой почти чистый кальцит, причем мощность отдельных слоев, разделенных примазками мергеля, достигает 30 см. Вопреки впечатлению от просмотра музейных коллекций известняк, о котором идет речь, содержит немногочисленные остатки фауны, хотя за много лет из знаменитых карьеров и было собрано много ценного материала. Из макрофоссилий вполне обычна только пелагическая губка *Saccosota*. Аммониты нередки, то же можно сказать и о рыбах, среди которых определено 150 видов. Членистоногие и двужаберные головоногие редки, что же касается находок медуз, рептилий и археоптерикса, они единичны.

С помощью электронного микроскопа удалось обнаружить, что кокколиты являются важной составной частью литографского камня, тогда как некоторая доля слагающего его материала поступала из других источников в виде тонкого органического детрита или неорганического вещества. Исключительно хорошую сохранность ископаемых объясняли сперва эпизодическим осушением мелкой лагуны. Оказавшиеся на поверхности остатки животных высушивались, а затем покрывались отложениями вернувшегося моря. Возражая против такой интерпретации, Бартель приводит аргументы в пользу непрерывного присутствия моря.

Чтобы надлежащим образом оценить фациальную модель Бартеля (рис. 4.13), необходимо всесторонне рассмотреть стратиграфию золенгофенского известняка. В конце раннекимериджского времени интенсивное разрастание губково-водорослевых рифов создало сложный рельеф морского дна в районе Швабии и Баварии (детально ознакомиться со знаменитыми губковыми рифами и межрифовыми фациями Баварии можно по работам Гейера и Гвиннера [Geyer, Gwinper, 1968], а также Хиллера [Hiller, 1964]). Поднятие страны вывело на дневную поверхность

губковые рифы на севере, тогда как к югу создавались условия, благоприятные для роста кораллов, а еще южнее продолжали существовать губковые рифы. Таким образом, по линии, проходящей от южной окраины Франконского Альба к Дунаю, развился приблизительно широтный пояс коралловых и гидротных биогермов.

Создавался барьер, способный защитить зарифовую лагуну на севере от бурных вод открытого моря на юге. Рельеф дна этой лагуны был сильно расчленен благодаря отмершим губковым рифам, между которыми накапливались микритовые осадки. Бартель оценивает глубину лагуны приблизительно в 30—60 м. Продолжающееся поднятие на севере заставило коралловые

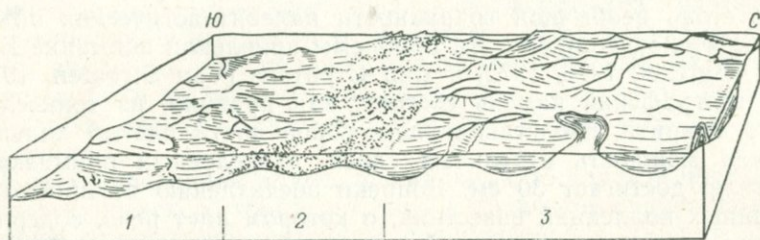


Рис. 4.13. Реконструкция морского дна в начале титона в Баварии [Barthel, 1970]. Поднятие на севере, наклон в южном направлении.

1 — открытое море, в рельефе дна выделяются губковые рифы; 2 — поднятые отмершие губковые рифы с коралловыми обрастаниями; 3 — отмершие губковые рифы в зарифовой лагуне; известковый ил (теперь золенгофенский известняк) накапливался во впадинах, окаймленных такими рифами.

рифы постепенно мигрировать в южном направлении и обусловило регрессию моря в конце титона. На востоке встречаются аллодапические (т. е. турбидитовые) разновидности известняков, а оползневые горизонты распространены шире, чем выполнения эрозионных борозд. Все это говорит о заметно расчлененном рельефе области осадконакопления.

В качестве аргумента против периодического осушения бассейна Бартель приводит отсутствие эвапоритов, строматолитов, вмятин в форме «птичьего глаза» и приливно-отливных каналов. К тому же осадконакопление было весьма равномерным, отдельные слои прослеживаются на несколько километров. Вполне возможно, что климат, который был теплым, судя по характеру фауны кораллов и рептилий, определил тенденцию к повышению солености воды в лагуне. Устанавливалось такое плотностное расслоение, при котором придонные воды приобретали несколько застойный характер, чем и объясняется почти полное отсутствие бентосной жизни в рассматриваемом бассейне. Ван Стратен поддерживает идею о недостатке кислорода (если не существования вполне застойной среды) в придонных водах,

считая, что осадочный материал перерабатывался штормами и переносился в виде взвесей из шельфовой зоны на север.

Результаты лабораторных экспериментов Бартеля подтверждают предположение о субаквальной консервации ракообразных и встречающихся в меньшем количестве насекомых, медуз, птерозавров и птиц. Из многообразия известных нам ползающих членистоногих следы оставили только *Mesolimulus*. Из этого следует, что условия на дне были летальными для всех ползающих, кроме мечехвостов. Наши сведения о ныне живущих родственниках им форм действительно указывают на их высокую выносливость по отношению к изменениям солености, температуры и содержания кислорода. Другие членистоногие явно принесены течениями.

Результаты экспериментов хорошо согласуются также с полевыми наблюдениями, касающимися способа захоронения (насекомые умирали на поверхности воды в лагуне и впоследствии опускались на дно в том положении, в каком их застигла смерть) и формы тела. Например, бабочки и стрекозы достигали дна, как правило, с распростертыми крыльями, тогда как мухи и кузнечики со сложенными крыльями сразу же переворачивались на бок, как только касались дна.

Своеобразные вмятины на поверхностях напластования зольенгофенского известняка ранее считались следами движения четвероногих или рыб, проплывающих косяками над илистым дном. На самом же деле, как показал Зейлахер [Seilacher, 1963], это следы волочения пустых раковин аммонитов, образовавшиеся при их перекачивании и скольжении по мягкому илу. Ротплетцем [Rothpletz, 1910] был найден известный экземпляр с отпечатком воронки непосредственно за отпечатком плоско лежащего аммонита, и этот образец до сих пор остается единственно подлинным среди массы различных вмятин, относимых к той же категории. По мнению Зейлахера, раковины аммонитов переносились с большой скоростью ламинарными морскими течениями.

Другой опыт фациальной интерпретации принадлежит Бартелю [Barthel, 1969], изучавшему формацию Нейберг (низы верхнего титона) в Баварии. Слагающие ее известняки представлены микритами, биомикритами и пелмикритами, в которых наблюдаются тонкая слойчатость, скульптурные и аккумулятивные следы зарывания, например *Rhizocorallium*. В противовес этим явно литоральным образованиям отдельные тонкие пропластки кальцирудита отвечают, по-видимому, условиям приливо-отливной полосы. Среди фауны, не принадлежащей к тетическому типу, преобладают двустворчатые моллюски и гастроподы, в той или иной степени эвригалинные, судя по близко родственным им формам, живущим в настоящее время. Присутствие фораминифер *Anchispirocyclina* также позволяет говорить о переменной солености, чем можно, кроме того, объяснить

отсутствие аммонитов и мшанок, а также находки брахиопод и иглокожих только в виде перенесенных фрагментов.

С течением времени Центральноевропейское море становилось все более замкнутым (рис. 4.14). На это указывают как фауна, делающаяся менее разнообразной вверх по разрезу, так и литологические признаки: наблюдаемая в самых молодых слоях периодическая смена осадков, типичных для зоны верхней литорали, осадками приливно-отливной полосы с врезанием небольших каналов. Многие элементы данной фауны обнару-

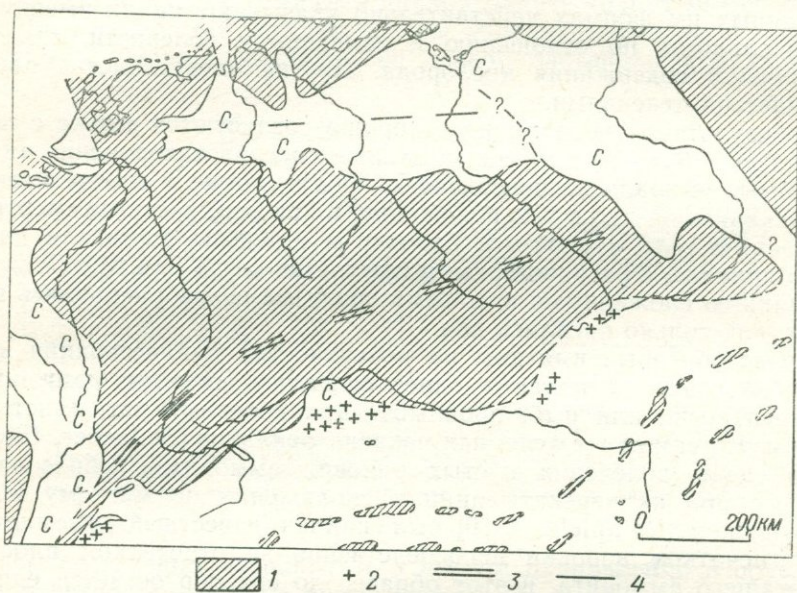


Рис. 4.14. Палеогеография Центральной Европы в начале позднего титона [Barthel, 1969].

1 — суша; 2 — рифы; 3—4 — зоны (3 — поднятия, 4 — погружения); С — солоноватоводная зона.

жены и в отложениях портланда, грубо коррелирующихся с толщами Баварии, которые, как мы видели, также проявляют вверх по разрезу все признаки усиливающейся регрессии. В Баварии, однако, отсутствуют горизонты собственно пурбекских фаций, самое близкое местонахождение которых установлено в Швейцарской Юре.

Другая интересная работа, связанная с изучением верхов верхнеюрских отложений северо-запада ФРГ, принадлежит Иордану ([Jordan, 1971a]; см. также [Huckriede, 1967]). Вопреки прежнему мнению, что соленость вод уменьшалась начиная с раннего кимериджа, Иордан утверждает обратное. Слои зоны *gigas* (средняя часть кимериджских глин) и плитчатый извест-

няк Эйбекхойзер (верхняя часть кимериджских глин) \* он рассматривает как переходные по степени солёности между подстилающими их полностью морскими образованиями и перекрывающим их Мюндерским мергелем с залежами каменной соли (позднепортландским — раннемеловым?) на том основании, что последнее подразделение содержит ангидрит. Менее разнообразный состав фауны вверх по разрезу дополнительно обосновывает переход фаций к условиям аномальной солёности. Намеченные Иорданом фациальные изменения отражены в работах по самым верхам юры Южной Англии, причем за последние годы, как уже говорилось, интерпретация их претерпела аналогичную метаморфозу.

---

\* Первые отвечают низам волжского яруса, второй соответствует верхней части нижнего и нижней части его среднего подъярусов.— *Прим. ред.*

## КАРБОНАТНЫЕ И КРЕМНИСТЫЕ ФАЦИИ ЮЖНОЙ ЕВРОПЫ И СЕВЕРНОЙ АФРИКИ

Резко отличаясь от осадочных образований более северных районов, юрские отложения Средиземноморской области почти целиком представлены карбонатными породами с преобладанием известняков над мергелями, хотя в отдельных районах в более молодой части разреза важную роль играют радиоляриты. Терригенно-обломочные отложения значительно развиты лишь в окраинных районах, например в Западном Марокко и частично в Альпийском складчатом поясе на Балканах. За последние несколько лет геологическое изучение этих фаций сильно шагнуло вперед, выплыла из тумана занимательная повесть палеогеографического развития, рассказывающая о раскальвании и дифференциальном погружении платформы, покрытой крайне мелководными карбонатными осадками. Прежде всего мы рассмотрим эти платформенные образования, характеризующие ранний этап юрского седиментогенеза, а затем перейдем к более глубоководным отложениям, относящимся уже к следующему этапу. В заключение попытаемся воссоздать картину палеогеографической эволюции.

### ПЛАТФОРМЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мощная толща массивных и слоистых известняков и доломитов залегает в основании юрского разреза Средиземноморья, простираясь от Южной Испании и Марокко до южных отрогов Альп, северной части Австрийских Известняковых Альп, Апеннин и Греции; вниз по разрезу она без заметного несогласия переходит в триас, а вверх по разрезу — в плинсбахские отложения. Мощность толщи всюду значительная, а может превышать и 1000 м, как, например, известняковая толща Пантократор на западе Греции или ее стратиграфический аналог — известняковая формация Массичо в Апеннингах. Толщу слагают известняки с «птичьим глазом», оолиты, фекальные комочки, водорослевые известняки, включающие строматолитовые и онколитовые слои, а также слои с коднатеями и дазикладацеями, встречающиеся совместно с массивными тонкозернистыми не-

мыми доломитами и известняками, причем в последних могут содержаться мегалодонтиды и другие формы двустворчатых, кораллы и криноидеи [Bernoulli, Renz, 1970; Jenkyns, 1970a; Bosellini, Broglio-Loriga, 1971]. Разнообразный фациальный состав отвечает обстановкам от трансприливных до самых мелководных литоральных. Некоторые из этих отложений заслуживают более подробного рассмотрения.

В нижнем мезозое Средиземноморья широко распространено тонкое чередование немых плитчатых доломитов или известняков с известняками, содержащими ракушечную фауну. Новейшая интерпретация условий их образования принадлежит Фишеру [Fischer, 1964], предпринявшему детальный литологический анализ верхнетриасовой формации Дахштейн в районе Зальцбурга и получившему материал, наглядно показывающий первичный характер водорослевых биостромов и трещин усыхания в тонкоплитчатых пластах, получивших название лоферитов и отнесенных к приливно-отливным отложениям. Их частое переслаивание с ракушечными известняками — осадками мелководной литорали — Фишер приписывает небольшим эвстатическим колебаниям уровня моря.

Впоследствии Шинн [Shinn, 1968] показал, что поры усыхания с их последующим заполнением друзами кальцита (это причина образования текстуры с «птичьим глазом») более характерны, как показывает изучение современных осадков, для трансприливных условий, чем для приливно-отливной полосы, и вовсе не наблюдается в зоне литорали. Пачки, которые Фишер называет циклотемами лоферитного типа, широко известны, кроме триаса, в самых низах юрских карбонатных пород Апеннин и других районов (например, [D'Argenio, Vallario, 1967; Bernoulli, Renz, 1970]). Бернулли и Вагнер [Bernoulli, Wagner, 1971] обнаружили также горизонты полимиктовых обломочных отложений этого типа в центральной части Апеннин, представленные пизолитовыми конкрециями в ассоциации с тонкослоистыми корками при обратном градационном сложении. Это убедительно указывает на образование осадков в зоне вадозных вод и требует большой осторожности при разграничении неорганических текстур субаэрального происхождения и водорослевых пизолитов.

Самое полное описание оолитовых известняков сделано Фабрициусом [Fabricius, 1967] на примере Австрийских Известняковых Альп вблизи Зальцбурга. Мощность рэт-нижнеюрских оолитовых тел достигает здесь 180 м. Нижнеюрские оолитовые известняки протягиваются узкой полосой (вероятно, менее 1 км в ширину и до 120 км в длину). Линзовидные тела такого рода связаны горизонтальными переходами с криноидными и губковыми известняками и сравнимы с отложениями отмелей Багамских островов. Естественно поэтому, что глубина накопления осадков, по-видимому, никогда не превышала нескольких метров.

Особого внимания заслуживают две фациальные сводки по платформенным карбонатным отложениям различного типа. Босселини и Броглио-Лорига [Bosellini, Broglio-Loriga, 1971] приняли фациальный анализ известняков формации Гриджи (геттанг—плинсбах) в районе Ротцо Венецианского Предальпа, подстилаемой верхнетриасовой циклично построенной толщей, образовавшейся в лагунах и приливно-отливной полосе,—формацией Главного доломита. Ими выделены следующие пять фаций, лучше различимые в вертикальной последовательности, чем в горизонтальной.

1. Оолитовые калькарениты, как правило, расположены в основании разреза и рассматриваются как комплекс барьерных островов, охватывающий литоральные и приливо-отливные бары и отмели; местные поднятия проявились в образовании дюн.

2. Микритовые известняки, богатые моллюсками, брахиоподами, фораминиферами и водорослями, отложились в открытой лагуне, отличающейся нормальной циркуляцией и соленостью благодаря приливным каналам, прорезанным в барах фации 1.

3. Микритовые известняки с фекальными комочками, очень бедные ископаемыми остатками, отложились в самой тыловой части лагуны, граничащей с полосой болот.

4. Известняки с *Lithiotis*, содержащие светлые ракушники, сложенные раковинами этого своеобразного представителя двустворчатых и сопоставляемые с устричными и моллюсковыми банками в современных лагунах. Вертикальное или хаотическое расположение раковин *Lithiotis* приводит к подтверждению законности такого сопоставления.

5. Темно-серые мергели, включают растительные остатки или даже угольные пропластки, что указывает на болотистую обстановку их образования.

Ассоциация углей с пластами морских известняков, разумеется, не обычна; карбонатные отложения приливо-отливной или трансприливной полосы в этом районе, по мнению исследователей, встречаться не могут.

Попытка классификации и генетической расшифровки каверн в нижней части формации Гриджи была предпринята Каstellарином и Сартори [Castellarin, Sartori, 1973]. Названные авторы отличают вмятины со сглаженными краями, обусловленные почти сингенетическими процессами усыхания, от сложно ветвящихся и очень неровных по краям вматин, образовавшихся в результате либо усыхания с последующим выщелачиванием, либо только выщелачивания. В отличие от точки зрения Босселини и Броглио-Лориги эти исследователи допускают существование в известняках формации Гриджи горизонтов, указывающих на временное господство трансприливного режима.

Собственно рифоидные отложения не так уже часто встречаются в нижней юре, хотя Фабрициус [Fabricius, 1966] писал о вертикальном продолжении кораллово-водорослевых рифовых фаций из триаса в нижний геттанг в разрезах Баварии и Тирольских Альп.

Увлекательная расшифровка событий, связанных с плинсбахским рифом Джебель-бу-Дахар из восточной части Высокого

Атласа в Марокко, дана Дю Дресне [Agard, Du Dresnay, 1965].  
Джебель-бу-Дахар — выдающееся по богатству местонахождение  
тетических гастропод и двустворок, описанных наряду с дру-

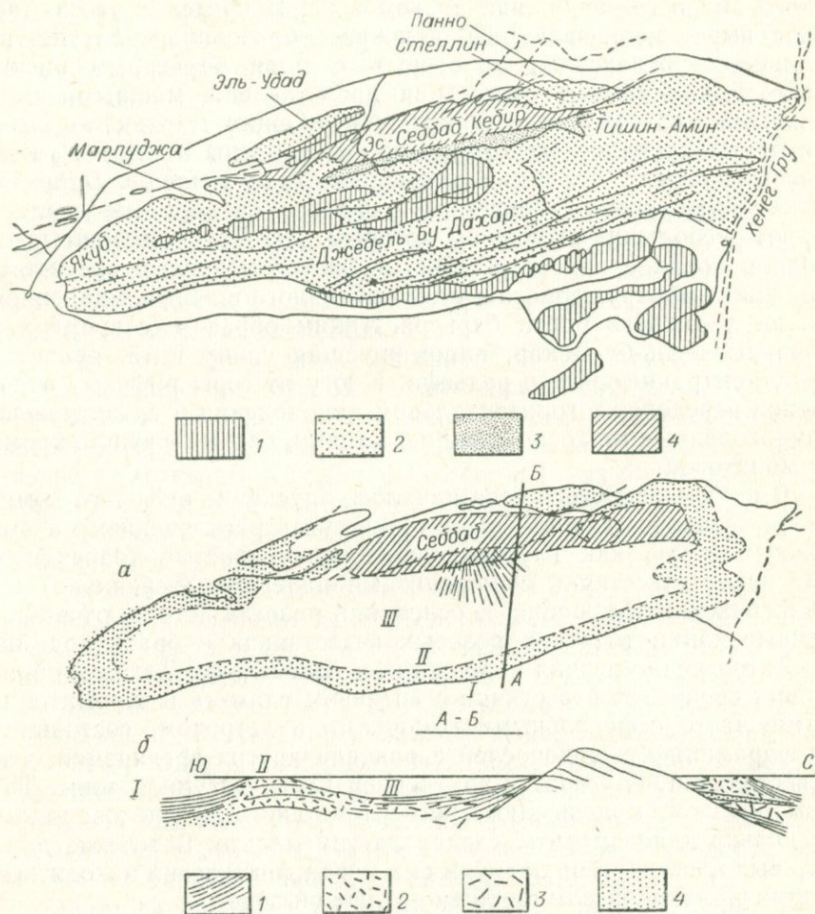


Рис. 5.1. Схематическая карта рифового комплекса Джебель-бу-Дахар в Высоком Атласе (Марокко). Заимствовано из работы Агара и дю Дресне [Agard, Du Dresnay, 1965].

Отложения: 1 — тоарские и аален-байосские; 2 — синемюр-плинсбахские; 3 — триасовые; 4 — палеозойские.  
а — реконструкция рифовых построек в позднем плинсбахе; б — предположительный разрез по А-Б. I — открытое море; II — барьерный риф; III — лагуна. 1—3 — известняки (1 — слоистые цефалоподовые, 2 — грубослоистые коралловые, 3 — слоистые); 4 — рифовая осыпь.

гими группами фауны Дюбаром [Dubar, 1948]. Для плинсбахских известняков Высокого Атласа характерна массивная слоистость при отсутствии рифоидных форм, хотя, как и в известняках Гриджи, обычны светлые ракушники, сложенные раковинами

*Lithiotis*. В центре рифа Джебель-бу-Дахар расположен массив палеозойских кварцитов и кристаллических сланцев, известный под названием Себбаб-Кебир; он возвышался в рельефе морского дна в геттанг-плинсбахском веке. В пределах этого массива вырос кольцевой риф, а южнее образовалась лагуна, не полностью отделенная от открытого моря барьерным рифом (рис. 5.1). Рифовые отложения представлены мощными массивными пластами известняков, содержащих множество колоннальных кораллов (некоторые из них найдены *in situ*) и таких двустворчатых с толстыми раковинами, как *Opisoma*, *Daharina* и *Gervilleioperna*. Сплошность рифового барьера нарушалась рядом небольших каньонов, которым Дю Дресне приписывает волноприбойное происхождение, исключая новейшее выпахивание ввиду обнаруженного им делювиального шлейфа с падением на юг у южного борта барьера. Таким образом, современная гора Джебель-бу-Дахар, напоминающая спину кита, является останцом раннеюрского рельефа. К югу от горы рифовые отложения переходят в горизонтальном направлении в сравнительно глубоководные тонкослонистые известняки, бедные фауной, кроме аммонитовой.

В начале тоарского века началось опускание рифового комплекса, сопровождающееся тектоническим расчленением, и мы видим теперь, как глубоководные тонкослонистые тоарские и ааленские известняки с аммонитами налегают (черепично) на плинсбахские отложения. В основании разреза встречаются осадочные дайки тоарских розовых известняков с брахиоподами.

Автор лично изучал породы рифа Джебель-бу-Дахар и обнаружил среди них известняки с «птичьим глазом» и строматолитами, часто с фекальными комочками и детритом, состоящим из фораминифер, водорослей и раковин других организмов; эти известняки приурочены к внутренней части лагунной зоны. Таким образом, модель Дю Дресне (см. рис. 5.1) следовало бы несколько видоизменить, сделав лагуну мельче. В течение длительных промежутков времени она могла фактически находиться в транспривливной или приливно-отливной зоне.

### ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Ниже рассматриваются четыре основные категории известняков (на которые принято подразделять все их многообразие), отложившихся на морском дне с неровным рельефом, что объясняется дифференциальным опусканием карбонатной платформы.

#### Красные комковатые и марганецсодержащие известняки

Среди внешне самых примечательных пород Средиземноморья выделяются красные комковатые известняки, широко распространенные в виде стратиграфически небольших горизонтов,

не имеющих аналогов в одновозрастных толщах на севере, но близко сходных с палеозойскими «гриоттами»\*. К ним относятся хорошо изученный известняк Аднет в районе Зальцбурга [Garrison, Fischer, 1969; Hallam, 1967b; Hudson, Jenkyns, 1969; Jordan, 1969; Wendt, 1971b] и знаменитые красные аммонитовые известняки (Ammonitico Rosso) в Южных Альпах и Апеннинах. Встречаются они и в Северной Америке, в Суббетической зоне на юге Испании [Geyer, 1967a], в Карпатах [Misik, 1964; Szulc-zewski, 1965], в Венгрии (горы Баконь) [Geczy, 1961] и на западе Греции [Bernoulli, Renz, 1970].

Эти известняки привлекают внимание не только как прекрасный облицовочный материал, но и как интересный объект для решения ряда проблем седиментогенеза: их красная окраска, комковатое сложение и глубины формирования являются предметом оживленных дискуссий.

Глинистая фракция представлена почти чистым иллитом, а красная окраска обусловлена небольшим процентом гематита. Содержание железа здесь не больше, чем в голубовато-серых известняках с гладкими поверхностями напластования — аналогах рассматриваемых пород, описание которых будет дано в следующем разделе. В отличие от красных комковатых известняков голубовато-серые содержат небольшие количества пирита и органического вещества.

Красная окраска отдельных участков известняков явно вторичная, обусловленная диагенетическими процессами: окислы железа, вероятно в виде гётита, осаждались в сильноокислительной среде при недостатке органического вещества, а затем обезвоживались до гематита. Нет надобности, как это делается в ряде других случаев, предполагать существование латеритного источника сноса для объяснения окраски породы. Ярче остальных окрашены в красный цвет мергелистые разновидности, тогда как для известняков типичнее розовые тона, а для самых чистых бледно-серые. Другими словами, процент кальцита оказывает на окраску решающее влияние [Hallam, 1967b].

Менее определенно расшифровывается происхождение известковой части породы. Структура ее варьирует от микритовой до микроспаритовой, в связи с чем без электронной микроскопии решить поставленную задачу невозможно. С помощью электронного микроскопа установлено присутствие остатков мельчайших планктонных организмов, в частности кокколитов, приобретающих важное значение начиная с тоара, и *Schizosphaerella*, систематическое положение которых неясно [Bernoulli, Jenkyns, 1970; Jenkyns, 1971b]. Главная же масса карбоната представлена неорганическим кальцитом, кристаллизовавшимся в интерстициях, так что до сих пор не представляется возмож-

\* Термин французских горняков для мелкозернистых красных известняков — облицовочных камней. — Прим. пер.

ным оценить относительное значение органогенной фракции. Согласно Дженкинсу [Jenkyns, 1971b], редкость подлинных нанофоссилий объясняется в основном действием механических и химических факторов, вызывавших их дезинтеграцию, но вполне вероятно, что помимо этого здесь играло роль неполное обывествление представителей допозднеюрского нанопланктона.

Как видно из названия «красные аммонитовые известняки», важным компонентом этих отложений являются ядра аммонитов, встречающиеся по всему разрезу. Раковины предположительно псевдопланктонных *Bositra* (двустворчатые) обычны в интервале от тоара до оксфорда, но представители другой макрофауны, как правило, встречаются крайне редко. Немногочисленные бентосные элементы включают пигопид (брахиоподы), членики криноидей и зубы рыб, хотя в сильно уплотненных трещинных выполнениях могут встречаться скопления мелких гастропод и других беспозвоночных, о чем говорится ниже. Состав фукоидов ограничен широко распространенными *Zoophycos* и *Chondrites*. Среди микрофауны преобладают радиолярии; кроме того, встречаются обывествленные спиккулы губок вместе с глобохетами, редкими фораминиферами и остракодами.

Обуэн [Aubouin, 1964] различает отвечающие большему стратиграфическому интервалу и более мергелистые красные аммонитовые известняки (*Ammonitico Rosso marpeux*), которые он относит к образованию склонов подводных валов, и более чистые известняки (*Ammonitico Rosso calcareo*), накапливавшиеся, по его мнению, на верхней площадке этих структур. Первые связаны непрерывным переходом с разрезом самой впадины, который рассматривается в следующем разделе, и могут содержать горизонты из переотложенных скелетных остатков мелководных организмов, например обломков морских лилий, раковин пелагических *Bositra* [Bernoulli, Jenkyns, 1970]. Сокращенность разрезов второй разновидности, где содержание глинистой фракции уменьшается до единиц процентов, бывает экстремальной, когда мощность отдельных ярусов юры не превышает нескольких метров, как это можно наблюдать в западной части Сицилии или в районе Тренто—оз. Гарда в Южных Альпах. В таких слоях с сильно сокращенной мощностью кроме уже описанных особенностей наблюдается ряд интересных черт, присущих только им одним (правда, следует отметить, что комковатая структура отчетливее проявляется в менее уплотненных разновидностях пород).

Марганец часто концентрируется в виде черного пиролюзита в комплексе с бурым лимонитом, иногда образуя тонкослоистые корки различной толщины на донноцементированных известняках или на ядрах аммонитов, а иногда слагая конкреции с концентрической слоистостью. Детальное изучение таких конкреций было предпринято Дженкинсом [Jenkyns, 1970c] на материале среднеюрских отложений Сицилии; ему удалось убедительно

показать, что по форме, внутреннему строению, минералогии и геохимии они близко напоминают марганцевые конкреции современных подводных гор. Строго говоря, сицилийские образцы — это железо-марганцевые конкреции, поскольку они характеризуются повышенным содержанием железа. По предварительным данным Дженкинс относит их к эффузивно-гидротермальным образованиям, указывая на их пространственную связь с вулканическими породами. Однако по крайней мере часть марганца поступала, вероятно, из континентальных областей. В железо-марганцевых конкрециях из Тироля, где разрез юры от синемюра до оксфорда сокращен максимум до 17 м, Вендтом [Wendt, 1969] установлены прикрепляющиеся фораминиферы и серпулиды, а также водорослевые следы сверления. Гейером и Хинкельбейном [Geyer, Hinkelbein, 1971] обнаружены лимонитовые корки на донноцементированных известняках, приуроченные к стратиграфическим перерывам.

О жизнедеятельности водорослей мы узнаем также из данных по строматолитам как из западной части Сицилии, так и из района Тренто; в типичном случае строматолиты представлены плоскими наслоениями или округлыми, приплюснутыми, караваеобразными телами типа плоско соединенных полусфер по Логану и др. [Logan e. a., 1964] (см. также Стурани [Sturani, 1971] и Дженкинс [Jenkyns, 1971b]). В конце главы мы еще вернемся к анализу палеогеографического значения строматолитовых образований и железо-марганцевых конкреций.

Среди самых достопримечательных юрских образований Средиземноморья можно указать подводные трещины выполнения, описанные Вендтом [Wendt, 1971a] на примере Австрийских Известняковых Альп и западных районов Сицилии. Углубленный анализ системы трещин района Рокка-Бусамбра (Сицилия), проведенный Вендтом, позволил датировать их в диапазоне от тоара до миоцена и установить, что эти трещины встречаются в массивных нижнеюрских известняках, принадлежащих к платформенной карбонатной фации.

Вендт различает Q-трещины, диагональные по отношению к плоскостям слоистости, уходящие на глубину в несколько сотен метров, и S-трещины, параллельные им. Некоторые S-трещины заполнялись исключительно медленно. В результате повторного раскрытия в кровле первичных полостей трещины района Рокка-Бусамбра освободили место для отложений, накопившихся, если судить по аммонитам, в промежутке от раннего тоара до раннего кимериджа и имевших мощность всего 1 м (рис. 5.2). Вот поистине самая плотная последовательность аммонитовых комплексов из известных в юре Средиземноморья!

Многочисленная фауна очень разнообразна; преобладают аммониты, представленные иногда карликовыми взрослыми формами, и гастроподы. Трещины в отличие от открытой

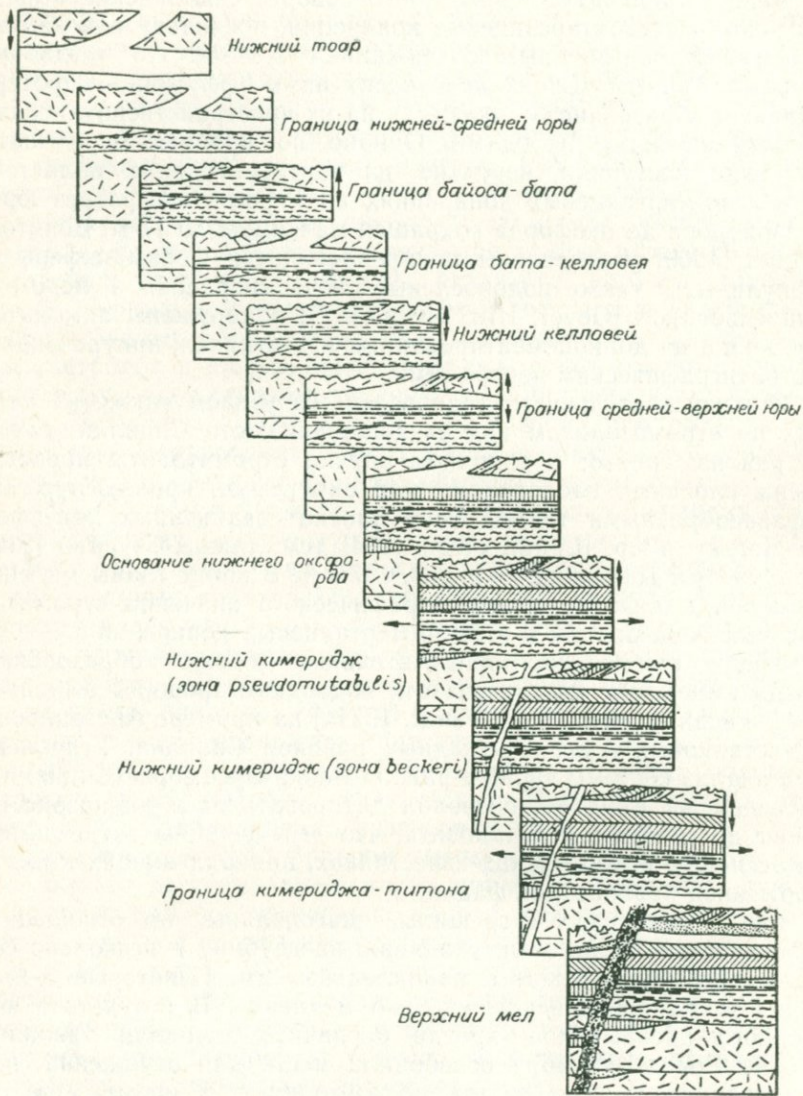


Рис. 5.2. Схема фаз развития подводных трещин в юрских отложениях Рокка-Бусамбра, Сицилия (заимствовано из работы Вендта [Wendt, 1971a]).

поверхности морского дна, разумеется, являлись местами, благоприятными для захоронения ископаемых.

Вендт [Wendt, 1970] и Дженкинс [Jenkyns, 1971] задались вопросом об относительной генетической роли двух факторов: замедленного осадконакопления и переотложения осадков (рис. 5.3). Ясно, что оба фактора играли важную роль, но значение переотложения подчеркивается выпадением из разреза осадков, встречающихся только в трещинах или в виде непутнических даек; присутствием рассеянных обломков эродированных сицилийских туфов в непосредственно перекрывающих слоях; различием между выполняющим органогенным материалом и вмещающей породой.

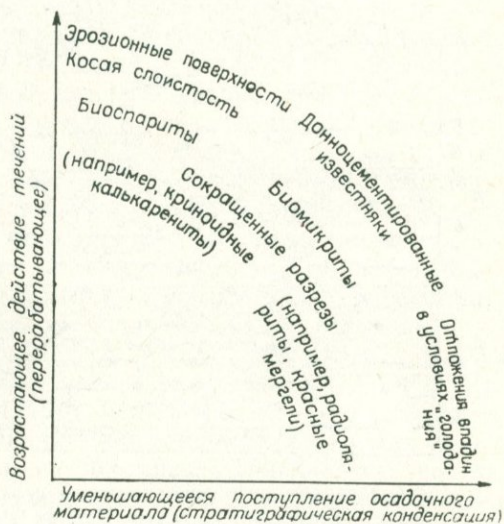


Рис. 5.3. Связь сокращения стратиграфических разрезов и переработки осадков организмами с происхождением различных фаций тетической юры [Jenkyns, 1971b].

Одной из острейших проблем, связанных с этой категорией известняков, является происхождение комковатых сгустков. Выдвигаются две альтернативные точки зрения. Первая, получившая широкое признание [Garrison, Fischer, 1969; Jurgan, 1969], высказана Хольманом [Hollmann, 1964] в его работе по верхнеюрским красным аммонитовым известнякам района Тренто. Он приписывает образование комков определенному виду подводного растворения.

Согласно Хольману, действие «субкоррозии» на поверхность морского дна или непосредственно под ней сказывалось не только на донноцементированных известняках и затронутых растворением верхних поверхностях аммонитов (рис. 5.4), но и на механизме образования комков, которые он рассматривает как нерастворенные фрагменты известняковых слоев, погруженные в виде взвеси в нерастворимый остаток мергеля. Трудно представить, однако, каким образом столь активное растворение не

только кальцита, но и арагонита могло иметь место в отложениях, где сохранились строматолиты. Более высокая концентрация скелетного материала в поровом пространстве вмещающего мергеля, чем в комках, — аргумент, приводимый в поддержку гипотезы дифференциального растворения, не имеет однозначного смысла, поскольку это явление с таким же правом можно приписать дифференциальному уплотнению. Подобным образом существование стилолитовых оторочек вокруг некоторых комков

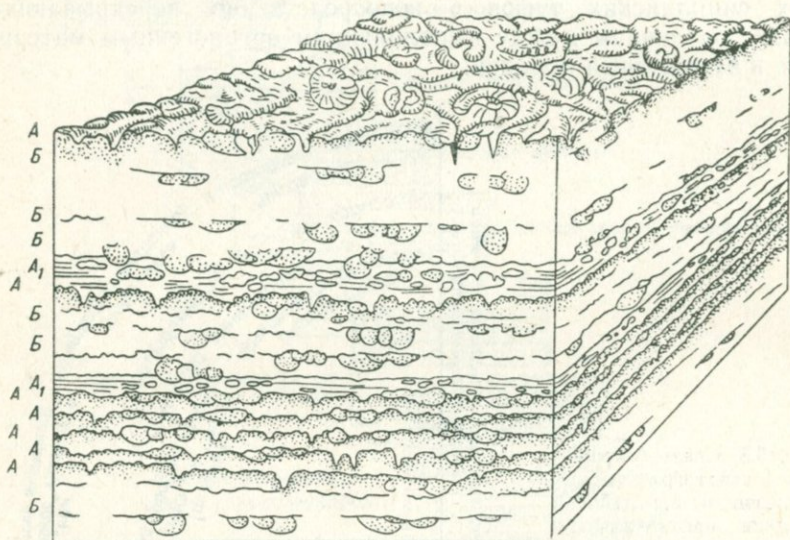


Рис. 5.4. Коррозионные поверхности в верхнем красном аммонитовом известняке на севере Италии [Hollmann, 1964].

А — доцементированные известняки; А<sub>1</sub> — корродированные известняковые конкреции в мергелях; Б — коррозионные поверхности в частично сцементированных осадках. Аммониты показаны штриховкой.

указывает на местное проявление растворения в небольшом масштабе, но ничего еще не говорит о происхождении самих конкреций.

Альтернативная точка зрения заключается в том, что конкреции образовались в результате выпадения вещества из раннедиагенетических растворов [Hallam, 1967b; Hudson, Jenkins, 1969]. В этом смысле существенно, что комковатые известняки типичны для стратиграфически конденсированных разрезов, генетически связанных с замедленным осадконакоплением. В свете последних наблюдений в Персидском заливе и других акваториях указанная связь может означать, что диагенетическая кристаллизация вокруг некоторых центров происходила спонтанно, при сохранении общего влажного режима седиментогенеза. На примере района Шекк можно видеть, что сгущение

материала в переотложенной субаквальной брекчии с кальцитовым цементом, обнаруженной в известняке Аднет, относится к очень ранней генерации [Hudson, Jenkyns, 1969]. К аналогичной генерации, несомненно, можно отнести и пластически деформированные или как бы «исполосованные» комковатые сгустки в переотложенных осадках мергелистой фации красных аммонитовых известняков. Среди других фактов можно сослаться на нерезкий контакт между комками и включающей их породой, а также на сохранение первично кремнистых спикул губок и радиолярий (замещались они кальцитом или не замещались) только в самих комках.

Гипотеза, объясняющая образование комковатых сгустков, чередующихся правильными полосами с мергелистыми осадками, в результате диагенетического обособления, была недавно всесторонне разработана Дженкинсом [Jenkyns, 1974]. Он допускает первоначальное присутствие большого количества арагонита, впоследствии растворенного, что сделало поровые растворы пересыщенными кальцитом, выпадавшим, по всей вероятности, в местах, контролировавшихся скелетными кальцитовыми зернами. Кроме того, происходило, по-видимому, избирательное растворение известковых кокколитов, как только градиенты растворения между новообразованными комками и окружающим осадком возрастали до соответствующего значения. На определенной глубине под разделом вода — осадок в результате деятельности бактерий со скелетных частиц удалялись защитные оболочки, и тем самым облегчалось растворение карбонатов.

В соревновании за кальцит комковатые сгустки добивались большего успеха по сравнению с фрагментами раковин и микритовыми интергранулярными обломками. Первоначально, когда рост комков происходил вблизи источника карбонатного материала, быстрая диффузия в направлении целого ряда таких центров гарантировала условия, при которых критический уровень пересыщения для скелетного кальцита не был достигнут. Когда же граница вода — осадок смещалась вверх, соответственно уменьшались градиент концентрации, а значит, и скорость нисходящей ионной диффузии. С какого-то момента пересыщение скелетного кальцита достигало критического уровня. Начиналось формирование нового набора комков на более высоком гипсометрическом уровне, по мере того как уменьшалась скорость оттягивания кальцита ранее образованными комками, а источник растворенного кальцита вблизи раздела вода — осадок продолжал действовать. Таким путем могло происходить своего рода постседиментационное ритмическое осаждение, имеющее прямое отношение к природе ритмов известняк — мергель, отмеченных в предыдущей главе. Не вызывает сомнений, что либо сама гипотеза Дженкинса, либо некоторые ее рабочие варианты найдут приложение, тем более что предположительно «вторичные» известняково-мергельные толщи

действительно существуют при очень малом содержании в них скелетного кальцита. Однако и сохранение скелетного кальцита не служило препятствием для диагенетического осаждения.

Растворение кремнистых микрофоссилий в осадке свидетельствует о недосыщенности кремнекислотой восходящих поровых растворов. В зонах формирования комков эти микрофоссилии находились в презервации.

### Скелетные известняки

В Западной Сицилии в кровле карбонатной платформенной толщи и непосредственно под конденсированными пелагическими известняками сравнительно глубоководной фации расположен горизонт плинсбахских криноидных известняков, детально изученный Дженкинсом [Jenkyns, 1971a]. Этот автор сделал вывод о развитии волнистых песчаных слоев криноидно-карбонатного состава на вершине размытой течениями подводной горы, пользуясь аналогией с глобигериновыми и птероподовыми песчаными телами, наблюдаемыми в настоящее время на плато Блейк. Присутствие каолинита считается свидетельством выхода латеритных кор на океанических островах. Такое толкование может распространяться и на большие участки Средиземноморья, поскольку Дженкинс относит данные криноидные известняки к типичным образованиям переходных слоев между карбонатной платформой и пелагическими фациями. В некоторых из них наблюдаются образования, напоминающие карстовые формы.

В Венецианском Предальпе рассматриваемый переход маркируется, например, светлыми ракушняками байосского возраста, первично обогащенными раковинами *Bositra* и других моллюсков и по местонахождению получившими название слоев с *Posidonia alpina*. Их подробное описание можно найти у Стурани [Sturani, 1971].

Эти отложения рассматриваются как мелкобитый ракушечник (*соquina*), попавший в трещины-ловушки в массивных нижнеюрских известняках, по всей вероятности намытый штормовыми волнами, возникающими при ураганных ветрах. Своими мелкими размерами раковины обязаны отчасти механической сортировке, отчасти биологическим факторам. Водорослевые луга на скальном грунте морского ложа рассматриваются как вероятная фациальная обстановка на основании находок большого количества мелких растительных гастропод в породе (сообщества мельчайших видов эпифауны беспозвоночных имеются и в современных водорослевых лугах). Что касается аммонитов, то филлоцератиды и литоцератиды представлены исключительно незрелыми формами, из чего можно заключить, что водорослевые луга служили благоприятной средой для размножения этих организмов. Другие же группы аммонитов со-

стоят из зрелых индивидуумов. Как и в случае юрских отложений Сицилии, рассматриваемые слои непосредственно перекрываются сильно конденсированными пелагическими известняками, накапливавшимися в обстановке минимальной скорости выпадения осадков.

Следует упомянуть и о таких широко известных криноидных известняках, как геттанг-синемюрские Броккателло в южной части Альп и Хирлац в северных отрогах Известняковых Альп.

### Серые мергелистые известняки с горизонтальной слоистостью и кремнистыми конкрециями

Это самый распространенный тип пород в пелагической фации средиземноморской юры. В южных районах Альп, например между озерами Комо и Лугано, мощность геттанг-синемюрских отложений достигает почти 4000 м [Bernoulli, 1964], тогда как в слоях Альгау (Австрия) мощность пород одного только верхнего плинсбахского около 1000 м [Jacobshagen, 1965]. Породы представлены правильным напластованием микритов или микроспаритов с пропластками мергеля и беспорядочно распределенными в разрезе полосами вторичных кремнистых конкреций. В большем или меньшем количестве отмечается переслаивание микритов с известняковыми турбидитами (или образовавшимися из переотложенного материала известняками), содержащими скелетный детрит, характерный для мелководной обстановки. Турбидиты в сочетании с менее распространенными осадочными брекчиями и складками оползания являются признаками значительного уклона морского дна. Скудность или почти полное отсутствие бентоса подкрепляет вывод (напрашивающийся из литологических признаков), что осадки накапливались во впадине в условиях по меньшей мере средней глубоководности.

Бернулли [Bernoulli, 1971] выделяет особую литологическую категорию пород, описывая ее как переотложенные пелагические осадки, составные элементы которых, такие, как створки *Bositra*, аммониты, редкие бентосные фораминиферы и единичные остатки иглокожих, мало отличаются от компонентов пород-включений. Таким образом, они указывают на существование внутрибассейнового источника обломочного материала и активность придонных течений во впадине, о чем свидетельствует также слоистость, косая и параллельная плоскостям напластования.

Перечисленные литологические признаки распределяются между двумя группами пород этой категории. Среди дотитонских пород глинистые известняки от темно- до светло-серой окраски с прослоями мергелей часто отличаются пятнистостью (благодаря присутствию фукоидов, в том числе *Chondrites* и *Zoophycos*), откуда они и получили свое название «пятнистый известняк» и «пятнистый мергель» (*Fleckenkalk* и *Fleckenmergel*

в странах, где говорят на немецком языке). В шлифах таких пород часто обнаруживается масса радиоляриевых и губковых спикул (отсюда «губковый известняк» — *Spongienkalk*), которые иногда кальцитизированы, а иногда превращены в халцедон. Разновидности, более богатые кремнистыми образованиями, получили название «роговиковый известняк» (*Hornsteinkalk*).

Одна из нижнеюрских толщ, обнажившаяся в ущелье Глазенбах, в нескольких километрах к югу от Зальцбурга, детально изучена Бернулли и Дженкинсом [Bernoulli, Jenkyns, 1970]. С помощью электронного микроскопа в ней установлено присутствие остатков нанопланктона неясной родовой принадлежности (например, *Schizosphaerella*), но в общей массе породы явных органических структур не наблюдается. Лишь кокколиты приобретают значение начиная с тоара.

Ко второй группе относятся в типичном случае почти белые и (или) светло-серые литографские известняки титонского возраста, переходящие без какого-либо несогласия в меловые отложения. В эту группу входят знаменитые белые известняки Бьянконе и Майолика из южной части Альп и Апеннин, известняк Вигла из Греции и верхнеальпские слои Австрии. Макрофауна фактически ограничивается аптихами аммонитов и редкими *Pygope*, тогда как микрофауна значительно богаче: кальпионеллиды, таблички пелагических *Saccosoma* (морские лилии) и предположительно планктонные водоросли *Globochaete*. Под электронным микроскопом обнаружено, что кокколиты являются главным элементом в составе этих отложений [Farinacci, 1964; Flügel, 1967; Garrison, 1967].

За более подробной информацией обратимся к обстоятельной работе Гаррисона [Garrison, 1967] по верхнеальпским слоям синклинали Ункен в Зальцбургской провинции. Гаррисон выделяет четыре типа отложений:

1. Пелагические известняки. Встречаются в виде пластов мощностью от 2 до 50 см (в среднем 10 см) и содержат вторичные кремнистые конкреции. Согласно Флюгелю и Феннингеру [Flügel, Fenninger, 1966], содержание кальцита в них, как правило, 85—90%. Микрофауна и флора соответствуют описанным выше; микрит, образующий основную массу породы, состоит из кокколитов и перекристаллизованного кальцита. Тщательное обследование выявило присутствие переотложенных пелагических известняков, подтверждающее активность придонных течений. Слоистость подчеркивается градиционным распределением радиолярий. Нижняя поверхность слоев местами покрыта переотложенными аптихами.

2. Мергели. Их формирование связано либо с периодами пониженного размножения планктона, либо с тонкозернистыми кровлями турбидитов. У Гаррисона нет, однако, указаний на возможность генетической связи мергелей с порционно-ритмическим обособлением в процессе диагенеза.

3. Аллодапические известняки (термин Мейшнера [Meischner, 1964]). Все турбидитовые образования такого рода характеризуются градиционной слоистостью (при мощности пластов до 2 м) и содержанием в них различного мелководного материала: фрагментов дазикладацей (водоросли), морских лилий и моллюсков наряду с ооидами и редкими зернами кварца. Рифленая нижняя поверхность пластов указывает, что направление палеотече-

ний было с северо-востока на юго-запад. Вторичные кремнистые стяжения приурочены в основном к этому типу пород, вероятно, вследствие их высокой пористости, обеспечивавшей легкий доступ кремнеземсодержащих растворов и сравнительно свободное пространство для выпадения осадка в интерстициях. Источником кремнезема могли служить растворенные раковины радиолярий и спиккулы губок.

4. Известняковые брекчии. Это самая небольшая составная часть верхнеальпских слоев; в них до некоторой степени проявлена градационная слоистость и содержатся неокатанные аллохтонные фрагменты, поступавшие, по мнению Гаррисона, подобно другому перенесенному материалу, с подводных возвышенностей, ограничивавших с севера и юга вытянутую в широтном направлении впадину — канал, по которому перемещались осадки.

### Пелагические «оолиты» и богатые железом пизолиты

Это существенно разные типы пород, тогда как железистые оолиты здесь не настолько значительны, чтобы заслуживать выделения их в самостоятельную категорию.

В верхней юре Сицилии встречаются горизонты со структурами, напоминающими оолиты, но под электронным микроскопом удалось установить, что основой таких структур служат скопления остатков известкового нанопланктона. Отсюда как следствие — рост микритовых слоев, по крайней мере частично, за счет нарастания зерен, в отличие от багамских оолитов, рост которых обеспечивался выпадением кристаллов арагонита. Поэтому сицилийские «оолиты» Дженкинса [Jenkyns, 1972] считает микроонколитами, образовавшимися благодаря деятельности синезеленых водорослей, и видит подтверждение такой гипотезы в их ассоциации со строматолитами.

В отличие от многих мелководных оолитовых образований юрского возраста, например в байосе района Котсуолд (Англия), рассматриваемые оолиты не содержат вторичного кальцита, нараставшего в процессе перекристаллизации первично арагонитовых оолитов. Сицилийские отложения, в которых всегда содержатся глобигерины и *Saccosoma*, образовались явно в условиях более открытого моря и глубоких вод, чем на Большой Багамской банке, где количество планктонных микроорганизмов крайне мало. Сходные породы встречаются в юрских разрезах Венгрии и Польши, где они также считаются микроонколитовыми образованиями [Radwanski, Szulczewski, 1966].

Другой интересной находкой Дженкинса [Jenkyns, 1970b] в Сицилии являются богатые железом пизолиты тоарского возраста, переслаивающиеся с уплотненными красными пелагическими известняками. В них содержатся лимонит, гематит и редко шамозит, а местами лимонитовые выполнения ходов, образованных водорослями или грибами. Поскольку пизолиты несут обломки трахитов, вполне вероятно, что основная масса железа и микроэлементов приносилась гидротермальными возгонами, сопровождавшими подводные экструзии.

Во многих районах развития верхнеюрских отложений пелагические известняки переходят в перекрывающие их серовато-зеленые или красновато-бурые кремнистые породы, занимающие небольшой стратиграфический объем; в них изобилуют разнообразные радиолярии. Эти так называемые радиоляриевые кремнистые породы, или радиоляриты, всесторонне описаны Грунау [Grunau, 1965], Гаррисоном и Фишером [Garrison, Fischer, 1969].

В типичном случае кремнистые породы характеризуются ровными поверхностями напластования; пласты разделены вaffleльно-тонкими прослойками пелитов. Плохо сохранившиеся скелеты радиолярий, составляющие до 70% объема породы, заполнены халцедоном или вторичным кальцитом, причем большинство стенок раковин растворялось во время диагенеза. Довольно обычны спикулы губок, тогда как аптихи, членики криноидей и створки *Bositra* встречаются редко; других ископаемых отложения полностью лишены. Местами различимы следы сингенетических оползней.

Хотя радиоляриты лишены интересных осадочных структур и текстур и фактически не содержат макрофауны, они уже давно привлекают внимание исследователей, особенно из-за их хорошо известной ассоциации с офиолитами. К названной ассоциации, однако, явно не относятся такие отложения, как радиоляриты Рупольдинг, известные в Австрии и залегающие в толще пелагических известняков без каких-либо следов их присутствия среди изверженных пород, что можно также сказать о многих подобных образованиях в южной части Альп и других регионах. Подробнее мы коснемся их важной палеогеографической роли в следующем разделе главы.

Литокластические отложения мутьевых потоков местами встречаются в ассоциации с верхнеюрскими радиоляритами, что можно наблюдать в отдельных районах северных отрогов Австрийских Известняковых Альп [Schlager, Schlager, 1973]. В данном случае обломочный материал состоит из мергелей и известняков рэтского и юрского возраста, поступавших, по-видимому, из области тектонического поднятия. Скорее всего, обломки пород откладывались в подводных конусах выноса, обрамлявших эту область. Удалось выявить плоскости скольжения, следы оползней, селей, мутьевых потоков и сопоставить общую картину фаций с многочисленными примерами флишевых трогов.

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Вопрос о глубине накопления пелагических осадков много лет волнует умы ученых и решается самым противоречивым образом вплоть до настоящего времени. Стратиграфические

перерывы, формы поверхности, интерпретируемые как следы усыхания, и рассеянные в породе кристаллы доломита считаются показателями мелководного осадконакопления, сопровождаемого периодическими поднятиями, когда речь идет о сокращенной толще известняков центральной части Апеннин [Colacicchi, Piali, 1967, 1971; Faginacci, 1967]. Однако в этой толще не наблюдается никаких общепризнанных однозначных индикаторов отложения осадков в очень мелких водах или же поднятия до уровня приливно-отливной и транспривливной зон. Больше того, доломит обнаружен в голоценовых глубоководных обстановках [Fischer, Garrison, 1967]. Исследователи согласны с тем, что пелагические известняки, мергели и кремнистые осадки накапливались в значительно более глубоких водах, чем отложения нижележащей карбонатной платформы. Мы видим, насколько важна роль седиментологии и геотектоники в этом вопросе.

Многие геологи склонны признать, что обстановка раннего этапа поздней юры соответствовала океаническим глубинам до нескольких тысяч метров [Merla, 1952; Trümpy, 1960; Geczy, 1961; Misik, Rakus, 1964; Colom, 1967]. Но самой обстоятельной и внешне эффективной, использующей новейшую информацию для получения этого вывода, является работа Гаррисона и Фишера [Garrison, Fischer, 1969] по юрским отложениям района Зальцбурга, поэтому ей следует уделить особое внимание. Они, подойдя к проблеме с четырех разных позиций, используют следующую аргументацию для обоснования гипотезы больших глубин (от батинальных до абиссальных).

1. Состав фауны. Скудность бентосной фауны и обилие планктонных микрофоссилий соответствуют резкому сокращению объема питательных взвесей с увеличением глубины воды в современной системе океанов. В глубинах океана на дне вследствие вымирания, связанного с голоданием из-за недостатка пищи, плотность бентосной фауны уменьшается.

2. Малые скорости осаднения. Выше уже отмечалась значительная и даже исключительная сокращенность разрезов пелагических известняков. Этот факт связан, вероятно, с литологическим «голоданием» в глубоких водах, отвечающим лептогеосинклинальной фазе, выделенной Трюмпи [Trümpy, 1960], в развитии Альп. Ниже зоны проникновения солнечного света размножение известковых водорослей фактически сводится к нулю, а беспозвоночных с известковым скелетом начинает заметно сокращаться с глубиной, не говоря уже об уменьшении неорганического осаждения в холодных глубоких водах, недосыщенных кальцитом, при весьма ограниченном участии кокколитов в образовании глубоководных фаций, до эволюционного расцвета нанопланктона в конце юры.

3. Растворение кальцита. Точка зрения Хольмана, согласно которой комковатые известняки претерпели значительное растворение, позволяет рассматривать их как свидетельство

осадконакопления в водной среде, существенно недосыщенной ионом кальция и бикарбонат-ионом, т. е. в глубоководной обстановке. Коррозия аммонитов при отсутствии следов замещения кальцитом их первично арагонитовых раковин — явления, несовместимые с предположением о фоссилизации аммонитов в мелководных условиях. Растворение арагонита на морском дне происходило до заполнения раковин аммонитов осадочным материалом, как это явствует из того, что верхнеальпские слои, как и их стратиграфические аналоги, не содержат ядер аммонитов, хотя раковины последних, несомненно, были в них захоронены, о чем свидетельствуют находки аптихов.

Что касается радиоляритов, то они уже давно считаются глубоководными океаническими образованиями. Обогащение кремнеземом пытаются объяснить две разноречивые гипотезы. Согласно одной из них оно связывается с вулканической эксгаляцией на морском дне, но, как уже отмечалось в этой главе, рассматриваемые радиоляриты залегают в нормальном стратиграфическом разрезе осадочных образований, не обнаруживая близкой пространственной связи с подушечными базальтовыми лавами. Авторы цитируемой работы придерживаются другого, единственно реального предположения: радиоляриты в данном случае отлагались ниже уровня карбонатной компенсации и поэтому являются древними аналогами радиоляриевых илов.

В современных океанах уровень карбонатной компенсации варьирует на глубинах 4500 и 5500 м и зависит от нескольких переменных, в основном от разности скоростей поступления и растворения минерала. Растворение арагонита (по сравнению с растворением кальцита) происходит на значительно меньших глубинах. Гаррисон и Фишер считают, что уровень обеих компенсаций, карбонатной и арагонитовой, в юрском периоде был несколько меньше современного как вследствие более высоких температур, ускорявших ход химических реакций (ср. [Hudson, 1967]), так и благодаря существенно меньшему, чем теперь, поступлению известкового микро- и нанопланктона в глубоководные зоны морского дна. Тем не менее глубины накопления осадков были значительными. Для известняка Аднет глубина накопления — около 4000, а для перекрывающих его радиоляритов Рупольдинг и верхнеальпских слоев, по-видимому, соответственно 4500—5500 и 4100—4500 м.

4. Скорости прогибания. Нижележащие толщи, слагающие позднетриасовую и раннеюрскую карбонатные платформы, обладают мощностью в несколько тысяч метров, сохраняющейся на большой площади. Поскольку они формировались явно вблизи самой поверхности моря, скорость синхронного прогибания можно принять порядка  $100 \text{ м}/10^6 \text{ лет}$ . Экстраполяция этого значения на последующий юрский седиментогенез позволяет оценить глубину возникшего морского бассейна с учетом предположения о постоянстве скорости прогибания, но катастрофи-

ческом уменьшении скорости осадкообразования (до менее чем  $1 \text{ м}/10^6 \text{ лет}$ ). Полученная при этом цифра очень близка к принимаемой на основании глубины карбонатной компенсации.

Предлагаются две различные модели развития морского дна. Первая основана на предположении, что глубина кальцитовой компенсации была несколько меньшей, чем в теперешних океанах (рис. 5.5), а вторая исключает такую разницу. Согласно второй модели имел место более резкий переход к прогибанию от слабого поднятия океанического дна в поздней юре. Обе модели допускают, что эволюционный расцвет известкового микро- и нанопланктона в самом конце поздней юры существенно повлиял на общую картину осадконакопления.

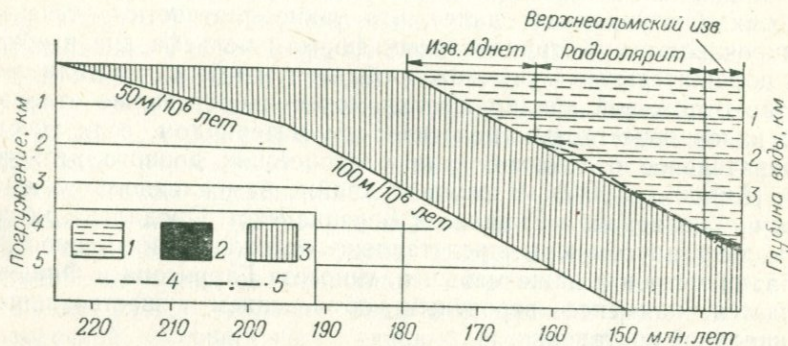


Рис. 5.5. Модель эволюции глубин морского дна в триасовом и юрском периодах на территории южных и восточных отрогов Альп [Garrison, Fischer, 1969].

1 — вода; 2—3 — осадки (2 — юрские, 3 — триасовые); 4—5 — уровни компенсации (4 — арагонитовой, 5 — кальцитовой).

Впечатляющая аргументация Гаррисона и Фишера встречает с нашей стороны ряд возражений.

1. Скудность бентосной фауны в первую очередь, несомненно, является результатом ограниченного поступления взвешенных питательных частиц в виде планктона или органического детрита. Оно действительно сокращается с увеличением глубины, но иссякает и в направлении открытого океана по мере увеличения расстояния от прибрежных районов, куда питательные вещества выносятся реками. Лишь там, где мощные восходящие течения выносят питательные вещества из глубин океана в поверхностный слой, размножение организмов по своей интенсивности приближается к прибрежному. Действительно, тропические акватории большей частью сравнительно неплодородны [Ryther, 1963]. Напрашивается вывод, что красные аммонитовые известняки и известняк Аднет бедны бентосной фауной вследствие возрастающего влияния пелагической области, где воды отличаются от сравнительно мелководных и

теснее связанных с сушей акваторий Северной Европы только умеренными глубинами [Hallam, 1967b].

2. Положение о том, что по сравнению с мелководной областью морские впадины испытывают «литологическое голодание», требует существенной корректировки. В современных океанах самая низкая скорость накопления осадков наблюдается на валах и поднятиях дна, а самая высокая в разделяющих их впадинах, поскольку течениями рыхлый материал сносится преимущественно в эти глубоководные зоны. И еще замечание. Мур [Moore, 1970] показал, что терригенные глинистые взвеси в придонном слое воды толщиной не более нескольких метров придадут ему достаточную плотность для медленного движения в направлении впадины в виде низкоскоростного плотностного течения. Он указывает далее, что такие плотностные течения приурочиваются к отрицательным формам рельефа дна и обходят положительные. Этим может объясняться более мергелистый состав отложений впадин юрских морей и обогащение отложений валов известковым пелагическим материалом, если учесть избирательное отложение глин в депрессиях донного рельефа (ср. [Aubouin, 1964]). В случаях крайне замедленного осаднения, наблюдаемых в Сицилии и Венецианском Предальпе, когда несколько ярусов юры представлено отложениями мощностью порядка метров и даже меньшей, гипотеза Гаррисона и Фишера является наименее вероятным объяснением существовавшей фациальной обстановки.

Гипотезе их еще решительнее противоречат данные о жизнедеятельности водорослей, полученные из удаленных друг от друга районов при изучении сокращенных толщ красных известняков. Это особенно наглядно видно на примере строматолитов, но справедливо, по всей вероятности, и для светлых ракушечных известняков, богатых растительными гастроподами, и для слоев со следами сверления на территории Австрии, согласно описанию Вендта [Wendt, 1969]. Вендт считает, что эти следы указывают на жизнедеятельность водорослей, а не грибов (с которыми их легко спутать), так как никогда не располагаются на верхней поверхности S-трещин, параллельных напластованию, куда не мог проникнуть солнечный свет.

Из данных о жизнедеятельности водорослей, разумеется, следует, что осадконакопление происходило в зоне проникновения солнечного света, который в настоящее время никогда не опускается ниже 150 м даже в прозрачных водах низких широт. Представляется вполне возможным отложение осадков с хорошо оформленными строматолитами на глубинах, существенно меньших указанной, и вместе с тем одинаково вероятное образование основной массы более мергелистых слоев красных аммонитовых известняков в условиях большей глубинности. Важно одно, что мы получаем глубины порядка сотен, а не тысяч метров.

3. Если в красных аммонитовых известняках или их аналогах механизм образования комков трактовать не по Хольману, а как диагенетическое обособление, о чем уже говорилось выше, то сила аргумента, основанного на значительном растворении кальцита, серьезно ослабевает. Что же касается построенных из арагонита раковин аммонитов или других ископаемых, то процесс их растворения на поверхности морского дна или в осадке, как показывают данные по современным морям [Jenkyns, 1971b], может протекать на глубинах, не превышающих нескольких сотен метров.

Юрские радиоляриты — интересная загадка: трудно понять, каким путем могли возникнуть такие отложения, без того чтобы кальцит не уходил в раствор, т. е. ниже уровня кальцитово-карбонатной компенсации. Факторы, контролирующие растворение и осаждение кальцита в современных морях, еще слишком мало изучены для применения наших сведений о существующих уровнях непосредственно к Тетису юрского периода. Как показывает Хадсон [Hudson, 1967], ускорение хода химических реакций в условиях более равномерного климата в мезозое могло проявиться в существенном повышении уровня карбонатной компенсации. Кроме того, почти достоверно можно говорить о связи фациального замещения радиоляритов пелагическими известняками в титоне во время эволюционного расцвета и значительного по площади распространения ряда планктонных фораминифер и водорослей, имевших известняковый скелет, что явно противоречит одной из моделей Гаррисона и Фишера, требующей повышения уровня карбонатной компенсации в поздней юре. Это важное изменение в органическом мире должно было привести к существенному увеличению глубины компенсации.

Еще одно возражение против гипотезы Гаррисона и Фишера заключается в том, что глубины в несколько тысяч метров, как правило, совмещают дно океанов с поверхностью океанической коры, а это, по-видимому, исключается в рассматриваемом случае средиземноморских отложений, которые согласно продолжают разрез мелководной карбонатной толщи, в свою очередь залегающей на континентальных обломочных образованиях с гранитным фундаментом [Grümpy, 1960]. В противовес этому может выдвигаться предположение о катастрофическом утонении континентальной коры, или «океанизации», которую нельзя решительно исключить, но остается еще доказать возможность ее проявления в широком масштабе. Правда, глубоководным бурением по программе ДЖОИДЕС (JOIDES) в западной части Северной Атлантики вскрыты верхнеюрские и верхнемеловые отложения, предположительно залегающие на океанической коре и очень похожие на несцементированные красные аммонитовые известняки и известняки Майолика [Bernoulli, 1972]. Все это указывает на возможность накопления рассматриваемых отложений в значительном диапазоне глубин, в том числе

в условиях меньших глубин в юрском периоде. К тому же в настоящее время отсутствуют данные, позволяющие судить о том, насколько эти осадки Атлантического океана могли опуститься в результате последующих движений.

Для геологического развития Средиземноморья предпочтение отдается другой модели, также учитывающей возможность значительного погружения, в центре внимания которой находятся проявления тектонических процессов начиная с ранней юры. Следы их разнообразны. Резкие горизонтальные изменения мощности слоистых образований, от конденсированных красных до мощных толщ серых кремнистых известняков, часто наблюдаются на коротких расстояниях, а складки оползания указывают на значительный уклон морского дна. Широко распространены особенно тщательно изученные в южных отрогах Альп [Wiedenmayer, 1963; Bernoulli, 1964] осадочные брекчии, по которым можно судить об активных перемещениях по разломам. Нептунические дайки представляют собой выполнения трещин и являются указателями растягивающих напряжений; они известны в Марокко [Agard, Du Dresnay, 1965], Сицилии [Wendt, 1971a], Венецианском Предальпе [Castellarin, 1965] и Тироле [Wendt, 1969]. Синхронный с ними вулканизм небольшого масштаба, отразившийся в переслаивании лав, туфов или бентонитов, также устанавливается по данным из Южной Испании [Paquet, 1969], Сицилии [Jenkyns, Torrens, 1971] и Венецианского Предальпа [Bernoulli, Peters, 1970].

Суммировав литологические, фаунистические и тектонические факты, можно реконструировать карбонатную платформу, заложенную в позднем триасе и формировавшуюся на обширной площади в условиях мелководья. В ранне- и среднеюрскую эпохи она подверглась действию растягивающих напряжений и распалась на ряд блоков, испытавших дифференциальные погружения на протяжении остальной части периода (рис. 5.6). Отдельные участки стали превращаться во впадины, где накапливались тонкозернистые пелагические отложения известкового или кремнистого состава. Другие в той или иной степени противостояли погружению, сохранившись в виде небольших платформенных площадей, подобно Большой Багамской банке, или превратившись в ограниченные плоскостями сбросов подводные горы, возвышавшиеся до сотен метров над уровнем моря и сходные по многим чертам фациальной обстановки с плато Блейк, но значительно меньшего размера. Время от времени мелководные карбонатные отложения сбрасывались во впадины в виде турбидитов, а периодическая активизация подвижек по плоскостям обрамляющих сбросов поставляла обломки, скатывавшиеся по склонам и служившие материалом для образования брекчии. Осадки с большим количеством кремнистых и органических веществ накапливались в пределах впадин, если сравнивать по этому признаку впадины и поднятия, что справедливо и для

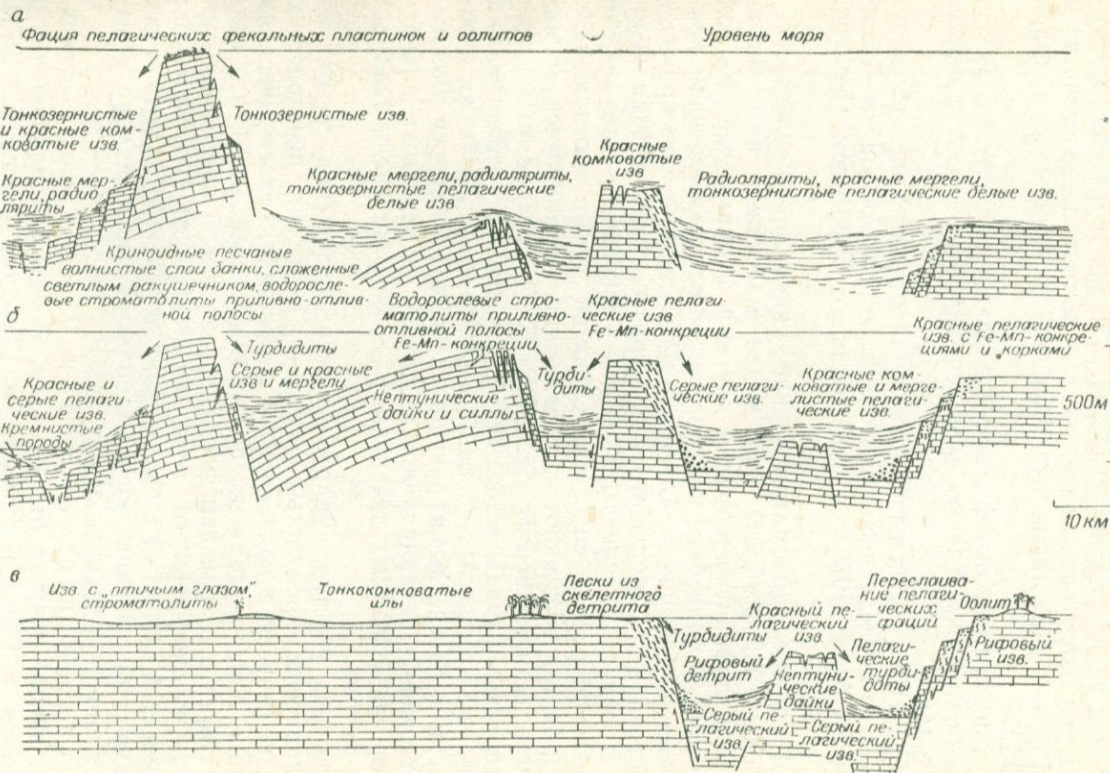


Рис. 5.6. Стадии распада юрской карбонатной платформы Тетиса в поздней (а), ранней—средней (б) юре, в позднем триасе—ранней юре (в) [Bernoulli, Jenkyns, 1974].

составляемых фациальных условий нашего времени [Lisitsyn, 1967].

На основании обзора стратиграфической литературы Бернулли и Дженкинс [Bernoulli, Jenkyns, 1974] приходят к выводу, что распад и дифференциальное погружение территории Средиземноморья охватывают значительный интервал геологического времени, но достигают кульминации в плинсбахе и тоаре (рис. 5.7).

Картина палеогеографической эволюции проступит яснее, если мы остановимся на отдельных регионах, изученных наиболее детально.

**Западная Сицилия.** Разрастание карбонатной платформы и ее последующее расчленение хорошо освещены Дженкинсом [Jenkyns, 1970a] в соавторстве с Торренсом [Jenkyns, Torrens, 1971].

Над Главным доломитом (триас — низы юры) залегает серия доломитов и более или менее массивных известняков с циклами лоферитного типа и другими фациями карбонатной платформы. В плинсбахе платформенное осадконакопление прекратилось, венчающие платформенный седиментогенез криноидные биоспариты небольшого стратиграфического объема переходят в серые пелспариты, красные микриты и железистые пизолиты тоарского возраста. Обломки туфов в отложениях тоара и байоса указывают на ограниченную вулканическую деятельность в окрестностях бассейна. Среднеюрские отложения представлены конденсированными красными известняками с железомарганцевыми корками и конкрециями, а также строматолитами со светлыми ракушками, содержащими *Bositra*. Эти отложения накапливались медленно на вершинах подводных гор, размываемых течениями; глубина не превышала десятков метров.

На одних участках молодые юрские отложения состоят из радиоляриевых кремнистых пород и мергелей, переходящих вверх по разрезу в кокколитовые известняки, отлагавшиеся во впадинах, а на других — из пелагических ооспаритов, что свидетельствует о сохранении фациальных условий подводных гор. Начиная с оксфордского века расчлененность морского дна сглаживается за счет заполнения впадин осадками и понижения подводных гор. В конце юры на большей части региона образовался широкий плащ кокколитовых илов.

**Приадриатический район.** В общих чертах регион, охватывающий южные отроги Альп, Апеннин, западную часть Югославии и Грецию, рассмотрен Бернулли [Bernoulli, 1971]. Подробнее о южных отрогах Альп пишут Виденмейер [Wiedenmaier, 1963], Бернулли [Bernoulli, 1964], Стурани [Sturani, 1971], Босселини и Броглио-Лорига [Bosellini, Broglio-Loriga, 1971] и Кастелларин [Castellarin, 1972]; о южных отрогах Апеннин — д'Ардженно и Скандоне [d'Argenio, Scandone, 1971]; о Греции —

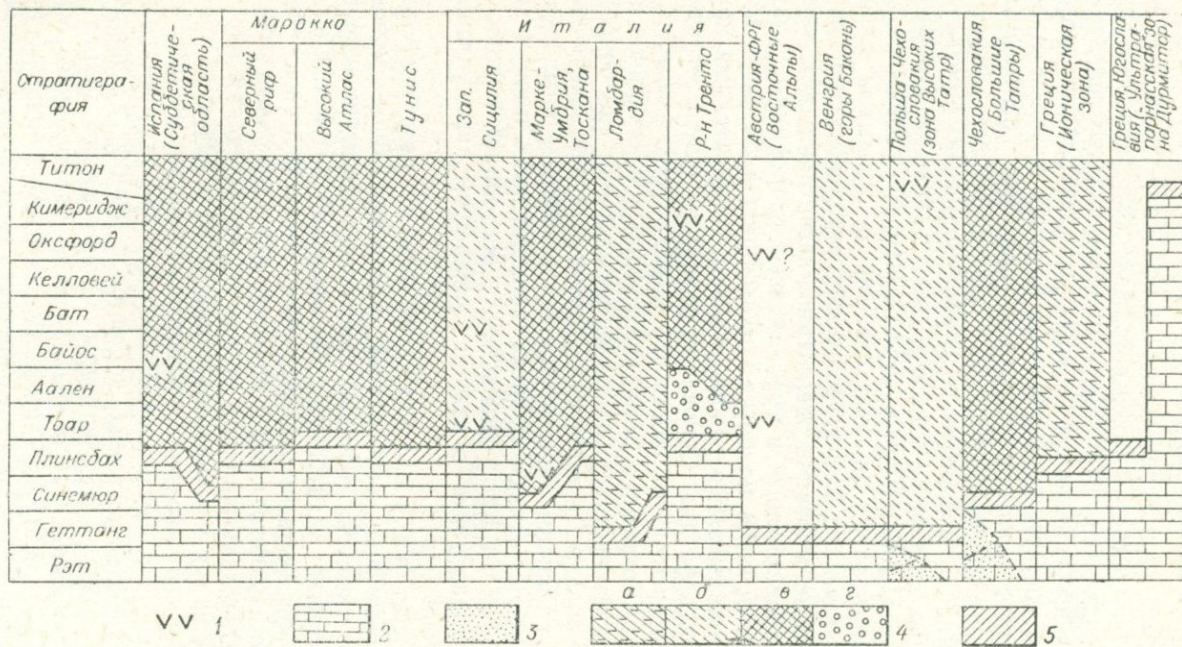


Рис. 5.7. Фациальные изменения на территории Средиземноморья [Bernoulli, Jenkyns, 1974].

1—4 — фацис: 1 — вулканические, 2 — карбонатно-платформенные, 3 — обломочных отложений, 4 — пелагические (а — впадин, б — валов, в — впадин и валов, з — «оолитов»); 5 — зона геохронологической неопределенности.

Бернулли и Ренц [Bernoulli, Renz, 1970]. В горах Баконь (Венгрия) установлена аналогичная фаціальная последовательность; история их геологического развития расшифрована Галацем и Вёрешем [Galacz, Vörös, 1972].

Упрощенная стратиграфическая схема по региону приведена на рис. 5.8, а главные палеогеографические элементы можно видеть на рис. 5.9. При районировании четко различимы: 1) районы с сохранившейся в мелу карбонатной платформой, к которым относятся южные отроги Апеннин и район Далматского Карста; 2) подводные валы и горы, вал Тренто в Венецианском Предальпе и Умбрийская зона на севере центральной части Апеннин; 3) сравнительно глубоководные вытянутые морские впадины, подобные Ломбардским Альпам и Ионической зоне Греции. Первая группа характеризуется развитием водорослевых, комковатых (с копролитами), оолитовых и лоферитного типа известняков; во второй распространены сильно уплотненные красные марганецсодержащие известняки; для третьей типичны радиоляритовые и турбидитовые разновидности пород. Образования брекчий по бортам платформы и склонам, на которых не откладывались осадки, являются указателями крутых уклонов в рельефе дна. Основания разрезов лишены стратиграфических перерывов, их мощность порядка сотен метров. Отсутствие строматолитов в Западной Греции и центральной части Апеннин свидетельствует об осадконакоплении на подводных горах ниже зоны проникновения солнечных лучей. Позднетитонское время в Сицилии знаменуется сглаживанием расчлененного рельефа и образованием покрова кокколитовых илов (известняки Майолика и Вигла) сравнительно постоянной мощности на всей территории, что отражает увеличение продуктивности фитопланктона.

Северная часть Австрийских Известняковых Альп. Погружение карбонатной платформы здесь началось раньше, чем в других регионах, поскольку самые нижние горизонты известняка Аднет имеют синемюрский возраст. Они подстилаются криноидными известняками, которые в свою очередь залегают на верхнетриасовых рифовых или зарифовых известняках. Поднятие дахштейнских рифов исключается как Юрганом [Jurgan, 1969], так и Вендтом [Wendt, 1969] в качестве причины прекращения роста кораллов перед новым погружением. Нельзя согласиться и с Фабрициусом [Fabricius, 1966], полагающим, что резкая вертикальная смена коралловой фации некоралловой означает понижение температуры. Смена фаций такого рода (если не рифоидной, то по крайней мере мелководной, отличающейся обильным органогенным выпадением кальцита) происходит на различных стратиграфических уровнях, в различных пунктах, иной раз и не слишком разобщенных, и поэтому вряд ли служит подтверждением предположения о региональном изменении климата. Все множество данных, рассмотренных в этой

Стратиграфия	Южные Альпы (Ломбардская зона)	Центральные Апеннины (Умбрийская и Марквейская зоны)	Западная Греция (Ионическая зона)
Верх. титон-ниж. мел.	Майолика		Изн. Вигла
Оксфорд-сред. титон	Радиоларитовая группа в широком смысле		Пелагический чехолослоидный слой
Байос-келловей	Изн. с пелагическими двустворками	Изн. с пелагическими двустворками	Изн. с пелагическими двустворками
Тоар-аален	Красный аммонитовый изв.	Красный аммонитовый изв. / Медоло	Изн. с пелагическими двустворками
Плинсбах	"Домер" Ломбардский кремнистый изв.	"Домер" Ломбардский кремнистый изв.	Изн. Синиоис
Геттанг-синемюр	Изн. бездиза Броккателло	Раговицкий изв.	Изн. Пантократор
		Изн. Массиччо	

Рис. 5.8. Упрощенная стратиграфическая схема юрских толщ южных отрогов Альп, центральной части Апеннин и Западной Греции [Bernoulli, 1971].

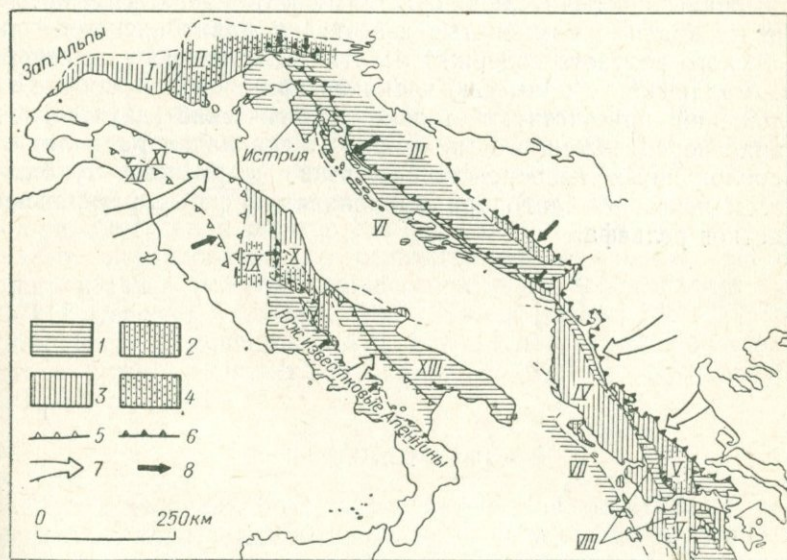


Рис. 5.9. Элементы альпийского структурного плана и палеогеография поздней юры в приморском регионе Адриатики [Bernoulli, 1971].

I—X — зоны (I — Ломбардская, II — Тренто, III — Высокого Карста, IV — Ионическая, V — Пиндос, VI — Далматская, VII — Занте, VIII — Гаврово, IX — Умбрийская, X — Марквейская); XI—XII — фронты (XI — Лигурийский, XII — Тосканский); XIII — Апулийская платформа. 1 — карбонатные платформы; 2 — платформенные окраины (рифы, склоновые отложения); 3 — сравнительно глубоководные вытянутые впадины; 4 — подводные вали и горы; 5—6 — надвиги; 7—8 — направления надвиговых смещений.

главе, говорит, что причина заключалась в тектоническом прогибании. Ниже глубины в несколько десятков метров рифообразующие кораллы уже не выживают из-за того, что погружение дна обгоняет нарастание скелетов. Водоросли, по-видимому, продолжают существовать на несколько большей глубине.

Хотя, как и в других районах Средиземноморья, альпийские надвиги мешают детально реконструировать палеогеографическую обстановку юрского периода, и здесь можно наметить группы, выделенные в Приадриатическом регионе. О сохранении карбонатно-платформенных фаций в ранней юре свидетельствуют местами рифоидный характер известняка Плассен [Fenninger, Holzer, 1970]. Известняк Аднет соответствует фациям подводных поднятий и гор, а пятнистый известняк и верхнеальпийские слои — фациям морских впадин.

В описании других обстановок морских впадин близ Зальцбурга Бернулли и Дженкинс [Bernoulli, Jenkyns, 1970], проследив эволюцию состава турбидитовых слоев, смогли выявить фации местных понижений морского дна на сопредельных валах. В геттанг-синемюрском пятнистом известняке эти фации охарактеризованы исключительно остатками иглокожих. Перекрывающие их красные комковатые известняки плинсбахского — среднеюрского возраста содержат остатки пелагических двустворчатых моллюсков с примесью члеников криноидей. В кровле этих отложений присутствуют только пелагические двустворчатые в виде переотложенного материала, тогда как в радиоляритах, расположенных непосредственно выше в разрезе, турбидиты совсем исчезают благодаря выравниванию ранее расчлененных участков рельефа.

## ФАЦИИ ВНУТРЕННИХ ШТАТОВ ЗАПАДА США

Юрские отложения рассматриваемой территории изучены менее детально, чем в Европе, но более полно, чем в ряде других районов земного шара. Прекрасная обнаженность при довольно сухом климате позволяет проследить здесь многие формации на огромных площадях. Этот регион служит блестящим примером осадконакопления в мелком эпиконтинентальном море на кратоне при ограниченной связи с открытым океаном. Более того, некоторые осадочные породы здесь отличаются от описанных в трех предыдущих главах и позволяют судить об аридных условиях, существовавших на большой площади.

Получением новых данных по юре США мы обязаны в первую очередь разносторонним стратиграфическим и палеонтологическим исследованиям Р. У. Имлея, который за последние несколько десятилетий опубликовал целый ряд статей. Его обзорная работа 1957 г. до сих пор остается наилучшей сводкой по юре Внутренних штатов Запада США. Среди других значительных исследований по стратиграфии отдельных районов можно назвать работы Харшбергера и др. [Harshbarger e. a., 1957], Петерсона [Peterson, 1957], Имлея [Imley, 1956, 1967a] и Пипирингоса [Pipiringos, 1968]. Интересная серия фациальных карт и карт изопакит опубликована Макки с соавторами [McKee e. a., 1956].

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Море в пределах Внутренних штатов Запада США в течение юрского периода неоднократно меняло свои размеры и занимало часть или всю территорию Монтаны, Вайоминга, Северной и Южной Дакоты, Айдахо, Юты, Колорадо и Нью-Мексико (рис. 6.1). Некоторое время оно было ограничено высокой сушией, и в то же время периодическое поступление осадков продолжалось с юга и с востока. Наибольшей скорости осадконакопление достигло на западе в меридиональном прогибе, который протягивался от границы штатов Айдахо—Вайоминг до центральной части Юты. Мощность отложений здесь примерно 3000 м. Западные юрские отложения внезапно исчезают, что

обусловлено последующим воздыманием суши и эрозией. В восточном направлении породы быстро выклиниваются, их мощность здесь менее 200 м, она увеличивается до 400 м в Уиллстонской впадине на востоке Монтаны, в Северной Дакоте и на юге Саскачевана. Фациальные изменения осадков, представленных различными терригенными породами, карбонатами и эвапоритами, указывают на значительное ослабление влияния моря на востоке и на юге региона (рис. 6.2).

В пределах этой акватории существовал целый ряд островов и отмелей. Наиболее важными среди них были Белт-Айленд

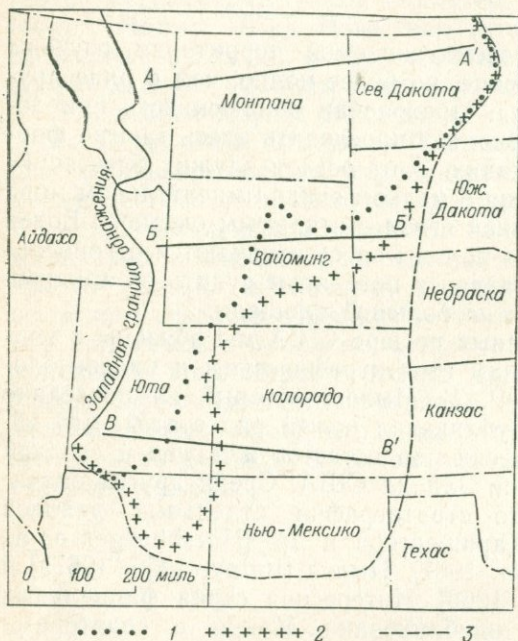


Рис. 6.1. Приблизительное положение южной и восточной границ моря на территории Внутренних штатов Запада США в байосе (1), келловее (2), оксфорде (3). Геологические профили см. на рис. 6.2.

в центральной части Монтаны и Анкомпагре-Пик на западе Центрального Колорадо. Несмотря на то что эти поднятия не были большими областями сноса, они все же влияли на распределение фаций. Например, континентальные красноцветные толщи не встречаются к западу от сводового поднятия Свитграсс или Белт-Айленда в Монтане. В основном поднятия повлияли на уменьшение скорости осадконакопления и выклинивание слоев в западном направлении. Эти поднятия можно сравнить с такими структурами, как Армориканский или Лондонско-Арденнский массивы в эпиконтинентальном море Северо-Западной Европы.

Ряд трансгрессий и регрессий моря вызвал основные изменения палеогеографии Внутренних штатов Запада США. В по-

рядке нарастания можно выделить четыре крупные трансгрессии (см. рис. 6.1). Самая древняя, синемюрская, зафиксирована образованием темных фосфоритсодержащих сланцев группы Ферри в юго-западной части Британской Колумбии и, вероятно, северо-западной части Монтаны. Синемюрские отложения обнаружены теперь и на востоке Орегона, а поэтому приходится отказаться от прежних представлений о существовании меридиональной «Мезокордильерской геоантиклинали», отделявшей

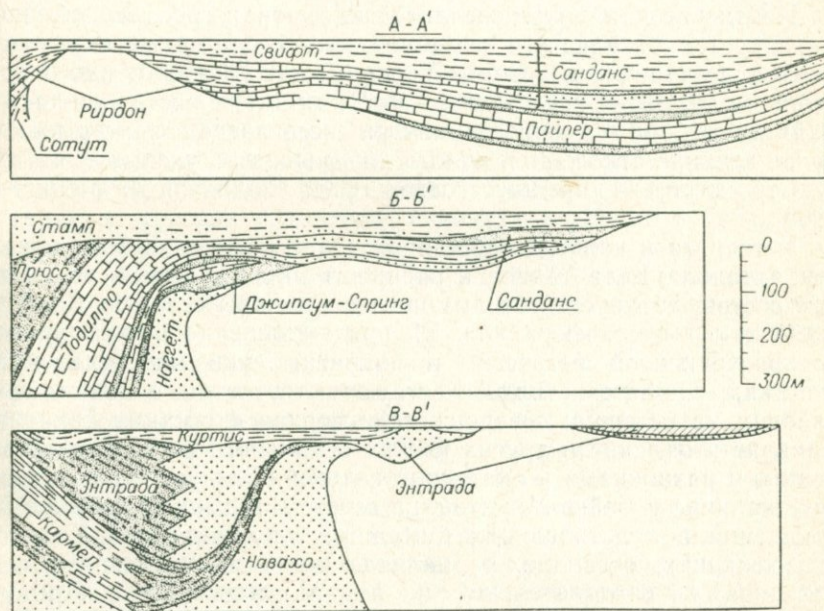


Рис. 6.2. Геологические профили через юрские отложения формаций Внутренних штатов Запада США. Заимствовано из работы Имлея [Imley, 1957].

северную часть внутреннего моря от Западно-Кордильерской геосинклинали.

Вторая трансгрессия, датируемая появлением в верхах нижнего байоса таких аммонитов, как *Stephanoceras* и *Stemmatoceras*, распространилась дальше на юг и на восток вплоть до штатов Вайоминг, Юта, Северная и Южная Дакота; в Монтане и Вайоминге морские байосские отложения залегают непосредственно на доюрских породах.

Третью трансгрессию, заходящую несколько дальше, чем предыдущие, раньше было принято считать раннекелловейской. Последовательность аммонитов тут такова: *Arctocephalites* (*Paracephalites*), *Arcticoceras* (*Warrenoceras*), *Kepplerites* и *Cadoceras*. Два последних рода, несомненно, келловейские.

Кэлломон [Callomon, 1959] на основании своих исследований в Восточной Гренландии считает *Arctocephalites* и *Arcticoceras* позднебатскими, но, пока еще не удалось провести точную корреляцию с фауной Европы, можно было бы условно предположить более молодой возраст для подродов, встреченных в Северной Америке. Во Внутренних штатах Запада батские аммониты европейского типа не обнаружены, и этот ярус, вероятно, частично представлен здесь регрессивными красноцветными толщами.

Позднебатская — раннекелловейская трансгрессия обычно фиксируется базальными мелководными оолитовыми известняками и песчаниками, которые перекрывают сланцы с многочисленными *Gryphaea nebraskensis*. Местами, в юго-восточной части Вайоминга, они с трансгрессивным несогласием перекрывают более древние отложения, вплоть до триасовых, указывая на то, что трансгрессии предшествовала фаза поднятия [Pipiringos, 1968].

Четвертая и наиболее обширная трансгрессия, которая впервые затопила Белт-Айленд и распространилась далеко на юг и юго-восток, датируется по аммонитам *Queenstedtoceras* и *Cardioceras* как раннеоксфордская. Ей предшествовала фаза широко распространенной регрессии и поднятия суши на отдельных участках. Об этом свидетельствуют отсутствие в некоторых районах на севере и северо-востоке верхов формации Нижний Санданс и наличие в других местах базального слоя с просверленными раковинами и окатанной галькой. Следует также отметить наличие у Сайкс-Маунтин, на севере Вайоминга, кремневых конкреций в подстилающих бумажных сланцах слоев Халлет, указывающих, очевидно, на наличие каких-то известковых отложений, а следовательно, и на поднятие суши [Imlay, 1956].

После раннего оксфорда море явно отступило, так как фаунистические данные четко говорят о неморском происхождении перекрывающей формации Моррисон. Однако в позднеоксфордское время крупная трансгрессия имела место в районе Мексиканского залива, но к северу она не распространилась далеко за пределы штата Луизиана. Кроме того, в восточной части Британской Колумбии позднеюрское море существовало, вероятно, и в титон-волжском веке.

Одна из наиболее интересных особенностей отложений Внутренних штатов Запада — их выдержанность по простиранию. В целом великолепная обнаженность дает возможность проследить отдельные формации и даже пачки и слои на тысячи квадратных километров, причем изменения литологического состава отложений очень незначительны. Это явно результат образования формаций при небольшой расчлененности рельефа и в условиях довольно спокойного тектонического режима. Напротив, в Калифорнии и соседних штатах наблюдается иная ситуа-

ция. Здесь отдельные формации не могут быть прослежены на значительное расстояние, а большие мощности отложений в сочетании с редкими находками фауны и сложной тектонической обстановкой исключают возможность точного стратиграфического расчленения. Другим показателем спокойного тектонического режима во Внутренних штатах Запада служит исключительная бедность прослоями вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород, что резко отличается от условий в Западной геосинклинальной области. Более того, резкие угловые несогласия между последовательными формациями полностью отсутствуют.

Роль областей сноса при образовании обломочных пород изменялась во времени. Ранее считали, что основная масса нижнеюрских песков была принесена с запада, но эту слишком прямолинейную точку зрения следует несколько уточнить; на этом мы остановимся в следующем разделе. Переход по простирацию морских отложений в континентальные и увеличение доли песков показывают, что в среднеюрскую эпоху основные области сноса располагались на юго-западе или юго-востоке. Однако в оксфордском веке они находились на западе, о чем свидетельствуют увеличение роли песков, появление рассеянной гальки в западном направлении, наличие в отдельных местах большого количества плавника, который редко встречается в обнажениях в самых западных районах Монтаны. Армстронг и Ориель [Armstrong, Oriiel, 1965] на основании изучения ларамийской зоны надвигов, проходящей вдоль границы штатов Айдахо и Вайоминг, отрицали, что поднятие страны, предшествующее образованию надвигов, произошло в начале поздней юры и что именно оно обусловило поступление обломочного материала в расположенный восточнее морской бассейн. Они предположили также, что кое-где образование надвигов могло начаться и до поздней юры, но их данные недостаточно убедительны.

### ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ

Одной из причин того, что в литературе недостаточно четко рассматривался вопрос о большой выдержанности многих стратиграфических комплексов по горизонтали, являются различные названия этих формаций как внутри штатов, так и за их пределами, хотя значительных литологических изменений и не наблюдается. По иронии судьбы название «формация Моррисон» используется повсеместно, хотя отдельные подразделения ее и не выдержанны на большом расстоянии. На рис. 6.3 приведены названия формаций, применяемые в настоящее время, и показано их соотношение с ярусами и отделами Международной стратиграфической шкалы. Здесь мы остановимся на нескольких наиболее интересных фациях.

Юрс	Монтана	Центр Вайоминг	Юж. Дакота, Вост. Вайоминг	Сев.-Вост Айдахо и сопряженные районы	Вост Юта, Нью-Мексико	Отдел
	Моррисон	Моррисон	Моррисон		Моррисон	Верхний
Оксфордский	Свирт	Верх Санданс*	Санданс	Стамп	Куртис/Подилто	
Келловейский	Ридон	Ниж Санданс*		Прюсс	Энтрада	Средний
Батский? байосский	Сотут/Пайпер	Джипсум-Спринг	Джипсум-Спринг	Твин-Крик	Кармел	
		Наггет		Наггет	Навахо	Нижний

Рис. 6.3. Корреляционная схема юрских формаций Внутренних штатов Запада США.

Штриховкой показаны стратиграфические перерывы.

### Эоловые песчаники

Песчаники Навахо [Harshbarger e. a., 1957] — это наиболее интересные юрские образования во Внутренних штатах Запада. В виде живописных выветрелых утесов они обнажаются на большой площади на плато Колорадо, достигая мощности более 400 м. Это белые до красноватых тонко- и среднезернистые почти чистые кварцевые песчаники с крупномасштабной косою слоистостью. Дальше на север с ними коррелируются литологически почти аналогичные песчаники Наггет, в которых преобладает, однако, красная окраска.

В песчаниках Навахо органические остатки встречаются редко. Это несколько следов динозавров, хвощи и нечеткие остатки остракод и эстеров; бесспорно морская фауна не обнаружена. Считают, что основание этих песчаников приблизительно соответствует границе триаса и юры, а верхняя граница древнее образований верхов нижнего байоса. Заметное увеличение мощности песчаников Навахо и Наггет в западном направлении при незначительных изменениях в литологическом составе как будто свидетельствует о том, что основная область сноса песка находилась на западе. Однако наличие одинаковых по структуре и составу песков, перекрывающих морские нижнеюрские породы в Западной Неваде [Stanley, 1971], противоречит предположению, что непрерывная «Мезокордильерская геоантиклиналь» служила сухопутным барьером, отделяющим бассейн осадконакопления во Внутренних штатах Запада от Западно-Кордильерской геосинклинали. Весьма вероятно, что в ряде мест существовали морские пути, соединяющие их с Тихим

океаном, с разбросанными большими островами, которые и служили источниками осадконакопления.

Долгое время считали, что ярко выраженная косая слоистость песчаников Навахо и Наггет говорит о режиме пустынь и песчаных дюн, а убедительных фактов для опровержения

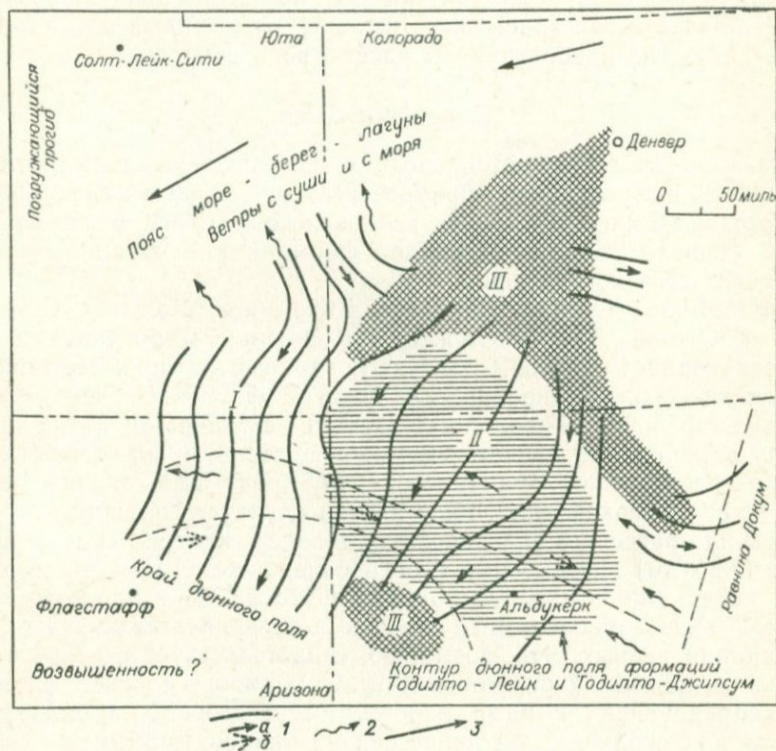


Рис. 6.4. Палеогеография поздней юры до отложения формации Моррисон в районе Четыре угла, Внутренние штаты Западной США [Tanner, 1965].

I—II — дюнные поля (I — Главное, II — Покет); III — горы. 1 — ветры (а — первичной компоненты, б — вторичной); 2 — направление стока вод; 3 — снос.

такой интерпретации не было. Измеряя максимальный угол наклона косой слоистости, Пул [Poole, 1964] попытался определить преобладающие направления ветра. Для песчаников Наггет доминирующим было северное и северо-восточное направление, для песчаников Навахо — северо-западное, за исключением юго-западной части Юты и северо-западной части Аризоны, где оно было западным.

Келловейские песчаники Энтрада Юты, Аризоны и Нью-Мексико — это преимущественно красные кварцевые, среди

которых встречаются также и слои алевритов. Частично эти песчаники могли быть отложены водой, но в основном это обычные накопления золотых дюн. Пул [Poole, 1964] и Тэннер [Tapner, 1965] измеряли углы наклона косо́й слоистости и установили преобладание северо-восточного или север-северо-восточного простирания, которое характеризует, по их мнению, основное направление ветра (рис. 6.4). Значение этих данных для палеоклиматических реконструкций рассмотрено в гл. 9.

### Эвапориты

Эвапориты встречаются среди ряда континентальных отложений, но в основном они приурочены к следующим формациям: байосской Джипсум-Спринг, келловейской Прюсс и оксфордской Тодилто. Мощность каждой формации не превышает нескольких десятков метров.

Формация Джипсум-Спринг в Вайоминге, Монтане, Северной и Южной Дакоте сложена красными алевропелитами и переслаиванием гипсов, плитчатых доломитов и известняков с исключительно однообразной морской фауной. В некоторых местах гипсоносные слои отсутствуют и замещены брекчированными карбонатами, указывающими на деформацию, возникшую после растворения эвапоритов, что произошло значительно позже осадконакопления. Гипс иногда образует сплошные горизонты или рассеян в алевропелитах в виде стяжений. Один мощный (до 20 м) гипсоносный слой прослеживается по всей северной части Вайоминга. Детальное изучение показало, что он сложен переслаивающимися гипсами и алевропелитами при преобладании первых. Это, возможно, свидетельствует о существовании мелководной береговой лагуны (наличие морской фауны в ассоциирующих с ними карбонатах указывает на близость моря) или субаквальной депрессии на окраине континента, где аллювиальные отложения представлены красноцветными обломочными породами.

Гипс стяжений, вероятно, диагенетического происхождения. Возможно, он выпал в осадок в результате восходящего и нисходящего движения грунтовых вод, просочившихся через илистые отложения. Иногда такие стяжения встречаются непосредственно под морскими осадками батского (?) или келловейского возраста, в более молодой красноцветной пачке. Имлей [Imley, 1956] рассматривал их как возможный результат поднятия, предшествующего трансгрессии.

Формация Прюсс на западе Вайоминга, востоке Айдахо и севере Юты представлена в основном серией красноцветных алевролитов и песчаников. Морская фауна была найдена к северо-западу от места выходов этой формации на поверхность; бурением и в шахтах на юго-востоке вскрыта пачка галита. Галит, по всей вероятности, образовался в субаквальных

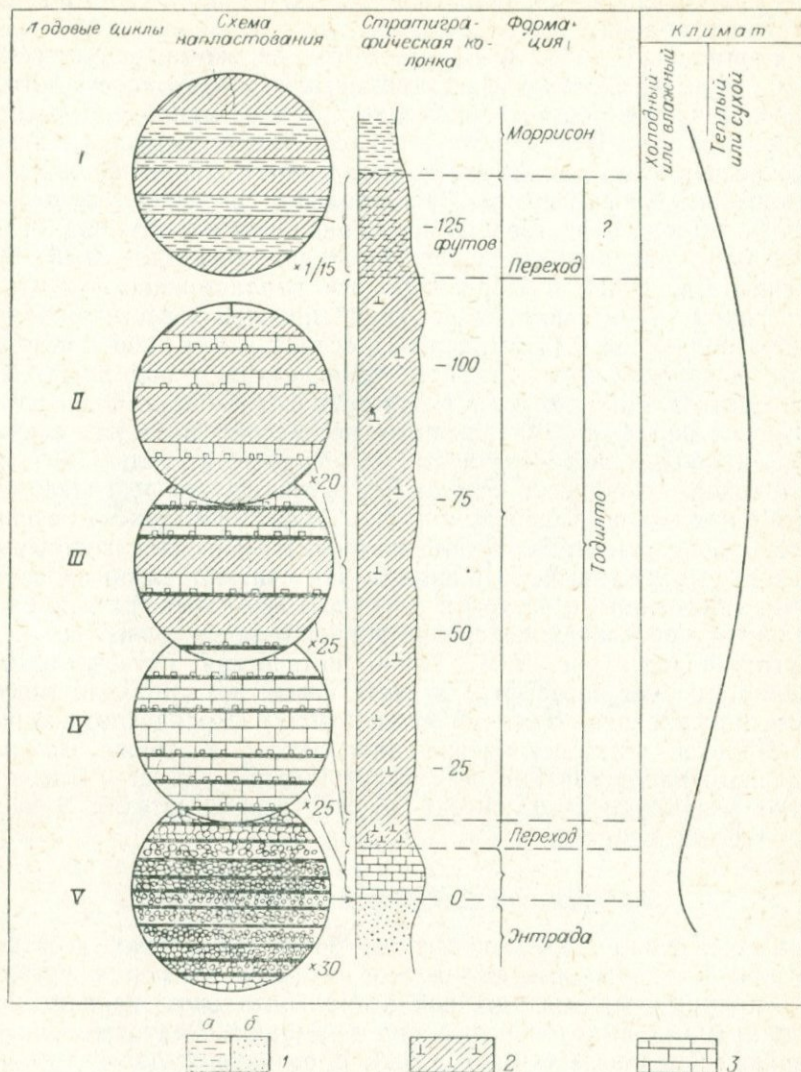


Рис. 6.5. Малые седиментационные циклы формации Тодилто в штате Нью-Мексико [Anderson, Kirkland, 1960].

Циклы: I — двухэлементный (обломочные породы, гипсы); II — трехэлементный (битуминозные известняки, гипсы, обломочные породы); III — четырехэлементный (обломочные породы, органогенные, известняки, гипсы); IV — трехэлементный (обломочные породы, органогенные известняки); V — двухэлементный (обломочные и органогенные породы). Породы: 1 — обломочные (а — речные, б — золовые); 2 — гипсы; 3 — известняки.

условиях в депрессии на аллювиальной равнине, подобно тому как в настоящее время аналогичные осадки формируются в Нижней Калифорнии.

Формация Тодилто в Нью-Мексико, перекрывающая песчаники Энтрада, сложена известняками, на которых залегает гипсоносная пачка. Известняки темные, тонкозернистые, пахучие. Тэннер [Tapner, 1965] считает, что они имеют озерное происхождение. Он классифицирует их как своего рода дюнно-озерные отложения «белых песков». При детальном изучении толщи оказалось, что она представлена переслаиванием известняков, органогенных и обломочных пород [Anderson, Kirkland, 1960]. По мнению Андерсона и Киркланда, эти напластования — ленточные глины, а материал, образующий прослой известняка мощностью в среднем 0,13 мм, выпал в осадок летом либо в результате испарения при высокой температуре и под действием фотосинтеза, либо только в результате фотосинтеза. Слои органогенных пород, рассматриваемые исследователями как сапропель, наиболее распространены, их мощность в среднем 8 мкм. Они содержат обрывки сосудистых растений, что позволяет судить о них как об осенне-зимних слоях, образовавшихся в результате гибели планктона. Третий компонент — прослой кварцевых песков, выдержанных по площади. Их считают зимними осадками, принесенными ветром и реками. В гипсоносной пачке наблюдается переслаивание сравнительно мощных слоев гипса и других пород (рис. 6.5). Такая интересная интерпретация, однако, требует пересмотра в свете новых исследований гипсоносных отложений соляных равнин (себха) Персидского залива.

Широкое распространение эвапоритов, а также данные о дюнном напластовании песчаников Навахо, Наггет и Энтрада четко указывают, что климат во Внутренних штатах Запада был теплый, аридный.

### Морские нижнеоксфордские отложения

Относительно маломощные (не более нескольких десятков метров) и однородные отложения нижнего оксфорда служат ярким примером выдержанной в горизонтальном направлении толщи. В ней выделен целый ряд формаций (Редуотер, Свифт, Верхний Санданс, Станп, Куртис). В отличие от более древних морских отложений в нижнеоксфордских повсеместно встречается большое количество зерен глауконита. На западе они преимущественно песчаные, на востоке нижняя пачка песчаных сланцев (сланцы Редуотер) перекрыта пачкой песчаников (песчаники Свифт).

Бреннер и Девис [Brenner, Davies, 1973] детально изучили формацию Редуотер в штатах Вайоминг и Монтана, уделив особое внимание встречающимся в этой формации слоям ракушнякакового песчаника. Представляется сомнительным, чтобы

штормовые потоки прорезали русла через существовавшие ранее песчаные бары и переносили через них обломки раковин; при этом массы грубых обломков могли бы отложиться на иловатых породах платформы. По окончании шторма на месте его действия оставались скопления раковин, комочки глауконита и песок, а с подветренной стороны так называемые остаточные отложения (рис. 6.6).

Авторы заслуженно уделили внимание периодическому действию штормов, так как при изучении условий осадконакопле-

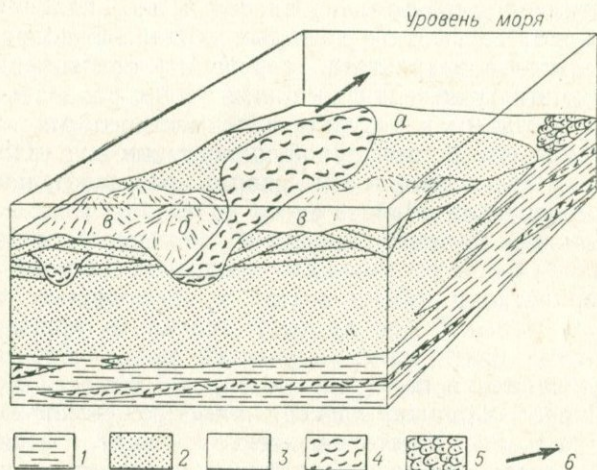


Рис. 6.6. Модель оксфордского осадконакопления в Вайоминге и Монтане (горизонтальное и вертикальное соотношение морских баров и штормовых отложений) [Brenner, Davies, 1973].

*a* — платформа; *б* — волновое русло; *в* — бар. 1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники со знаками рыбы и следами зарывания; 3 — косослоистые песчаники; 4 — ракушняковые песчаники (штормовые и русловые остаточные отложения); 5 — волновые остаточные отложения; 6 — направление шторма.

ния на мелководье этим фактором часто пренебрегают или недооценивают его. В морях Внутренних штатов Запада этот фактор мог играть решающую роль в создании условий большой волновой нагрузки, так как вряд ли такое воздействие оказывали приливы в мелководном море, географически удаленном от открытого океана.

Бреннер и Девис [Brenner, Davies, 1974] дали также и более обстоятельный фациальный анализ оксфордских отложений Внутренних штатов Запада. Они считают, что на осадконакопление здесь оказали влияние три основных момента. Во-первых, обломочный материал поступал в этот бассейн с возвышающейся на западе области сноса, важная роль которой должна была

сохраниться и в послееюрское время. Во-вторых, за первой трансгрессией моря должна была последовать регрессия такого же масштаба с последующим уничтожением морских условий. В-третьих, большое влияние на осадконакопление в Монтане оказало палеотектоническое поднятие Белт-Айленд. Самые грубозернистые породы приурочены к прибрежной песчаной фации, обрамляющей береговую линию. Крупность зерен уменьшается к востоку постепенно при одновременном увеличении содержания карбонатов, причем образуется иловатая фация, перекрытая карбонатно-глинистой. Самая поздняя фаза осадконакопления (формация Свифт и ее аналоги) — фация морских песчаных баров. Это обширные покровы песка, образовавшиеся в результате разрушения ортокварцитов. Они рассматриваются как серия песчаных баров, разделенных более илистыми участками в результате совместного действия штормовых течений при региональной циркуляции вод. Считают, что региональная регрессия — это скорее результат наступления песка с возвышенной области сноса на западе, а не эпейрогенического поднятия на всей площади внутреннего бассейна; иными словами, погружение отставало от осадконакопления.

К интерпретации самых молодых оксфордских отложений как серии песчаных баров следует подходить критически. На первый взгляд более илистые участки между барами не так четко различаются в поле, как это представляется Бреннеру и Девису. Скорее обращает на себя внимание резкое несогласие, очевидно, на том же стратиграфическом уровне, где на площади в несколько десятков тысяч квадратных километров встречаются кослоистые песчаники со знаками яри, очень мелководной фауной устриц и такими следами жизни, как *Rhizocorallium* и *Gyrochorte*. Возможно, эти слабодиахронные пески представляют собой мелководные осадки береговой надприливной зоны, образовавшие многочисленные мелкие дюны. Вряд ли можно точно оценить, под действием какого типа течения они возникли.

### Континентальные посленижнеоксфордские отложения

Во всех регионах, за исключением запада, где самые молодые юрские отложения уничтожены предмеловой эрозией, они объединены в формацию Моррисон [Craig e. a., 1955]. Это в основном пестроокрашенные (от розоватых и красных до зеленых и серых) алевритистые сланцы и в меньшей степени кослоистые песчаники и известняки. Отдельные слои трудно проследить на большое расстояние, а песчаные тела часто строго локализованы. Преобладающий глинистый минерал — иллит [Moberley, 1960], а на западе встречаются и бентонитовые горизонты, фиксирующие вулканическую деятельность Западных Кордильер. В Монтане, Северной и Южной Дакоте имеются промышленные угольные пласты.

Вся фауна неморская; отложения Вайоминга, в частности, богаты фауной динозавров, хотя неопытный коллектор скорее найдет здесь раковины моллюсков или гиригониты харофитов (последние особенно многочисленны в известняках). Йен [Yen, 1950] установил здесь присутствие трех родов двустворчатых моллюсков (*Unio*, *Vetulonaria* и *Hadrodon*) и девятнадцати родов гастропод (в том числе *Valvata*, *Viviparus*, *Physa*, *Gyraulus* и *Lymnaea*). Это позднеюрский, возможно допурбекский, комплекс. Однако самые верхние слои, отнесенные к формации Моррисон, особенно в штате Юта, очевидно, меловые.

Формация Моррисон представлена озерными и пойменными отложениями (известняки раковинные с харофитами, а также сланцы), дельтовыми и (или) речными (локальные песчаные горизонты), а также болотными (уголь). Тот факт, что угленосные толщи встречаются стратиграфически выше гипсоносных красноцветных слоев, вполне может указывать на переход на севере к более влажному климату в период от средней до поздней юры, но этот вывод не следует безоговорочно распространять на всю территорию Внутренних штатов Запада, пока не получены более убедительные данные.

#### ФАУНА

Крупные остатки беспозвоночных во Внутренних штатах Запада не очень разнообразны, и лишь немногие отложения богаты фауной. Двустворчатые моллюски — это единственная широко распространенная и разнообразная группа. Аммониты, гастроподы и один-два вида иглокожих встречаются спорадически и не в очень большом количестве на разных стратиграфических уровнях. В оксфордских отложениях распространены белемниты рода *Pachyteuthis*, но в других образованиях они почти полностью отсутствуют. Род ринхонеллид *Kallirhynchia* присутствует обычно в верхних горизонтах морского нижнего оксфорда, а в келловее спорадически встречаются один-два вида теребратулид и *Lingula*. В некоторых местах были обнаружены лишь одиночные кораллы, серпулиды и мшанки. Микрофауна детально не изучалась, но известно, что фораминиферы и остракоды имеются в некоторых келловейских сланцах. В плитчатых келловейских и оксфордских песчаниках встречаются следы жизнедеятельности *Gyrochorte*, а в морских оксфордских песчаниках — *Rhizocorallium*, *Gyrochorte*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* и *Chondrites*.

На севере и на северо-западе фауна становится более разнообразной, в частности обнаружены двустворчатые моллюски. Байосские белемниты и келловейские замковые брахиоподы известны только из отложений Монтаны.

Исключительно богатая фауна белемнитов в раннем оксфорде по сравнению с фауной более древней морской юры

привела Имлея [Imlay, 1957] к мысли об обилии пищи для них в это время. Однако непонятно, почему такое обилие пищи (независимо от того, чем оно было вызвано) не привело в целом к увеличению фауны и разнообразию ее состава. Фактически фауна оксфорда не разнообразнее более древней, а самая богатая фауна двустворчатых моллюсков известна из отложений байоса и келловея. Наличие аммонитов в отложениях двух предшествующих ярусов также исключает возможность резкого перехода вверх по разрезу к условиям более открытого моря. Прежде чем обращаться к чисто экологическим факторам, необходимо отметить, что и в Северо-Западной Европе белемниты распространены в нижнем оксфорде значительно шире, чем в двух предыдущих ярусах. Возможно, это связано с эволюционными изменениями в Бореальной области.

Большой интерес представляет также экологическое значение фауны двустворчатых моллюсков. В свете современных данных этот вопрос детально не изучался, однако некоторые моменты уже ясны. Среди двустворчатых моллюсков наиболее распространены устрицы. *Liostrrea* встречается обычно в виде не очень разнообразных по составу комплексов с очень большой плотностью популяций преимущественно в мелководных краевых морях; *Gryphaea* свидетельствует о несколько более глубоководных участках открытого моря, где обитают также аммониты. Такой характер распространения можно наблюдать и в юрских отложениях Европы [Hallam, 1971c]. Ракушняк с *Liostrrea* обнаружен также в мелководных оксфордских песчаниках. Большое количество *Isocyprina* в слоях плитчатых доломитов байосской формации Джипсум-Спринг говорит о том, что это эвригалинная форма, адаптировавшаяся в «лагунных» условиях высокой солености. Слои известняка, приуроченные к гипсоносным красноцветным толщам, содержат малочисленные пектиниды, грифеи, миды и редких представителей многих других групп, но в ряде местонахождений встречаются *Liostrrea*, *Trigonia*, *Tancredia*, *Gervillella* и *Quenstedtia*.

На основании изложенного выше мы приходим к выводу о том, что в бассейне Внутренних штатов Запада США в отдельные моменты соленость была выше, чем в океане, но, вероятно, значительно отличалась от нормальной солености краевых морей на юге и востоке.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

### ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ

Для удобства рассмотрения можно выделить две основные категории тектонических явлений и связанной с ними магматической деятельности, обусловленные, с одной стороны, сжатием коры, а с другой — ее растяжением. Первая характеризуется образованием складок и надвигов, метаморфизмом и плутонизмом, четко выраженными трансгрессиями моря на небольших площадях при локальном образовании значительных стратиграфических перерывов и угловых несогласий, а также появлением в разрезе пачек грубообломочных пород. В этих условиях формируются в основном мощные толщи обломочных и вулканогенных пород, в том числе флишевые образования, заключающие пласты лав и пирокластов от основного до кислого состава. Здесь преобладают андезиты, спилиты и кератофиры, т. е. эвгеосинклинальный комплекс магматогенных образований. Растяжение коры сопровождается образованием нормальных сбросов и горст-грабеновых структур при крупномасштабном погружении бассейна, а также трещинными интрузиями преимущественно базальтового и ассоциирующего с ним долеритового состава.

Рассмотрим основные или наиболее изученные юрские зоны растяжения и сжатия, которые можно выделить в планетарном масштабе, используя указанные выше критерии, а затем попытаемся истолковать их с позиций тектоники плит.

#### Зоны сжатия

Западные Кордильеры Северной Америки. Зона, протягивающаяся от Британской Колумбии через Орегон к северной части Калифорнии, служит ярким примером юрского эвгеосинклинального пояса [Dickinson, 1962]. Разрезы осадочных толщ здесь нередко исключительно мощные, часто наблюдаются небольшие перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия, имеются многочисленные проявления одновременной вулканической деятельности. Свидетельство этого — прослой лав и туфов (включая подушечные лавы), игнимбритов, а иногда даже агломератов. Их состав преимущественно авгит-андезитовый при подчиненном количестве базальтов, дацитов и

риолитов. Более того, материал многих кластических пород имеет вулканическое происхождение. Это очевидно для песчаников и граувакк, но в равной степени вероятно и для лютитов.

На о. Королевы Шарлотты почти 900-метровая толща тоарских песчаников и аргиллитов залегает с угловым несогласием на отложениях верхнего триаса. Она в свою очередь перекрыта толщей вулканитов байоса — келловае мощностью 3000 м. Мощность преимущественно вулканогенных нижне- и среднеюрских пород в центральной части Британской Колумбии достигает 6000 м. Они перекрыты верхнеюрскими граувакками и аргиллитами мощностью около 1600 м. В центральной части Орегона

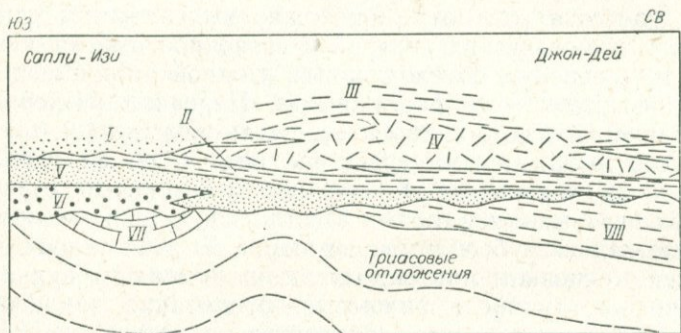


Рис. 7.1. Горизонтальные движения в ранне- и среднеюрскую эпохи в центральной части Орегона [Hallam, 1965].

Формации: I — Веберг; II — Найсли; III — Сноуш; IV — Хайд; V — Сапли; VI — Робертсон; VII — Грейлок; VIII — «Келлер-Крик». Видно несогласие в нижнеюрских отложениях.

отложения плинсбахского — келловейского возраста (мощностью около 6000 м), включающие толщу кератофировых туфов — формацию Хайд, залегают с угловым несогласием на складчатых породах верхнего триаса и геттанга (рис. 7.1). На юго-западе штата установлена серия оксфордских и кимериджских граувакк, аргиллитов и вулканитов огромной (8000 м) мощности.

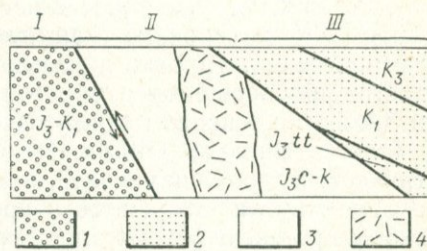
Наиболее важный этап тектонической деятельности — невадийский орогенез — четко подтверждается стратиграфическими данными в северной части Калифорнии, где алевропелиты и граувакки верхнеоксфордской — кимериджской формации Галис, аналогом которой южнее является формация Марипоза, были смяты в складки, метаморфизованы и интродуцированы гранитным батолитом. После эрозии произошло отложение серии обломочных пород формации Ноксвилл, которая начинается верхнететонскими отложениями в районе Большой Долины и гор Кламаст. Она отделяется от францисканских пород Береговых хребтов надвигом западного простиранья, вдоль которого

прослеживается покров серпентинизированных перидотитов (рис. 7.2) [Irwin, 1964].

Францисканские породы представляют значительный интерес, в прошлом вокруг них велось много споров, которые теперь, вероятно, в основном разрешены. Они сложены мощной толщей граувакк и алевропелитов и в меньшей степени радиолариевыми кремнистыми сланцами, известняками и вулканогенными породами; в ассоциации с ними встречаются отдельные серпентиниты. Такие минералы, как глаукофан, лавсонит и арагонит, свидетельствуют о низкотемпературном метаморфизме при высоком давлении. Здесь нельзя установить нормальную стратиграфическую последовательность, а структуры, в которых принимают участие францисканские породы, очень сложны. Многочисленные отдельные блоки, или олистолиты, производят впе-

Рис. 7.2. Широтный профиль через Северную Калифорнию, иллюстрирующий соотношения основных типов юрских и меловых пород. Заимствовано из работы Ирвина [Irwin, 1964].

I — Береговые хребты; II — горы Кламат; III — Большая долина. I — эвгеосинклинальные отложения (францисканские); 2 — отложения континентального шельфа и материкового склона (Ноксвилл); 3 — сопряженная территория (Галиция); 4 — батолит Шаста-Бэлли (134 млн. лет).



чатление «плавающих» в однородной цементирующей массе, а пачки граувакк разлинзованы, образуют раздувы и пережимы, что указывает на локальное растяжение. Формации разделяются не по слоистости, а по плоскостям скольжения. Различные структуры такого типа показывают, что францисканские породы — это не единое литостратиграфическое подразделение, а результат тектонической переработки разнородных образований [Hsü, Ohrbom, 1969].

Были выдвинуты три гипотезы относительно возраста францисканских пород. Согласно первой, которая принималась в прошлом многими геологами, включая Аркелла, эти породы образовались раньше нижнемеловой формации Ноксвилл в Большой Долине Калифорнии и отделены от нее несогласием. Бейли с соавторами [Bailey e. a., 1964] убедительно опровергли эту гипотезу, установив, что немногочисленные остатки беспозвоночных, обнаруженные в францисканских породах, в основном позднемеловые. Кроме того, нет данных, подтверждающих наличие несогласия в основании формации Ноксвилл: титонские слои с *Vuchia* в Большой Долине постепенно переходят в берриасские. Бейли с соавторами рассматривают францисканские породы как одновозрастные с породами формации Ноксвилл и указывают на формирование их в эвгеосинклинальных условиях

в отличие от последней, свидетельствующей о миогеосинклинальном режиме. При этом, как и в первой гипотезе, предполагается, что францисканские породы образовались после невадийского орогенеза и самые древние из них имеют титонский возраст. Согласно третьей точке зрения, высказанной Хсю и Орбомом, францисканские породы содержат лишённые фауны блоки до-титонских пород, включённые в более молодые отложения. Метаморфизм, вероятно, датируется концом юры, а немногие радиометрические измерения дают цифры 130—150 млн. лет. Теперь уже все согласны с Ирвином [Irwip, 1964], что миогеосинклинальная формация Ноксвилл надвинута на эвгеосинклинальный францисканский комплекс, породы которого отложились на океанической коре когда-то в поздне меловую эпоху или в палеогеновый период.

Нигде за пределами Калифорнии ни одно крупное тектоническое событие, связанное с невадийским орогенезом, не может быть точно датировано (как, например, раннетитонское). Радиометрические датировки показывают, что магматическая деятельность, проявившаяся в образовании батолитов Сьерра-Невады и Айдахо, в основном относится к первой половине или середине мелового периода [Gilluly, 1963]. Считают, что крупный послетриасовый, донижнемеловой, этап регионального метаморфизма и опрокинутая складчатость приурочены, вероятно, к невадийскому орогенезу [Armstrong, Hansen, 1966]. То же самое можно сказать и о крупном этапе сильных деформаций, метаморфизма и интрузивной деятельности в Британской Колумбии, получившем название колумбийского орогенеза. Он датируется поздней юрой [Roddick e. a., 1966; Hurdman, 1968]. В Скалистых горах Канады и предгорьях в восточной части Британской Колумбии и Альберты нижнемеловая формация Блэрмор отделяется от подстилающих палеозойских и мезозойских пород региональным несогласием [Gussow, 1960].

В работе Армстронга и Зуппе [Armstrong, Suppe, 1973] были приведены радиометрические датировки мезозойских изверженных пород Невады, Юты и Калифорнии. Магматизм был широко распространён в Кордильерах на рубеже около 150 млн. лет, причём результатом его явилось образование пояса батолитов, протянувшегося от Невады до Калифорнии. Установлено, что интенсивная магматическая деятельность продолжалась с поздней юры до раннего мела (160—130 млн. лет).

В Южной Аляске выделена серия эвгеосинклинальных переслаивающихся андезитов, варьирующих по возрасту от оксфорда (возможно, байоса) до мела. Её рассматривают как систему дуга—желоб. Где-то в интервале от кимериджа до альба эти породы в районе вулкана Врангеля были смяты в складки, подняты и затем глубоко эродированы [Berg e. a., 1972].

Стэнли [Stanley, 1971] показал, что раннеюрский данлапский орогенез запада центральной части Невады, которому Аркелл

придавал большое значение, в действительности отражает локальный и незначительный тектонический эпизод. Название формации Данлап присвоено толще грубообломочных пород, перекрывающих тоарские и более древние нижнеюрские карбонаты и алевропелиты формации Санрайз. Формация Данлап сложена кварцевыми песчаниками, при формировании которых область сноса была на востоке. В структурном отношении и по составу они аналогичны песчаникам Навахо Внутренних штатов Запада США. Стэнли использовал этот факт, чтобы опровергнуть существование в ранней юре «Мезокордильерской геосинклинали». Независимо такой же вывод был сделан автором на основании других данных [Hallam, 1965]. В составе формации Данлап местами принимают участие брекчии, конгломераты, песчаники и вулканогенно-обломочные породы, источником образования которых служили отдельные андезитовые потоки и пирокластические отложения. Новые данные не подтверждают предположение Фергюсона и Мюллера [Ferguson, Müller, 1949] об образовании надвигов в ранней юре.

При сравнении нижнеюрских отложений Невады и Калифорнии оказывается, что в последней больше вулканитов, карбонаты встречаются реже и несогласия наблюдаются чаще. Наличие лапиллей и крупномасштабной косо́й слоистости указывает на возможность наземных извержений на вулканических островах. С уверенностью можно сказать, что эвгеосинклинальные условия в Калифорнии были более ярко выражены.

Анды Южной Америки. В северной и центральной частях Чили нижне- или верхнетитонские отложения, местами с базальными конгломератами в основании, залегают с угловым несогласием на келловейских и более древних породах, фиксируя позднеюрскую фазу складкообразования, хотя в других местах несогласие выражено менее четко, а нижнетитонские отложения залегают на кимериджских песчаниках и конгломератах, которые указывают на локальное поднятие [Gerth, 1955; Corvalán Diaz, 1957; Ruiz e. a., 1961]. Считают, что в Южном Перу нижнетитонские слои ложатся с угловым несогласием на байосские породы [Rüegg, 1957]. Региональное эпейрогеническое поднятие в провинциях Мендоса и Неукен в Аргентине и в провинциях Каракол в Чили датируется поздним келловеем на основании четкого стратиграфического перерыва ниже оксфордских образований; в некоторых местах наличие углового несогласия указывает на сопутствующее складкообразование или региональное поднятие [Stipančić, 1966].

В западной части кордильеры вулканическая деятельность продолжалась почти на протяжении всей юры [Gerth, 1955]. Нижне- и среднеюрские толщи южной части Анд Аргентины и Чили характеризуются многочисленным переслаиванием лав и туфов. Наибольший интерес представляет толща вулканитов, состоящая из довольно мощных (до 1000 м) прослоев андезитов.

кварцевых порфиров и порфириновых туфов, известна как порфириновая формация. Это понятие довольно широкое и не имеет точного стратиграфического значения. В Северном Чили возраст этих пород определяется от позднеюрского (возможно, титонского) до мелового и, следовательно, отвечает времени важных проявлений орогенеза [Harrington, 1961].

В Аргентине, непосредственно на восток от горной цепи Анд, комплекс порфиритов подразделяется на три формации, две нижние датируются приблизительно средней юрой, а третья — мелом [Stipančić, Reig, 1956]. Первая формация — Чон Айкаян — залегает несогласно на породах, датируемых по находкам фауны ранней юрой. Радиометрическая датировка лав 160 млн. лет подтверждает их предполагаемый среднеюрский возраст [Valencio, Vilas, 1970]. Возраст перекрывающей матильдской формации, состоящей из маломощных кварц-порфириновых лав и грубообломочного вулканокластического материала, содержащего пресноводные *Euestheria* и растительные остатки, определяют самым концом средней или началом поздней юры.

Огромный андийский комплекс гранитных интрузий в основном мелового возраста. Радиометрические датировки группируются вокруг пика в 100 млн. лет, и только в одной чилийской провинции граниты, возможно, позднеюрские (130 млн. лет) [Ruiz e. a., 1961].

Новая Зеландия. Обзор тектонического развития Новой Зеландии в мезозое был сделан Флемингом [Fleming, 1970]. Геосинклиналь образовалась здесь в позднем палеозое и сохранялась до поздней юры. С запада на восток можно выделить следующие пять структурных элементов.

1. Форланд, сложенный метаморфическими породами, интродуцированными гранитами, что свидетельствует об условиях высокотемпературного метаморфизма при низком давлении.

2. Краевая, так называемая Срединная тектоническая линия, отделяющая зону 1 от зон 3—5.

3. Западный, или краевой, пояс бедных остатками фауны пород, формация Хонокуи. Породы свидетельствуют о быстром, более или менее непрерывном осадконакоплении в триасе и юре, но при наличии нескольких локальных перерывов, связанных с установлением неморского режима в среднеюрскую эпоху. Лавы отсутствуют, однако породы содержат большое количество туфового материала.

4. Резкое сочленение фаций фиксируется в узкой зоне ультраосновных пород.

5. Самый восточный, сложный в структурном отношении пояс представлен мощной толщей слабо фаунистически охарактеризованных деформированных отложений — граувакк, аргиллитов и кремнистых сланцев. Среди них встречаются спилитовые лавы и линзы известняка. Фауна байос-оксфордского возраста не встречена. Разные степени метаморфизма показывают, что породы образовались в условиях сравнительно низкой температуры и высокого давления (фация синих сланцев).

Наиболее важная из выделенных фаз тектонических движений, в результате которой прекратила существование геосинкли-

наль, получила название рангитатского орогенеза. Он достиг кульминации в раннемеловую эпоху, о чем свидетельствуют морские аптские и более молодые отложения, залегающие с угловым несогласием на складчатых и метаморфизованных верхнеюрских породах. Однако считают, что движения-предвестники происходили уже в среднеюрскую эпоху, что зафиксировано поднятием в зоне 3. В позднеюрскую эпоху зона 5, вероятно, претерпела значительное погружение и метаморфизм. Радиометрические датировки внедрения гранитных интрузий, поднятия и охлаждения метаморфических пород падают на середину мела.

Восточная Азия. Минато и др. [Minato e. a., 1965] дали детальную сводку тектонического развития Японии и сопряженных участков континента. После общего воздымания в позднем триасе в Японии в начале юры наступил период тектонического спокойствия. В конце этого периода морская трансгрессия (начиная с келловей) и увеличение скорости погружения бассейнов осадконакопления внутреннего пояса Хонсю предваряют значительный меловой диастрофизм и внедрение гранитных интрузий. Во внешних поясах Симанто и Хидака, обращенных к Тихому океану, в позднеюрскую эпоху образовалась эвгеосинклиналь с широким развитием подводного основного вулканизма. Тектоническая деятельность, включая образование надвигов, началась еще в юрском периоде и достигла кульминации в меловом. Она знаменуется четкой доаптской фазой складчатости и связанными с ней гранитными интрузиями и андезитовым вулканизмом; она получила название орогенеза Сакава.

Можно предположить, что основная фаза яньшаньского орогенеза Китая примерно синхронна орогенезу Сакава; ей предшествовала небольшая послерэтская (или раннеюрская), но до-среднеюрская фаза. По Сихотэ-Алиню также имеются данные, показывающие, что со средней юры до позднего мела здесь периодически происходили тектонические движения, сопровождавшиеся на поздних стадиях вулканизмом и внедрением гранитных интрузий в огромном масштабе.

В конце юры имело место крупное воздымание на всей территории Северо-Востока СССР, обусловившее значительное усиление вулканизма в позднеюрскую эпоху. Складкообразование и поднятие в Верхоянской геосинклинали (колымская фаза) происходили в послевожское время и сопровождалось внедрением огромных гранитных интрузий, датированных приблизительно ранним мелом, и метаморфизмом, по крайней мере в восточной части Забайкалья [Nalivkin, 1960; Beznozov, Mikhailov, Tuchkov, 1962].

Орогенез, имевший место приблизительно в конце юры и проявившийся в интенсивном складкообразовании и метаморфизме, известен также на Филиппинских островах [Gervasio, 1967]. Геосинклинальный цикл осадконакопления начался здесь

в позднем триасе и продолжался до начала орогенеза. В северной части орогенического пояса Палаван накопилось около 10 000 м верхнетриасовых — верхнеюрских флишевых отложений, в ассоциации с которыми встречаются спилиты и кремнистые сланцы.

### Зона Тетиса

Тектоническое развитие Памира в мезозое очень сходно с развитием Восточной Азии, поскольку в обоих регионах фаза максимальной интенсивности приходится на конец юры или начало мела [Nalivkin, 1960]. В Иране, северо-восточнее гор Загрос, позднеюрская — раннемеловая фаза складчатости определяется как наиболее важный этап тектонической деятельности после триаса [Stöcklin, 1968].

На Кавказе и в Крыму отложения титонского, или приблизительно титонского, возраста в некоторых местах залегают с угловым несогласием на кимериджских или более древних породах, что позволило Аркеллу [Arkell, 1956] проводить корреляцию с невадийским орогенезом. Однако наиболее значительная фаза тектонического развития этих регионов охватывает среднюю юру (так называемая донецкая фаза\*). В Крыму эта фаза четко фиксируется по трансгрессивному залеганию на интенсивно смятой в складки таврической серии позднетриасового — тоарского возраста менее дислоцированных толщ верхнего байоса [Bezprozov, Mikhailov, Tuchkov, 1962]. Так как Крым является областью, в которой была выделена так называемая киммерийская фаза орогенеза, то лучше ограничить применение этого термина, если вообще следует его использовать, среднеюрскими складкообразовательными движениями, а не употреблять его как общее понятие для обозначения любых тектонических движений, происходивших с позднего триаса до мела, как это сделано Наливкиным [Nalivkin, 1960]\*\*.

На Кавказе и в Крыму интенсивная вулканическая деятельность охватывает большую часть этого интервала, о чем свидетельствуют огромные мощности лав и туфов андезито-порфирового, спилитового и кератофирового состава [Dzotsenidze, 1968]. Особой интенсивности вулканическая деятельность достигла в байосе, когда на Кавказе в результате извержений образовалась 2-километровая толща вулканогенных пород. Согласно

---

\* Донецкой фазой А. А. Борисяк назвал предтоарские движения. Относить это наименование к более поздним событиям, как делает автор вслед за Аркеллом, неверно. — *Прим. ред.*

\*\* Охарактеризованные важнейшие за юрский период тектонические события в Крыму и на Кавказе проявились и в угловых несогласиях между средней и поздней юрой (адыгейская фаза А. П. Герасимова). Пересматривать понимание киммерийского тектонического этапа (выделенного Зюсом) нет основания, хотя он и охватывает большой промежуток времени. — *Прим. ред.*

Дзоценидзе, Большой и Малый Кавказ — это участки самостоятельных геосинклинальных прогибов. Скорости осадконакопления здесь были довольно большими, и мощность нерасчлененных нижне- и среднеюрских пород достигает 12 000 м.

Что касается регионов, расположенных дальше на запад, то небольшие гранитные интрузии в Румынии и Греции датируются юрой, а в Понтийских горах Турции имеются признаки раннеюрского базальтового и андезитового вулканизма [Smith, 1971]. Несмотря на отсутствие явной связи с тектоникой сжатия, следует отметить характерную фазу среднеюрских дизъюнктивных дислокаций поднятия (возможно, и складкообразования) в Высоких Татрах, где фиксируется трансгрессивное перекрытие триасовых пород байосскими [Kotanski, 1961; Passendorfer, 1961]. В горах Высокого и Среднего Атласа в Марокко крупному поднятию, имевшему место после бата, но до кимериджа, предшествовали кратковременные вертикальные перемещения и поднятия на рубеже тоара и аалена [Choubert, Faure-Muret, 1962; Du Dresnay, 1964a]. Поднятие внутренней окраины геосинклинали в титонском веке также ознаменовано образованием флишевых отложений среди карбонатных толщ в ряде стран Средиземноморья, например в Югославии, Алжире, Марокко [Bernoulli, Jenkins, 1974] и в Болгарии [Nachev, 1966]. Они принимают участие в строении горных цепей Карпат и Кавказа.

И, наконец, если мы продвинемся в зоне Тетис к западному побережью Атлантики, то окажется, что спорные положения о тектонике Кубы, которые Аркеллу казались такими запутанными, теперь уже разъяснены, а новые данные исключают наличие здесь тектонических движений в юрском периоде [Körmelbein, 1962].

### Зоны растяжения

Данные о региональном растяжении коры на территории стран Средиземноморья, о котором свидетельствуют наличие грабенов, брекчий сбросов, образование подводных разломов и слабый вулканизм, рассмотрены в гл. 5. Эти проблемы хорошо освещены также Бернулли и Дженкинсом [Bernoulli, Jenkins, 1974], поэтому здесь на них можно больше не останавливаться. Лучше непосредственно обратиться к другому хорошо изученному региону — к Южной Африке.

Завершение формирования отложений серии Карру в Южной Африке ознаменовано тем, что следовало бы назвать одним из наиболее значительных проявлений вулканической деятельности, которые когда-либо происходили на Земле. В настоящее время выходы лавы занимают площадь приблизительно  $14 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>, а первоначально, вероятно, площадь, на которой происходили извержения, сопровождавшиеся образованием даек и силлов, и которая была покрыта лавами, достигала  $2 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> [Cox, 1970].

Возраст этих вулканитов, по-видимому, позднетриасовый — меловой, но удобнее использовать термин «время Карру» преимущественно для ранне- и среднеюрских лав. Радиометрические датировки дают интервал 200—150 млн. лет [Hales, 1960; Map-top, 1968].

Самая большая мощность лавовой толщи на востоке, в Свазиленде и Мозамбике она достигает 9 км. Лавы представлены в основном толеитовыми базальтами при подчиненном количестве оливиновых базальтов и риолитов. В ассоциации с ними встречаются также интрузивные породы, такие, как габбро, граниты, кварцевые и нефелиновые сиениты, иолиты и карбонатиты. Вероятно, происходили трещинные излияния лав, хотя местами пирокластические породы говорят о взрывном вулканизме.

Кокс установил признаки регионального растяжения не только по значительному излиянию лав из трещин, но и на основании широко распространенных нормальных сбросов, вертикальных перемещений и погружения бассейнов осадконакопления. Бассейны осадконакопления раннего этапа времени Карру и более молодые зоны извержения, вероятно, были в значительной степени связаны со строением фундамента. Так, в северной части Юго-Восточной Африки они приурочены главным образом к докембрийским орогеническим зонам. Основная область прогиба приурочена к широтной моноклинали Лебомбо на востоке. Поверхность фундамента серии Карру резко погружается на восток под меловые и более молодые образования до глубины 9 км. Кокс объяснял это растяжением коры и образованием «шейки». Максимальный вулканизм наблюдается там, где произошел полный разрыв коры. В районах, где растяжение было менее значительным, произошло лишь заложение седиментационных прогибов, сопровождавшееся менее интенсивным вулканизмом, чем, например, в Северном Трансваале.

Среднеюрская магматическая деятельность свидетельствует о том, что режим растяжения имел место в этом периоде также и в Антарктиде, что подтверждает радиометрический возраст долеритов Феррар и базальтов в 147—163 млн. лет [Evernden, Richards, 1962; McDougall, 1963]. Цифра 167 млн. лет дает возможность проводить параллель между долеритами Тасмании и юрским вулканизмом Квинсленда и Нового Южного Уэльса [Argkell, 1956]. С другой стороны, установлено, что базальты, слагающие плоскогорье Серра-Жерал (бассейн р. Параны, Южная Бразилия), которые ранее условно коррелировали с лавами серии Карру, являются преимущественно раннемеловыми, хотя магматическая деятельность, возможно, и началась в позднеюрскую эпоху [Amagal e. a., 1966; McDougall, Rüegg, 1966]. Базальты, которыми сложено плоскогорье Каокофелд в Юго-Западной Африке, коррелируются с базальтами плоскогорья Серра-Жерал [Cox, 1970].

Если бы эти изверженные породы исключить из числа юрских, то их можно было бы пополнить кислыми и основными лавами и ассоциирующими с ними гранитными кольцевыми комплексами Невады, возраст которых среднеюрский, приблизительно 160 млн. лет [Jacobson e. a., 1964]. На западном побережье Северной Атлантики, в Юго-Западной Гренландии, параллельно побережью протягивается серия даек основного состава, возраст которых 162 и 138 млн. лет [Watt, 1969], т. е. от конца ранней — начала средней до поздней юры. Радиометрические датировки, отвечающие юрскому периоду, получены также для кислых и средних изверженных пород Новой Англии [Faul e. a., 1963; Foland e. a., 1971]. Базальты провинции Куво (Западная Африка) соответствуют самому концу юры — началу мела, они приурочены к грабену вдоль северо-западных окраин континента, где погружение происходило еще в начале мезозоя [Reyre e. a., 1966].

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

При изучении движений литосферных плит в юре необходимо наличие убедительной реконструкции очертаний континентов и океанов в триасе. Реконструкция, предложенная Смитом и др. [Smith e. a., 1973], вероятно, в этом отношении отвечает нашим задачам (рис. 7.3). Она основана на совмещении 500-фатомной\* изобаты методом наименьших квадратов по Булларду и др. [Bullard e. a., 1965], Смигу и Хэллему [Smith, Hallam, 1970]. В настоящее время фактически не существует разногласий по совмещению побережий Атлантики, а также Австралии и Антарктиды. Сомнение вызывает скорее совмещение континентальных массивов, обрамляющих Индийский океан, ибо здесь до сих пор имеется еще мало достаточно обоснованных данных, да их, безусловно, и нельзя считать общепринятыми.

Особенно коварной проблемой является положение Мадагаскара. Смит и Хэллем [Smith, Hallam, 1970] вслед за Дю Тойтом поместили Мадагаскар рядом с Восточной Африкой, что вызвало возражение со стороны Грина [Green, 1972] и Тарлинга [Tarling, 1972], которые считают, что он был расположен южнее. Можно привести геологические данные в поддержку как той, так и другой реконструкции, но они не являются достаточно убедительными. Для южных континентов нами принимается реконструкция Смита с соавторами, но для сравнения мы приводим и схему Тарлинга (рис. 7.4). В глобальном масштабе различия между схемами незначительны, в большинстве случаев ими можно пренебречь.

Существует еще много неясностей в отношении расположения островов и полуостровов Юго-Восточной Азии: следует ли

\* 1 фатом = 1,8 м. — Прим. ред.

их помещать рядом с Азиатским континентом [Stauffer, Gobbett, 1972] или присоединить к Австралии и Новой Гвинее [Ridd, 1971; Audley-Charles e. a., 1972]. По этому вопросу тоже еще нет единого мнения, хотя наличие зоны засасывания земной коры у южного берега Явы и данные по региональной геологии делают первое предположение более правдоподобным.

Каким бы ни был спор относительно деталей, на всех реконструкциях, сделанных до появления гипотезы дрейфа, выдвигается

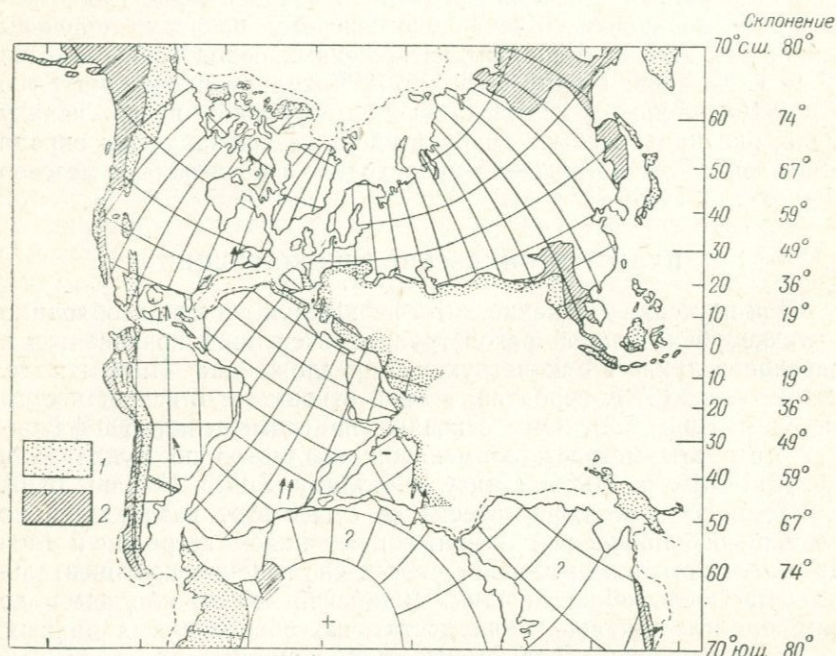


Рис. 7.3. Предполагаемое положение континентов в юре по Смиуту и др. [Smith e. a., 1973].

1—2 — области, подвергшиеся воздействию орогенеза (1 — кайнозойского, 2 — мезозойского).

нутой Вегенером, показан единый суперконтинент Пангея, разделенный фактически на северную (Лавразия) и южную (Гондвана) части океаном Тетис, ширина которого значительно возрастала к востоку, а заканчивался он там, где теперь находится Центральная Америка. Данные, приведенные в начале главы, показывают, что внешние окраины этого суперконтинента в юрском периоде располагались на зонах засасывания земной коры или были сопряжены с ними, так как эвгеосинклинальный режим отмечается вдоль всех Западных Кордильер Северной и Южной Америки. С перерывами он прослеживается через Западную Австралию до Новой Зеландии, Новой Гвинее и далее,

до восточных границ Азии. Когда речь идет о границах Тетиса, то областью эвгеосинклинального режима, указывающего на засасывание коры, служит область Кавказа — Крыма. Возможно, она распространялась и дальше на запад и восток, по крайней мере в юре, но это точно не установлено, хотя и вполне вероятно.

В какой-то период между триасом и современностью две крупные плиты, Пангея и Тихоокеанская (возможно, сюда входили и более мелкие плиты), раскололись на шесть выделяемых ныне плит. Имеется много данных, хотя их рассмотрение выходит за рамки этой книги, свидетельствующих о том, что перестройка завершилась в основном ускоренным и более обширным разрастанием дна океана в меловой период, а это соответствует также данным о более интенсивной тектонической и магматической деятельности на всех континентах с конца юры и в течение мела. К концу мелового периода Северная и Южная Америка, а также Индия полностью отделились от Евразии и Африки, и лишь отделение Австралии от Антарктиды произошло в палеогене.



Рис. 7.4. Реконструкция Гондваны по Д. Г. Тарлингу [Tarling, 1971].

Детальное рассмотрение юрской тектоники плит предлагается на примере четырех регионов: Северная Атлантика и Арктика; Западный Тетис; Гондвана и Тихий океан.

Детальное рассмотрение юрской тектоники плит предлагается на примере четырех регионов: Северная Атлантика и Арктика; Западный Тетис; Гондвана и Тихий океан.

### Северная Атлантика и Арктика

Теперь уже сложилось общее мнение о том, что единственным участком Северной Атлантики, раскрытие которого произошло не в мелу, а раньше, был сектор между Африкой и Соединенными Штатами Америки. Некоторые авторы, например Диц и Холден [Dietz, Holden, 1970], считают, что раскрытие здесь, судя по наличию грабенов и основных изверженных пород на восточном побережье Соединенных Штатов, началось в триасе. Однако палеогеографические данные заставляют трактовать это иначе, а именно: считать, что Тетис не распространялся тогда на запад дальше Пиренейского полуострова или Марокко [Hallam, 1971a]. При экстраполяции в геологическое прошлое по магнитным аномалиям глубоководных участков дна Атлантики и разрозненным данным, полученным по программе глубоководного бурения ДЖОИДЕС, установлено, что раскрытие началось

приблизительно 180 млн. лет назад, т. е. ориентировочно в плинсбахском веке [Smith, 1971; Pitman, Talwani, 1972]. Это полностью соответствует данным по палеогеографии раннего мезозоя. Распад карбонатной платформы западной части Тетиса в основном начался в плинсбахском и тоарском веках, вызвав крупные тектонические нарушения. Если учесть первое значительное поступление обломочного материала и современный океанический режим, то можно предположить, что одновременно произошло и воздымание страны к западу от Южной Англии, Португалии и Марокко [Hallam, 1971a].

Питман и Тальвани [Pitman, Talwani, 1972] сделали попытку детально проанализировать кинематику раскрытия Северной Атлантики, основываясь на структуре линейных магнитных аномалий. Так как каждая линейная аномалия возникала на оси срединно-океанического хребта, то каждая из них соответствует прежней границе плиты и по сути является изохроной. Таким образом, путем простого совмещения линейных аномалий одного возраста по обе стороны хребта можно воссоздать размеры океана и очертание ограничивающих его континентов в соответствующее время. Трудности возникают при сопоставлении большого числа аномалий, причем часто они бывают нечетко выражены. Более того, возраст самой древней из выявленных аномалий (аномалия 31) всего 72 млн. лет. Поэтому юрские движения следует восстанавливать путем экстраполяции в геологическое прошлое.

Лучшим подтверждением служит сопоставление известных зон разломов с разломами, полученными с помощью теоретических моделей на основании совмещения 500-фатомной изобаты по методу наименьших квадратов и по результатам работ по программе ДЖОИДЕС.

Питман и Тальвани пришли к выводу, что Африка отдалялась от Северной Америки со скоростью 4 см/год в период от 180 до 81 млн. лет назад, что коррелируется со скоростью раскрытия 2,8 см/год в период от 9 млн. лет назад до ныне. Азорско-Гибралтарский хребет фиксирует линию сдвига между Африкой и Европой, который сначала был левосторонним, а в позднем мелу стал правосторонним с отделением Европы от Северной Америки. Поворот Пиренейского полуострова против часовой стрелки происходил до позднего мела, а раскрытие Лабрадорского моря началось, вероятно, в юре. Граница спокойной магнитной зоны датируется рубежом в 155 млн. лет (рис. 7.5).

Когда речь идет о Северном Ледовитом океане, то считают, что Колымский блок (или массив) на Северо-Востоке СССР первоначально занимал место Канадского бассейна и соединялся с Северной Америкой. Раскрытие Канадского бассейна началось в раннеюрской эпохе в результате разрастания океанического дна, а к концу юрского периода и в раннемеловую

эпоху произошло столкновение Колымского блока и восточной части Сибирского шельфа, что, следовательно, и привело к образованию Верхоянской складчатой зоны [Неггоп е. а., 1974].

Карибское море и Мексиканский залив. На схеме первоначальной реконструкции Булларда для Северной

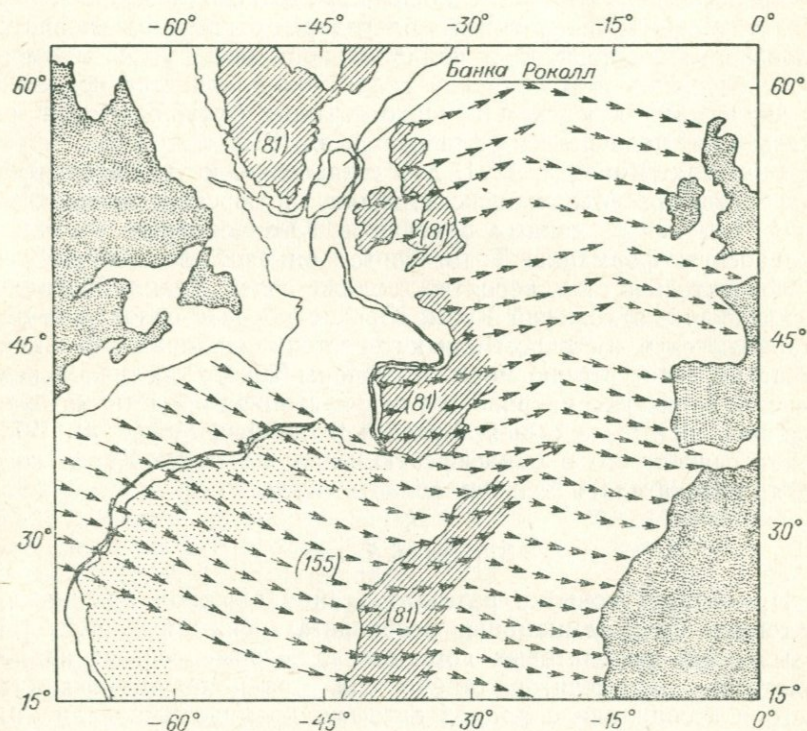


Рис. 7.5. Положение Европы и Африки относительно Северной Америки в среднеюрскую (155 млн. лет) и позднемеловую (81 млн. лет) эпохи. Заимствовано из работы Питмана и Тальвани [Pitman, Talwani, 1972].

Стрелки показывают направление движения.

Америки показано, как перекрывается последняя Багамской платформой, а южная часть Мексики и Центральной Америки заходит в Южную Америку. Фриланд и Диц [Freeland, Dietz, 1971] вместо этого предположили поворот кратонов Юкатан, Гондурас — Никарагуа и Оахака. Они пришли к выводу, что первоначальный распад Северной Атлантики произошел в позднем триасе при сопутствующем расколе Северной и Южной Америки, что обусловило раскрытие Мексиканского залива

в виде океанического сфенохазма\* в основном в юрском периоде. Считают, что разворот Никарагуанского блока на 2500 км произошел за 50 млн. лет (скорость 5 см/год).

По мнению Фриланда и Дица, отложения соли, подстилающие ложе Мексиканского залива, можно коррелировать с юрскими соленосными толщами на окраинных участках континента. Отложение соли, вероятно, происходило в небольшом океаническом бассейне со слабой циркуляцией. Согласно новым представлениям, полученным благодаря открытию, очевидно, миоценовых эвапоритов в надприливной зоне Средиземноморского бассейна, Мексиканский залив (он и является подлинно океаническим) в юрском периоде, должно быть, один или несколько раз подвергался осушению [Hsü, 1972].

Виньегра [Vinięgra, 1971] дал совершенно иную интерпретацию развития Мексиканского залива в юрском периоде на основании новых данных бурения в Юго-Восточной Мексике. Соленосную формацию Тодос-Сантос он считает оксфордской, а следовательно, она, вероятно, моложе солей Луанн Луизианы и соленосных отложений Кубы. Юрские морские отложения выклиниваются в восточном или юго-восточном направлении, указывая на трансгрессию моря со стороны Тихого океана. Мексиканский залив рассматривается как кратонная область, которая в ранней юре была сушей. Худолей [Khudoley, Meyerhoff, 1971] также считал, что в раннеюрскую эпоху на месте Карибского моря располагалась большая область сноса.

### Западный Тетис

При любой попытке разгадать тайну сложной альпийской тектоники Средиземноморья необходимо понимание роли так называемых офиолитовых комплексов, которые состоят из перидотитов, пироксенитов, габбро, спилитов и подушечных лав, часто в ассоциации с радиоляриевыми кремнистыми сланцами и другими осадочными породами, включая пелагические мергели и туфогенные песчаники. От старого представления об интрузии и экструзии этих основных или ультраосновных изверженных пород в геосинклинальные отложения теперь уже отказались и отдают предпочтение идее о том, что они представляют собой надвиговые чешуи древней океанической коры или верхней мантии [Smith, 1971; Bernoulli, Jenkyns, 1974]. Зона офиолитов прослеживается непрерывно от Омана и Ирана через горы Тавр в Турции, элениды и динариды до района Загреба, где она смещается по правостороннему разлому [Laubscher, 1971].

\* Сфенохазм — выполненный океанической корой и сходящийся к одной точке провал, разделяющий два континентальных блока. Согласно Кэри (Carey, 1958 г.), этот провал образуется при повороте одного блока относительно другого. Примером небольшого сфенохазма служит Бискайский залив.— *Прим. пер.*

Офиолиты слагают здесь самую верхнюю часть разреза тектонического покрова, образованную надвигом юго-западного направления. Этот надвиг возник в меловом периоде на ранней стадии альпийского орогенеза. К северо-западу от Загребского пояса офиолиты обнаружены в Пеннинском тектоническом покрове Альп, образованном надвигом северного направления. По тектоническому контакту они перекрыты австро-альпийскими надвиговыми покровами с юрскими (известковыми и кремнистыми) породами «тетического» типа. Довольно большие офиолитовые массивы известны также в Лигурийских Апенниннах.

Юрский возраст океанического дна можно было бы установить, обнаружив точно датированные породы этого возраста в нетектоническом контакте с офиолитами. Интересно, что радиоляриты залегают на подушечных лавах, которые переходят в более крупнокристаллические изверженные породы. Итак, в Лигурийских Апенниннах приблизительно 150-метровая толща бескарбонатных тонкослоистых радиоляритов и переслаивающихся с ними аргиллитов залегают на базальтовых подушечных лавах с зоной брекчии (офикальцитовой) в основании. На контакте встречаются обломки радиоляритов и лавы. Верхнеюрские известняки с *Calpionella* также встречаются совместно с северо-апеннинскими офиолитами. Возможно, они отложились на гребнях подводных хребтов или указывают на понижение уровня карбонатной компенсации при образовании большого количества нанопланктона [Bernoulli, Jenkyns, 1974]. В Югославии, Греции и Турции юрские породы также встречаются совместно с офиолитами [Smith, 1971; Brinkmann, 1972].

Другой интересной особенностью реконструкции географии юрского периода является изменение направления надвигания альпийских тектонических покровов и сдвиговых движений по линии Загрос [Laubscher, 1971]. Если учесть также резкие фациальные различия между известковыми фациями Тетиса и терригенно-обломочными фациями Северной и Центральной Европы, то безофиолитовые зоны гор Тавра, эленид, динарид, апеннин, австро-альпийских тектонических покровов и Внутренняя область Карпат окажутся на южной континентальной окраине зоны Тетис. Северная окраина ее будет приурочена к внешним зонам Альпийско-Карпатского орогена [Bernoulli, Jenkyns, 1974].

Смит [Smith, 1971] по-другому подошел к решению этой проблемы и попытался использовать совмещение 500-фатомной изобаты по методу наименьших квадратов применительно к фрагментам континентов, окружающих Средиземное море. Кора и верхняя мантия, подстилающие глубоководные участки Средиземного моря, типично океанические, хотя здесь не выявлены спрединговые магнитные аномалии. Эти глубоководные впадины интерпретируют как сфенохазмы, раскрытие которых произошло

в результате альпийского орогенеза, поэтому они не имеют никакого отношения к мезозойскому Тетису. Палеомагнитные данные в некоторой степени подтверждают вывод о повороте Пиренейского полуострова, Корсики, Сардинии и Италии против часовой стрелки, хотя данные по Турции запутаны и их трудно интерпретировать с позиций любой гипотезы.

Сходство результатов, полученных при различных подходах, позволяет предположить, что в юре Тетис оказался поглощенным, когда Африка сомкнулась с Европой, вероятно, по деструктивной границе плиты на участке от Альп до Кавказа. На основании длительного (но с перерывами) существования двух параллельных геосинклинальных трогов на Кавказе можно, согласно Смит, приблизительно определить положение активизированных континентальных окраин, которые раньше располагались на противоположных сторонах Тетиса. Это означало бы, что океан исчез в пределах промежуточной Закавказской зоны, которая фиксируется по маломощному или отсутствующему «гранитному» слою коры. Смит предполагал возможность смещения юрского Срединно-Атлантического хребта трансформным разломом между Северной Африкой и Испанией с Италией и его продолжение дальше на восток в виде короткого хребта (рис. 7.6, а). Первая фаза раскрытия Атлантики, продолжавшаяся с ранней юры до мела, вероятно, связана с началом образования ряда клиновидных океанических бассейнов при отделении фрагментов суши у западной оконечности Тетиса, которое сопровождалось расколом раннемезозойской карбонатной платформы.

Положение Ирана в этой реконструкции остается неясным независимо от того, помещают ли его близко к северной или южной окраине Тетиса или он примыкает к ним. Абсолютно маловероятно, что он существовал как нечто самостоятельное еще в допалеогеновое время. Зона Краш севернее гор Загрос фиксирует линию разделения двух геологически разных регионов [Stöcklin, 1968]. На юге в мезозое находилась карбонатная платформа без признаков каких-либо крупных тектонических нарушений, а на севере, в районе, охватывающем Иранское плато, преобладало терригенно-обломочное осадконакопление. Имеются данные, свидетельствующие о том, что в мезозое здесь происходили крупные тектонические нарушения. Зона Краш, кроме того, приурочена к прерывистому поясу офиолит-кремнисто-сланцевой «цветной смеси» (*mélange colorée*). Очевидно, он фиксирует линию закрытия океана, которое, если судить по наличию маастрихтских отложений с обломками пород серии «цветной смеси», несогласно залегающих на более древних породах, завершилось к концу мела. Наличие других офиолитовых зон в центральной и восточной частях Ирана предполагает возможность существования по крайней мере одного микроконтинента [Takin, 1971].

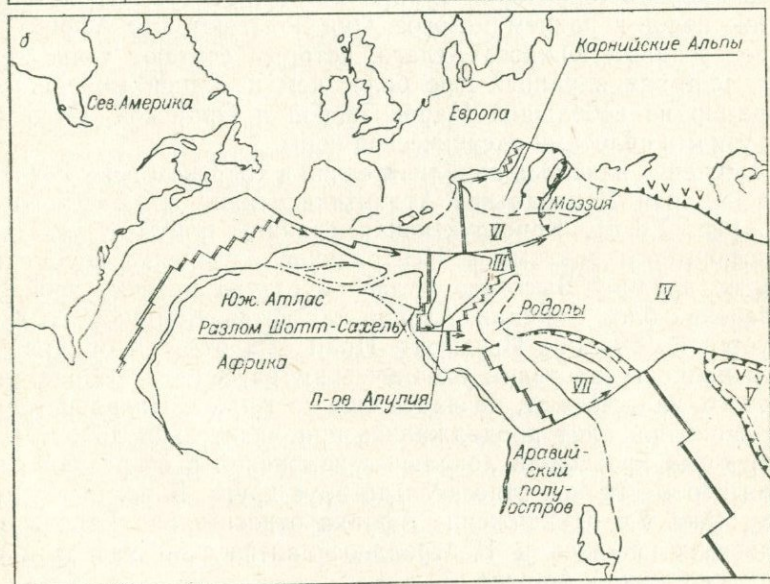
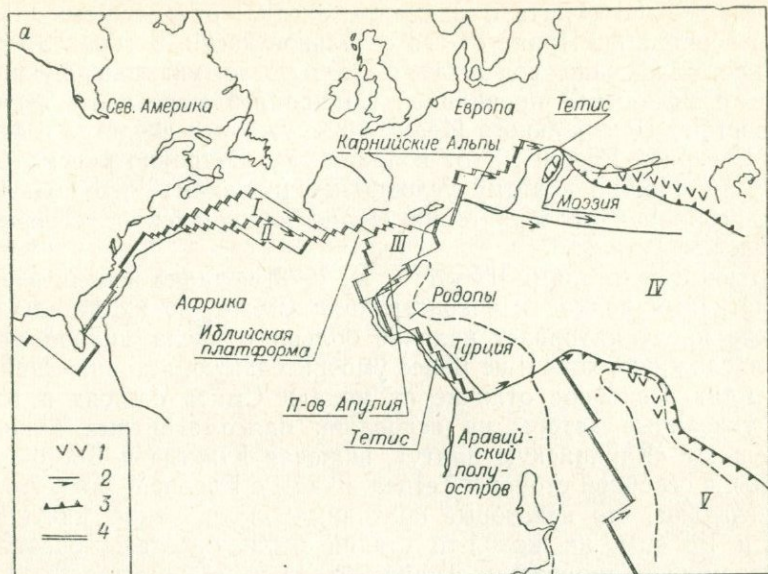


Рис. 7.6. Приблизительное положение границ плит Тетической области в тоаре (а) и кимеридже (б) [Dewey e. a., 1973].

Плиты: I — Марокканская; II — Оранская; III — Апулийская; IV — Тетическая; V — Иранская; VI — Карнийская; VII — Турецкая. 1 — вулканы, приуроченные к зоне засасывания коры; 2 — трансформный разлом; 3—4 — границы плиты (3 — деструктивная, 4 — конструктивная).

В настоящее время только на основании фаунистических данных можно судить о размерах океана, отделявшего в юрском периоде юг Ирана от его остальной части. В горах Загрос юрские отложения содержат фауну, четко указывающую на связь с Эфиопской провинцией, по крайней мере часть фауны на востоке Центрального Ирана обнаруживает сходство с фауной Северной Европы. Этот вопрос будет подробно рассмотрен в гл. 10. Можно поэтому условно предположить, что бóльшая часть современной территории Ирана находилась на северном побережье Тетиса.

Дьюи с соавторами [Dewey e. a., 1973] недавно использовали аналогичный подход к реконструкции Смита, но их детальный анализ предусматривает наличие большего числа микроплит и более сложную, хотя и не менее умозрительную, историю движения плит. Основное отличие от модели Смита состоит в том, что указанные авторы на основании палеомагнитных данных помещают «Карнийскую плиту», включая Южные и Восточные Альпы, с северной стороны Тетиса, рядом с Европой. Более того, они считают, что некоторые кратонные блоки, такие, как Иверия и Родопы, на какой-то стадии были отделены океаном, а современная территория Турции могла и не существовать как единое целое в раннем мезозое. Они полагают, что Африка севернее разлома Южного Атласа, который считают трансформным, состояла в ранней юре более чем из одной микроплиты, например из небольшой Марокканской и Оранской, разделенных узкими полосами океанической коры.

Движение началось приблизительно в тоарском веке, совпало с раскрытием Центральной Атлантики и явно им обусловлено (см. рис. 7.6, а). Конструктивная граница плиты с участком трансформного разлома в Центральной Атлантике переместилась во впадину Высокого Атласа и оттуда в точку тройного сочленения близ Сицилии. Альпийская ветвь этой системы фиксируется по впадине Пьемонт. Иран был отделен от Аравийского полуострова узким океаническим бассейном, разрастание которого, как считают, началось еще до триаса. Начальная стадия движения плит продолжалась приблизительно до батского века, когда произошли локальные изменения в очертании плит и они переместились относительно друг друга. В позднеюрскую эпоху (рис. 7.6, б) движение Африки относительно Европы несколько изменилось и Центральноатлантический хребет переместился ближе к Африке.

Существование ряда мелких плит, основанное главным образом на наличии опускающихся прогибов без значительного распространения офиолитов, недостаточно обоснованно, а положение Центрального Ирана на южной стороне Тетиса не подтверждается находками фауны и флоры, как это указывалось выше.

Хотя Диц и Холден [Dietz, Holden, 1970] считают, что раздвигание отдельных частей Гондваны началось еще в триасе, в настоящее время большинство исследователей полагает, что фактически оно началось в мелу. Это подтверждается палеомагнитными данными по породам разных континентов [Briden, 1967; McElhinny, 1970], экстраполяцией в геологическое прошлое по магнитным аномалиям дна океана и данным бурения по программе ДЖОИДЕС [Maxwell e. a., 1970; McKenzie, Sclater, 1971; Laughton, 1973], а также распространением фауны [Hallam, 1973] и вулканизмом по окраинам Атлантического и Индийского океанов [Cox, 1970]. Безусловно, это не значит, что силы растяжения, которые обусловили последующее отделение континентов, не начали действовать раньше.

Кокс [Cox, 1970] уделил особое внимание этой проблеме в связи с вулканистами серии Карру. Моноклираль Лебомбо и постулируемое продолжение зоны Лимпопо в северо-восточном направлении трактуются как линия начального раскола, где происходило сопровождавшееся вулканизмом утонение коры с ранней юры до мела под действием растяжения. Во второй фазе в мелу совершилось раскрытие Атлантики, сопровождавшееся излиянием лав в Южной Бразилии и Юго-Западной Африке, а третья фаза характеризуется отделением Мадагаскара от Индии в конце этого периода и образованием изверженных деканских пород. При такой интерпретации зону морских юрских осадков, проходящую по окраинам Восточной Африки и Мадагаскара, которая, как теперь известно, продолжается в Южной Африке [Dingle, Klinger, 1971], можно рассматривать как указывающую на существование мелкого и узкого морского залива, который занимал область утонения коры, изостатическое погружение которой происходило приблизительно по линии А, постулированной Коксом. В Восточной Танзании наиболее значительный раскол под действием растяжения произошел в средней юре. Он прослеживается по крупным сбросам восточного простирания, местами достигающим докембрийского фундамента, и подтверждается трансгрессией моря [Kent e. a., 1971].

На основании палеомагнитных данных по среднеюрским лавам Юго-Восточной Аргентины Валенсио и Вилас [Valencio, Vilas, 1970] предположили, что отделение Южной Америки от Африки началось еще в ранней юре. Это вряд ли совместимо с предположением о существовании длинных континентальных мостов в доаптское время, когда мезозойские морские осадки впервые появились на континентальных окраинах Атлантики. Более того, самая новая интерпретация магнитных аномалий океанического дна, очевидно, не позволяет предполагать, что отделение континентов началось еще до мелового периода [Larsen, Pitman, 1972]. Если эти данные правильны, то по

крайней мере можно было бы предположить, что раздвигание двух указанных континентов началось на юге и постепенно продолжалось в северном направлении и полное отделение не могло произойти раньше, чем в середине мела. Дальциль и Кортес [Dalziel, Cortés, 1972] считают, что Южная Америка могла отделиться от Антарктиды не раньше, чем в позднеюрскую эпоху.

Многие авторы предполагают, что довольно древняя океаническая кора могла подстилать впадину Уортон в восточной части Индийского океана между Австралией и Восточно-Индийским хребтом, но согласно новым данным бурения по программе ДЖОИДЕС ее дно сложено меловыми и более молодыми породами. Самые древние породы, перекрывающие базальты, встречаются непосредственно к западу от Австралии и датируются как титон-берриасские [Heirtzler e. a., 1973].

### Тихий океан

На основании данных бурения по программе ДЖОИДЕС установлено, что лишь на ограниченной части ложа Тихого океана имеются юрские осадки, поэтому практически нет никаких прямых признаков, которые позволили бы выявить разрастание дна Тихого океана в этот период. Такое разрастание можно установить только по эвгеосинклинальным зонам, окружающим океан.

С этих позиций отложения, развитые в Калифорнии, были рассмотрены Итсом [Yeats, 1968]. Он пришел к выводу, что францисканские породы связаны с зоной засасывания земной коры, которую нельзя объяснить дрейфом Североамериканского континента на запад. Напротив, эта зона поглотила систему краевых желобов при образовании пологих надвигов в палеогене. С этого периода происходит развитие новых тектонических элементов, приуроченных к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Итс выводит разрастание дна Тихого океана по поднятию Дарвина, которое было постулировано Менардом [Menard, 1964] на основе данных о погружении срединно-тихоокеанских атоллов и гайотов. Если рассматривать францисканские породы как тектонический меланж широкого возрастного диапазона, то можно считать, что отложение соответствующих осадков могло происходить на большой площади дна океана, до того как они «прилипли» к Североамериканскому континенту.

Флеминг [Fleming, 1970] также связывал образование геосинклиналей и орогенов с зоной засасывания, которая стерла признаки разрастания дна и проходила от поднятия Дарвина на северо-восток (при движениях северо-восточного — юго-западного направления произошел впоследствии поворот Новой Зеландии). Безусловно, та роль, которую отводит Менард поднятию Дарвина, хорошо согласуется с обеими интерпретациями (рис. 7.7), но предположение об одновременном существовании

зон засасывания коры под Японией (или рядом с Японией), Аляской и Андами фактически возвращает нас к тому, с чего мы начали, и поэтому делает такое толкование менее убедительным. Другая трудность возникла, когда не удалось выявить характер магнитной аномалии, связанной с поднятием Дарвина.

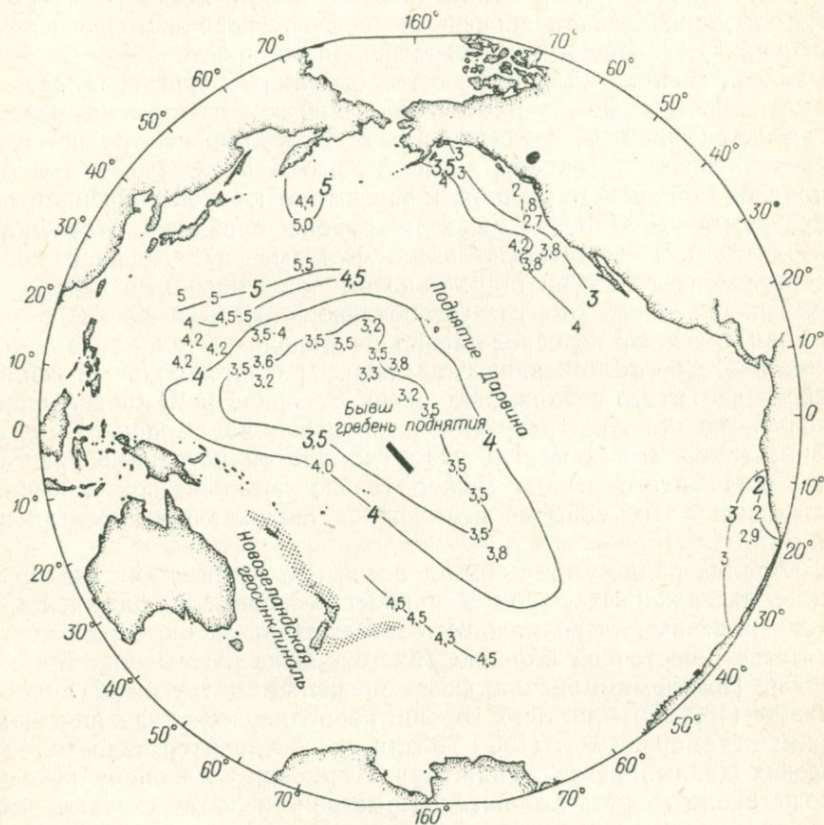


Рис. 7.7. Соотношение Новозеландской котловины с предполагаемым поднятием Дарвина [Fleming, 1970].

На схеме показаны замеренные глубины, км, и проведенные через 0,5 км изобаты (более крупные цифры).

Данные глубоководного бурения не подтверждают наличия такой структуры, так как с помощью этих данных не удалось доказать, что произошло не погружение отдельных групп атоллов или гайотов, а региональное опускание. И последнее, что подрывает веру в поднятие Дарвина как в мезозойский разрастающийся хребет: с позиций тектоники плит оно должно продолжаться в горизонтальном направлении, пока не перейдет в трансформные разломы, но такая картина не наблюдается.

Наилучшую информацию о характере разрастания дна Тихого океана в мезозое дает работа Ларсена и Чейза [Larsen, Chase, 1972], которые проанализировали магнитные линейные аномалии на западе северной части Тихого океана и прокоррелировали их с данными глубоководного бурения. Авторы выявили три ряда древних линейных аномалий (с севера на юг), которые они назвали японскими (восток-северо-восточного простирания), гавайскими (северо-западного простирания) и аномалией Феникс (восток-северо-восточного простирания), и высказали предположение о мезозойской структуре пяти разрастающихся хребтов, пересекающихся в двух точках тройного сочленения. Самая древняя часть Тихого океана оказывается восточнее Марианского желоба, и ее считают юрской (бурением по программе ДЖОИДЕС, в этом районе пройдены отложения верхней юры значительно выше фундамента). Древняя кора обнаружена также на Магеллановом поднятии, южнее Срединно-Тихоокеанских гор, где установлено, что верхнеюрские отложения залегают непосредственно на породах фундамента. Всаживание участка океанической коры, равного большей части бассейна Тихого океана, под Азией, Северной и Южной Америкой и, возможно, Антарктидой, происходило с раннего мела. Вполне вероятно поэтому, что о домеловой истории разрастания дна Тихого океана можно только догадываться, так как «летопись» этих событий исчезла под окружающими континентами.

Анализ радиометрических данных, полученных для мезозойских изверженных пород в районе Североамериканских Кордильер, вскрывает возможность засасывания океанической коры на северо-восточной окраине Тихого океана [Armstrong, Suppe, 1973]. Позднемезозойская фаза внедрения интрузий и вулканизма (180—75 млн. лет) хорошо коррелируется с францисканским метаморфизмом (150—70 млн. лет). Характер радиометрических данных резко меняется в позднемеловую эпоху на рубеже около 75 млн. лет назад. Армстронг и Зуппе считают, что такое различие фиксирует значительное изменение в развитии плит, когда поглощение коры под западной частью Северной Америки сменилось сдвигом по вновь образовавшемуся разлому Сан-Андреас.

## ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В заключении этой главы рассмотрена вкратце тектоника Северо-Западной Европы ввиду важности этого региона при изучении юрского периода.

Лучше всего изучена тектоника Нижней Саксонии (ФРГ), которая является областью проявления мезозойской («саксонской», в понимании Штилле) складчатости. Наибольший интерес для нашего обзора представляет остервальдская фаза, характе-

ризирующаяся широким распространением трансгрессии, отложившей вельдские серпулиты, которые налегают на породы вплоть до палеозойского возраста на границе Голландии и ФРГ. Согласно уточненной корреляции Кейси [Casey, 1963], в конце юры имели место погружение, затем поднятие и эрозия. Дейстерская фаза, характеризующаяся трансгрессией в западном направлении нижеволжских — титонских слоев зоны *gigas*, встречающихся вплоть до триаса в Нидерландах [Pannekoek, 1956], оказывается менее значительной [Hoyer, 1965]. Эти и более сильные движения в меловом периоде, вероятно, в значительной степени были обусловлены диапировым поднятием пермских соляных куполов [Trusheim, 1957]. Трусхейм показал, что по крайней мере некоторые локальные изменения мощности или краткие перерывы осадкообразования в юрском периоде связаны с поднятием таких куполов при образовании впадин на их периферии.

Бранстром и Волмсли [Brunstrom, Walmsley, 1969] сделали аналогичные выводы для северной части Северного моря. Они полагают, что основные структурные элементы и изменение мощности мезозойских и третичных отложений связаны с движением солей цехштейна, обусловившим образование поднятий и впадин. Примером таких крупных структур служит прогиб Соул-Пит северо-запад-юго-восточного простирания, в котором обнаружена мощная (около 1400 м) толща юрских пород, в то время как западнее, на шельфе Восточного Мидленда, их мощность 600 м. К востоку она становится еще меньше. Здесь наблюдается удивительное сходство с прогибом Гифхорн — Восточный Гольштейн в Нижней Саксонии, который также может служить примером зоны погружения, обусловленной уменьшением мощности подстилающих соляных пластов. Юрский период, вероятно, был временем значительных движений соли и формирования крупных периферических впадин, а истинные структуры протыкания образовались совсем недавно (рис. 7.8).

Мезозойские и третичные соляные диапировые структуры служат также отличительной особенностью геологии Португалии. Так, Ортель [Oertel, 1956] объяснял движением соли на глубине образование в поздней юре локальных поднятий и трансгрессию моря в Эстремадуре. В этом и соседних районах на западе Центральной Португалии произошло значительное региональное поднятие Иберийских гор, так что замещение морских известняков и мергелей регрессивной фазией обломочных красноцветов неморского происхождения произошло приблизительно в оксфорде — кимеридже. Так, например, грубообломочные кимериджские породы несогласно залегают на тоарских в Астурии (Северо-Западная Испания), что свидетельствует о крупном поднятии в юрском периоде [Dubar, Mouterde, 1957]. Итак, можно сказать, что морские средне- или верхнеюрские отложения сменяются вверх по разрезу неморскими в западной части Пиренейского полуострова раньше, чем в восточной

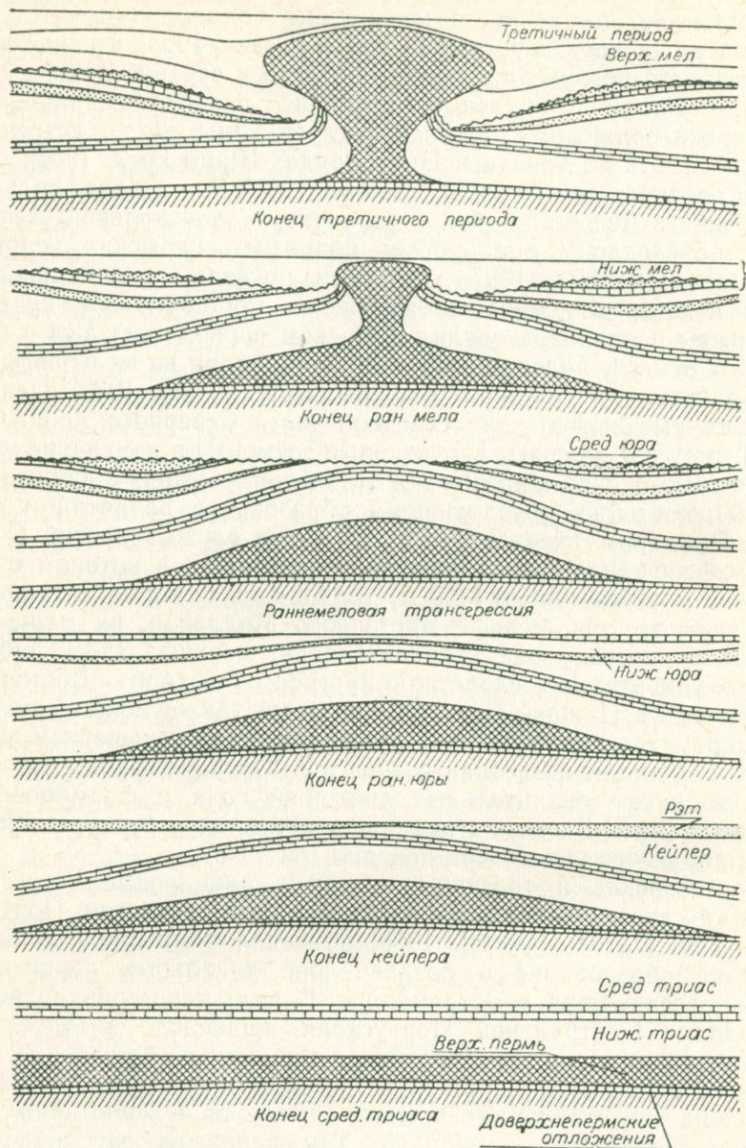


Рис. 7.8. Развитие соляных куполов в мезозойскую эру и в третичный период на северо-западе ФРГ. Заимствовано из работы Трусхейма [Trusheim, 1957].

[Querol, 1969]. К самым древним неморским толщам можно отнести известняки с харофитами и с «птичьим глазом», а также пересланвающиеся с ними полимиктовые конгломераты, по возрасту отвечающие пурбекским слоям. На конгломератах залегают меловые обломочные породы вельдского типа, как и в районе Агилар-де-Кампу в восточной части Кантабрийских гор (А. М. Сбера, устное сообщение). И напротив, морские юрские отложения могли вверх по разрезу переходить непосредственно в «вельдскую» фацию, что наблюдается в других районах восточной части Кантабрийских гор или на многих участках Иберийских гор в Северо-Восточной Испании [Beuther e. a., 1966]. Региональное поднятие Пиренейского полуострова, очевидно, началось раньше и продолжалось на западе, вероятно, дольше, чем на востоке.

В Англии в период между двумя мировыми войнами существовало увлечение юрскими осями поднятия, которым Аркелл уделил большое внимание в своей работе «Юрская система Великобритании». Наличие небольших участков уменьшения мощности юрских отложений и незначительные перерывы в них связывали с постумными движениями, которые происходили по осям герцинских складок. В некоторых случаях движения вдоль этих осей не затухали до неогенового периода! Несколько десятилетий назад, когда была пробурена скважина в Кингсклер, графство Хэмпшир, почти точно на восточном конце «оси» Мендип, этой идее был нанесен сильный удар. Скважина вскрыла самый мощный из известных в Англии разрез юры. Новое изучение других предполагавшихся осей показало, что в строении юрских отложений почти не обнаруживается линейности или параллелизма с более древними складчатыми структурами, а изменение их мощности, возможно, обусловлено соотношением структур впадин и разделяющих их валов, что наблюдается и при изучении других систем. Идея о существовании таких осей могла быть применена только для объяснения явлений, происходящих в юре в противоположность другим периодам, так как имеются необычные выходы юрских пород, где происходит смена фаций и образуется довольно прямая и узкая полоса, протягивающаяся через всю страну от Дорсета до Йоркшира [Hallam, 1958].

Что касается предположения о постумных движениях, то нам представляется маловероятным допущение о движении осей герцинских складок, потому что весь характер деформаций меняется после образования и поднятия горного пояса. Однако нельзя исключить влияние строения фундамента при возникновении сбросовых нарушений (например, [Whittaker, 1972; Sellwood, Jenkyns, 1975]). Так как часто наблюдается соответствие между раннеюрскими и триасовыми седиментационными бассейнами, возникновение которых, очевидно, обусловлено образованием грабенов, то такая связь представляется весьма вероятной.

Влияние соляных диапировых структур цехштейна на распределение юрских фаций ввиду отсутствия соляных пластов можно отвергнуть всюду, за исключением Северо-Восточного Йоркшира. Возможно, раннеюрские нарушения меньшего масштаба, приуроченные к разлому Пик на побережье Йоркшира, и связаны с соляной тектоникой, с образованием соляных диапиров. Селвуд и Дженкинс [Sellwood, Jenkyns, 1975] считают, что поднятие Маркит-Вейтон также образовалось в результате соляной тектоники.

Основные фазы погружения, поднятия и эрозии в Англии относятся к началу средней юры, когда региональное поднятие вызвало регрессию на северо-востоке и привело к образованию исключительно мелкого платформенного моря багамского типа на юго-западе. Посттоарские, доааленские движения происходили в Йоркшире, а байосские в Котсуолде (приблизительно одновременные движения известны в Арденнах). Важная фаза регионального поднятия происходила в средневожскую эпоху. Она была установлена Кейси [Casey, 1971] по наличию широко распространенного горизонта гальки черного кремнистого сланца («лидитов»), а также окатанных и фосфатизированных органических остатков, происходящих из подстилающих кимериджских глин (см. рис. 2.2). Это региональное несогласие датируется на основании обоснованного предположения, что конкреции с *Pavlovina rotunda* из верхней части кимериджских глин можно коррелировать с низами средневожских отложений Русской платформы. Источником происхождения галек кремнистых сланцев, вероятно, послужили нижнекаменноугольные известняки, выходы которых, должно быть, имелись в Северной Англии на значительной площади.

Следует также отметить, что в Шотландии не было обнаружено никаких юрских пород моложе раннекимериджских, но, учитывая большой стратиграфический перерыв, можно предположить, что здесь в меловом периоде произошло региональное поднятие.

Интенсивные нарушения, имевшие место в раннем кимеридже вдоль подводной сбросовой террасы в северо-восточной части Шотландии, устанавливаются на основании изучения знаменитых валунных слоев Хелмсдейла, состоящих из глыб древнего красного песчаника девона, которые сносились в морской бассейн и оказались включенными в илистый осадок [Bailey, Weir, 1932; Crowell, 1961]. Такая же живописная осадочная брекчия, приуроченная к нормальным сбросам, параллельным побережью, известна из верхневожской или берриасской серии Риги в центральной части Восточной Гренландии. Она фиксирует первое значительное тектоническое нарушение в разрезе мезозоя [Dopovan, 1957; Surlyk e. a., 1973].

Усиление тектонической деятельности к концу юры не случайно совпадает с усилением соляной тектоники. Видимо, ре-

гиональные тектонические нарушения способствовали усилению соляного диапиризма. Эта мысль высказывалась в приведенных выше работах и подтверждается аналогичными данными по западной части Марокко [Société Chérifienne des petroles, 1966].

Общее усиление тектонической деятельности с поздней юры до мела, возможно, является отражением планетарных изменений, рассмотренных выше. Во всяком случае имеющиеся данные убедительно говорят о синхронности тектонических движений на обширной площади Северной Атлантики, потому что события, которые можно установить на основе изучения соотношения отдельных частей разреза юрских отложений в Восточной Гренландии, по целому ряду элементов весьма сходны с событиями, происходившими в Северо-Западной Европе [Surlyk e. a., 1973]. Таким образом, увеличение глубины моря или занимаемой им площади в обоих регионах происходило в раннеплинсбахское, середине тоарского и позднеоксфордское время. При этом наблюдаются две фазы поднятия или регрессии: менее значительная в конце ранней юры и более интенсивная в конце юрского периода. Согласно Сурлюку с соавторами, тектоническая деятельность значительно усилилась с кимериджского по волжское время, ее кульминация выразилась в образовании живописных нормальных сбросов и наклонных пластов. Аналогичная ситуация наблюдается в северо-восточной части Шотландии, где валунные слои Хелмсдейла свидетельствуют об образовании крупных нормальных сбросов и опускании прогиба к востоку. Установлено, что зона горстов и грабенов прослеживается на дне Северного моря на участке между Шотландией и Скандинавией и может продолжаться далеко на север.

Можно попытаться хотя бы условно сопоставить основные эпизоды тектонических движений на территории Великобритании с фазами раскрытия Северной Атлантики по Питману и Тальвани [Hallam, 1972b].

Заложение крупных форм рельефа, вероятно, произошло вскоре после герцинского орогенеза, поэтому возраст впадин Северного моря, Ла-Манша, Ирландского моря и зал. Минч можно датировать ранним мезозоем.

Впоследствии, приблизительно между поздней юрой и поздним мелом, а по всей вероятности в самом начале этого интервала, произошло поднятие большей части Великобритании выше уровня моря, эта площадь подверглась эрозии, причем поднятие было максимальным в районе Ирландского моря. Это было время образования многочисленных сбросов растяжения и впадин оседания, таких, как зал. Мори-Ферт, и поднятия соседних горстов, к которым вряд ли можно отнести западную часть Великобритании.

Погружение раннемезозойских грабенов, вероятно, сопоставляется с первой фазой раскрытия Атлантики и, возможно, возникло под влиянием растяжения, распространившегося

в северном направлении от основной зоны рифтогенеза на десятки миллионов лет раньше, чем началось разрастание дна Атлантического океана на этой широте. Вторая фаза наступила вслед за интенсивными эпейрогеническими движениями, включая образование таких горстов, как западная часть Великобритании, и таких грабенов, как Шетландская котловина. С началом разрастания дна произошло погружение на большой площади, и позднемеловые осадки несогласно перекрыли более древние породы и на суше, и на шельфе.

Теперь уже известно, что фаза образования купольных поднятий в центральной и северной частях Северного моря относится к среднеюрской эпохе. Она обусловила региональную регрессию, о чем свидетельствует изучение фаций Северо-Западной Европы. Эта регрессия сопровождалась тройным рифтогенезом: три системы рифтов сошлись в точке, близкой к участку нефтяного месторождения Фортис, а в батском веке начался интенсивный вулканизм [Sellwood, Hallam, 1974]. В результате рифтогенеза образовалась система, которая получила название «системы осечки», а именно: после образования этих рифтов разрастания дна не последовало. Напротив, на протяжении всей позднеюрской эпохи продолжалось погружение грабенов, сопровождавшееся образованием краевых сбросов, особенно в северной части Северного моря или на грабене Викинг; пористые юрские песчаники, накопившиеся в этом грабене, оказались хорошими нефтяными коллекторами [Howitt, 1974].

Богатая информация о геологическом строении дна Северного моря впервые стала достоянием широкой аудитории на конференции, которая состоялась в ноябре 1974 г. в Лондоне [см. Woodland, 1976]. Особое значение приобрели сведения о том, что более древние отложения разного возраста покрыты мощными битуминозными кимериджскими глинами, которые оказались опущенными в грабенах и залегали на пористых песчаниках. Эти глины явились отличными нефтематеринскими породами. Накопление нефти произошло, например, в нижне- и среднеюрских песчаниках, имеющих неморское происхождение (месторождение Брент, восточнее Шетландских островов), и в морских верхнеюрских песчаниках (месторождение Пайпер, восточнее зал. Мори-Ферт).

## КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

## СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ЦИКЛЫ

Более полувека тому назад немецкий геолог Клюпфель [Klүpfel, 1917] дал анализ седиментационных циклов нижне- и среднеюрских пород Лотарингии, где толща богатых аммонитами сланцев и мергелей переслаивается известковыми отложениями, фауна и структуры которых свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления. Среди известняков часто встречаются слои, сцементированные на дне. Клюпфель считал, что это указывает на поднятие дна выше уровня моря. На основании этого он пришел к выводу о чередовании локального сравнительно быстрого эпейрогенического погружения и более постепенного обмеления по мере повторного заполнения осадками области морского осадконакопления. В работе по юре Великобритании Аркелл [Arkell, 1933] попытался разделить разрезы разных регионов по циклам накопления глин, песчаников, известняков, отвечающим последовательности прогрессивного обмеления, которое также объяснялось эпейрогеническими колебаниями уровня моря.

Изучение нижнеюрских пород в Северо-Западной Европе показало, что ряд мелких перерывов в напластовании или конденсированных горизонтов в сравнительно мелководных осадках, которые чередуются с отложениями, характерными для условий непрерывного осадконакопления в бассейне большей глубины, прослеживается через весь регион [Hallam, 1961]. Особый интерес приобретал широкий возрастной диапазон изменений состава пород от плинсбаха до тоара. Это явление впоследствии было изучено более детально [Hallam, 1967c] в районах, где серия мелководных железняков, песчаников и известняков в пределах только одной или двух аммонитовых зон сменяется глубоководными глинистыми сланцами и мергелями. Загадочным является тот факт, что эти изменения, указывающие или по крайней мере предполагающие изменения в глубине моря, не зависели от принадлежности района к впадине или поднятию. Так как впадины и поднятия разумнее всего интерпретировать обычным путем, как свидетельствующие о дифференциальном эпейрогеническом погружении, то возникает вопрос о возможности

общих изменений большего масштаба. Следует ли предположить наличие второго типа эпейрогенического погружения, происходящего более или менее равномерно на площади в сотни тысяч квадратных километров, которое накладывается на региональный структурный план, или возможно какое-либо более убедительное объяснение?

Изменения на большой площади, обусловленные планетарными или эвстатическими изменениями уровня моря, представляются единственной разумной альтернативой. Для проверки этого предположения была сделана попытка сопоставить изменения, по-видимому указывающие на увеличение глубины моря, с трансгрессиями моря на разных континентах, там, где устанавливается смена континентальных осадков морскими или где последние перекрывают более древние отложения при наличии четкого стратиграфического перерыва. Только таким образом можно с уверенностью исключить влияние локальных тектонических движений. Результаты предварительных исследований показывают, что такая корреляция возможна по крайней мере для пяти уровней юрского периода: раннего плинсбаха, раннего тоара, раннего байоса, раннего келловея и раннего кимериджа.

При этом возникают два вопроса. Дает ли детальный фациальный анализ возможность предположить, что юрские седиментационные циклы связаны с изменениями глубины моря, и обязательно ли асимметрия, характерная для многих таких циклов, отражает асимметрию главного фактора — разную скорость поднятий и опусканий, как первоначально считал Клюпфель?

При всестороннем и детальном изучении разреза геттанг-синемюрских отложений Англии Селвуд [Sellwood, 1970] выделил три стадии в небольших седиментационных и фаунистических циклах, развитых в обломочных и известковых толщах. В каждом отдельном случае анализ осадков и фауны указывал на увеличение подвижности среды к концу цикла, которое, по всей вероятности, связано с обмелением морского бассейна. Интерпретация Селвуда его трехчленного цикла, развитого в зоне *Jamesoni* Йоркшира и на о. Малл, приведена на рис. 8.1. Селвуд считал, что в данном случае эвстатический фактор наложился на местные эпейрогенические движения. Тектоническое погружение в сочетании с эвстатическим поднятием уровня моря должно было привести к довольно быстрому увеличению глубины бассейна. Если погружение было перемежающимся и на него наложились эвстатические изменения уровня в несколько метров, то такие циклы, естественно, должны были привести к образованию обширных мелких эпиконтинентальных морей, в которых изменение осадконакопления при небольших переменах обстановки было незначительным.

Пёрсер [Purser, 1969] в работе о среднеюрских известняково-мергелистых толщах восточной части Парижского бассейна под-

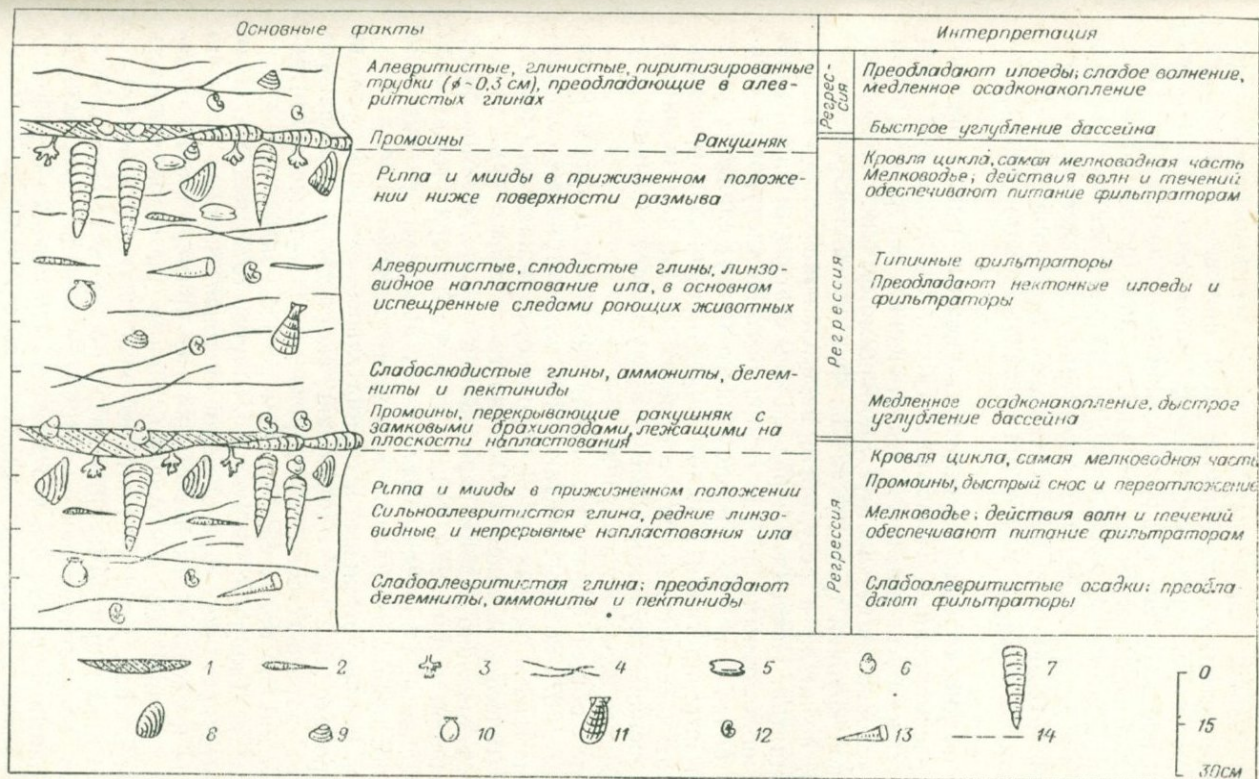


Рис. 8.1. Схематический разрез трехэлементного седиментационного цикла Селвуда в нижнеюрских отложениях Англии [Sellwood, 1970].

1 — промоины со структурами «инфильтрации»; 2 — алевритистые линзы; 3 — хондриты; 4 — пиритизированные ходы животных; 5 — следы неопределенных раковин; 6 — брахиоподы; 7 — Риппа; 8 — плеврони; 9 — нукуляиды; 10 — пектиниды; 11 — лимиды; 12 — аммониты; 13 — белемниты; 14 — поверхность размыва.

вергает сомнению интерпретацию Клюпфеля, считавшего, что доновоцементированные известняки свидетельствуют о поднятии и, следовательно, соответствуют самым мелководным частям циклов. Напротив, как показано в гл. 4, они, вероятно, образовались в подводных условиях при медленном осадконакоплении и на большей глубине, чем подстилающие их известняки. Пёрсер считает возможным использовать фактор эвстатических изменений для такой интерпретации. В этом случае не требуется, чтобы за медленным обмелением последовало быстрое углубление бассейна: и положительные и отрицательные эвстатические изменения могли происходить с одинаковой скоростью.

Если позднеоксфордские седиментационные циклы на юге Англии, рассмотренные Тальботом [Talbot, 1973] и освещенные в гл. 4, также были связаны с эвстатическим контролем, о чем хотя бы условно свидетельствует, по-видимому, близкое соответствие одной крупной трансгрессии во Французской Юре, то они, вероятно, возникли в результате перемежающегося эвстатического поднятия. Последнее чередовалось с этапами заполнения бассейна обломочными породами при постоянстве уровня и периодами более или менее равномерного погружения. Является ли такая интерпретация в целом более правильной, очевидно, зависит от чувствительности осадконакопления к незначительным изменениям глубины, поэтому заслуживает внимания изучение каждого отдельного случая.

В более общей форме это было выражено Даффом и др. [Duff e. a., 1967], которые считают, что асимметричные седиментационные циклы разных типов, вероятно, отражают симметричные эвстатические изменения. Обычно такая асимметрия характеризуется довольно резким переходом к предполагаемой более глубоководной фации или фации открытого моря; такие явно трансгрессивные отложения часто несут признаки сравнительно медленного осадконакопления. Как уже подробно рассматривалось в гл. 6, положительные и отрицательные изменения уровня моря, происходящие с одинаковой скоростью, сказываются в том, что трансгрессивные части разрезов эвстатически контролируемых циклов более сжатые, чем регрессивные.

Селвуд и Дженкинс [Sellwood, Jenkyns, 1975] недавно дали новую интерпретацию образованию конденсированных разрезов глинистых и песчанистых известняков на примере плинсбахско-байосской толщи Южной Англии. Они в противоположность Тальботу [Talbot, 1973] считают, что известняки фиксируют завершение цикла при обмелении вверх по разрезу. Предполагается, что осадконакопление контролируется дизъюнктивными дислокациями фундамента, что может быть связано с рифтогенезом и разрастанием дна Атлантического океана и западной части Тетиса и необязательно вызвано изменениями уровня моря.

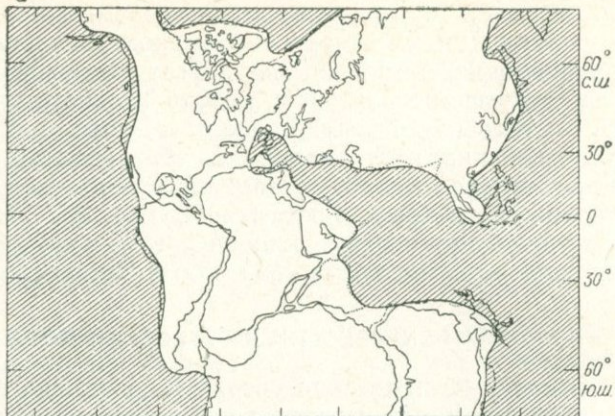
Крупные пачки в толщах известняков, таких, как тоарская часть плинсбахско-тоарского «связующего слоя» и ааленско-байосская в Дорсете, могут быть прокоррелированы с трансгрессивными частями разрезов других регионов, а это значит, что здесь лучше использовать модель Тальбота для коралловых слоев Англии (см. гл. 4). Более того, хотя модель регионального погружения, контролируемого образованием сбросов, представляет интерес и заслуживает серьезного изучения при рассмотрении некоторых циклов, вряд ли она применима для интерпретации изменений циклов с глубиной, которые можно проследить на сотни тысяч квадратных километров.

### ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ МОРЯ

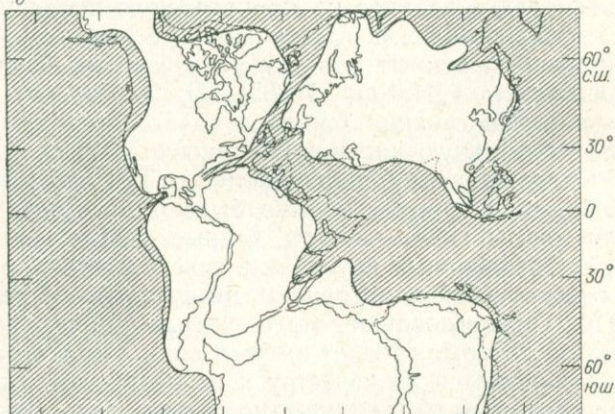
К вопросу об изменении уровня моря можно подойти и другим путем: перенести известное или предполагаемое распространение морских осадков на меркаторскую проекцию континентов для последовательных ярусов юры и определить, какой процент площади был покрыт морем в разное время. Такой подход был избран автором [Hallam, 1969b]. (Однако на рис. 8.2, *a—d* приведена реконструкция Смита с соавторами, так как она дает более правильную картину обстановки в юрском периоде, хотя эта проекция и неравноплощадная). Так как изменения от одного яруса к другому обычно бывают незначительными, то мы сочли достаточным нанести данные только для пяти хорошо охарактеризованных ярусов, а в тексте указать, в какой степени отличаются данные по ярусам, не показанным на рисунках.

При использовании этого метода может возникнуть ряд проблем, которые следует иметь в виду. Стратиграфические данные различаются по качеству и по количеству от региона к региону, особенно неблагоприятно обстоит дело с южной и восточной частями Азии. На мелкомасштабных картах нельзя показать только достоверно известные площади развития тех или иных отложений. Это в какой-то степени нарушало бы задачу эксперимента, потому что пятнистое распространение часто говорит о последующем размыве. Как и в любой палеогеографической реконструкции, здесь также требуется определенная разумная экстраполяция, при этом возникает обычный вопрос, означает ли отсутствие осадков в данном районе перерыв в осадконакоплении или это результат более позднего поднятия и эрозии? Будем надеяться, что занижение размеров площади первоначального распространения за счет последнего фактора может в какой-то степени уменьшить ошибки, возникающие из-за завышенных значений при использовании палеогеографических выводов. Если учесть все эти неточности, то количественные данные, приведенные ниже, следует рассматривать как весьма приблизительные. Используемые ссылки на работы по отдельным регионам см. в работе автора [Hallam, 1969b].

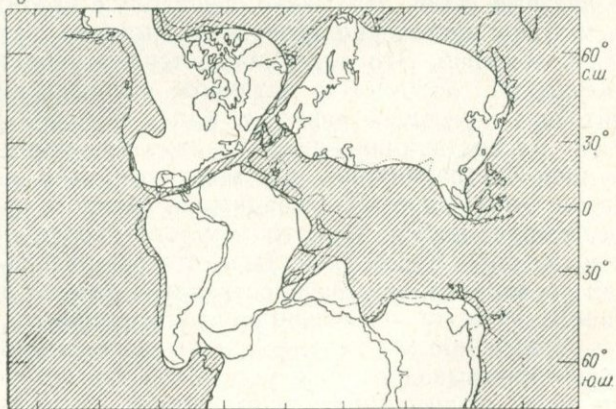
*a*



*б*



*в*



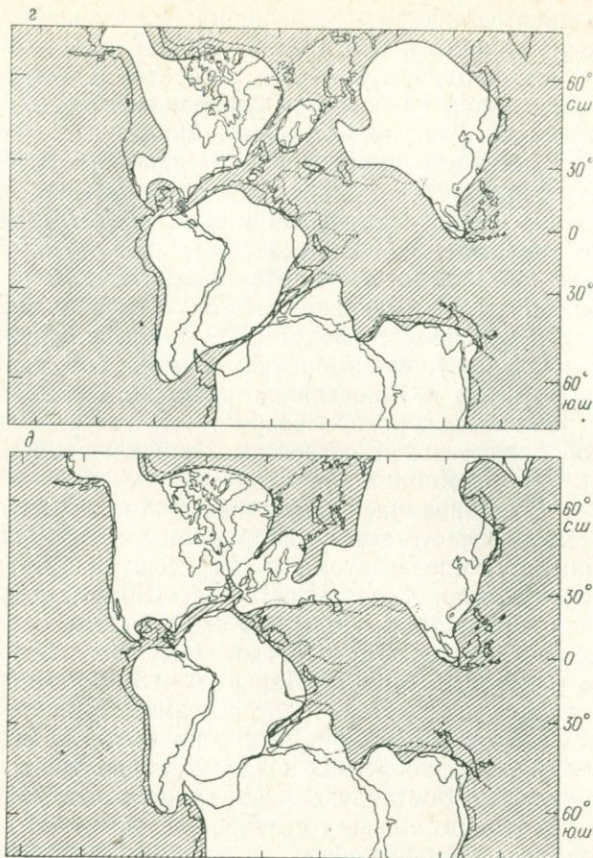


Рис. 8.2. Приблизительное положение суши и моря (заштриховано) в геттанге (а), тоаре (б), байосе (в), оксфорде (г) и в позднеитонское—волжское время (д).

Мелкие острова не показаны.

Геттанг (рис. 8.2, а). Размеры моря в этом веке были минимальными, континентальные осадки преобладали над морскими. Распространение морских отложений было в основном таким же, как в рэтском веке; геттангские породы обычно согласно залегают на рэтских, однако местами они перекрывают их, например в Южном Уэльсе, на Внутренних Гебридах и в Арденнах. Никаких явных признаков трансгрессии по сравнению с рэтским веком не известно.

Синемюр. Обширная раннесинемюрская трансгрессия, связанная с разрастанием океанического дна, впервые в юре

вышла на Североамериканском континенте за пределы Кордильерской геосинклинали и достигла Альберты, а также впервые захватила северо-западную часть и восток Центральной Мексики. Довольно значительного распространения она достигла в некоторых районах Анд, но детальные данные отсутствуют. Ранний синемюр отвечает времени значительной трансгрессии в северной части Европы, о чем свидетельствуют данные по южной части Швеции и Шотландии. Обширная трансгрессия захватила также окраины палеозойских массивов в Западной Европе, например Арденнского и Центрального. Первые толщи, содержащие аммониты, на Пиренейском полуострове и в Северной Африке, за исключением некоторых районов Андалузии и хр. Эр-Риф (Марокко), сицемиюрские; обычно они залегают на лагунных доломитах и известняках предположительно геттангского или раннесинемюрского возраста. В геттанге не известно ни одной значительной регрессии, за исключением, возможно, района Тороя в Японии.

**Плинсбах.** В раннеплинсбахское время трансгрессия захватила значительную часть суши, которая теперь ограничивает Северную Атлантику; следы этой трансгрессии наблюдаются в Восточной Гренландии, Северо-Восточной Шотландии, Южной Швеции, на о. Борнхольм, Польской низменности, окраинах Лондонско-Арденнского и Бретонского массивов, а также в Центральном массиве, Северных Пиренеях и Высоком Атласе (Марокко). В некоторых местах трансгрессивные толщи начинаются с самых верхов синемюра. Регрессия в это время происходила в Мексике и Альберте. В позднем плинсбахе крупная трансгрессия охватила Восточную Азию, перекрыла при разрастании дна континентальные отложения западной части о. Хонсю (Япония) и распространилась в глубь континента до Вилюйской синеклизы и верховьев Амура (СССР). Известно несогласное залегание трансгрессивных толщ этого возраста у древних массивов в Грузии (СССР), Центральном Иране, горах Высокого Атласа (Марокко), Нормандии (Франция) и районе Мендип (Англия). Кроме того, трансгрессивные толщи встречаются в Орегоне и Альберте (США). Что касается регрессии, то в раннем плинсбахе она происходила в Восточной Гренландии, на Польской низменности и по южной окраине Арденнского массива.

**Тоар** (рис. 8.2, б). В тоаре трансгрессия, вероятно, была наиболее значительной, по крайней мере в середине этого века, и последовала за регрессией в конце плинсбаха. В раннетоарское время море покрыло большую площадь вновь образовавшейся «Трансэритрейской впадины», при этом произошло отложение осадков на Аравийском полуострове, в Белуджистане, Восточной Африке, на о. Мадагаскар, а также в Донецком бассейне. В среднетоарское время (зона *bifrons*) море возвратилось в Альберту (США) и Восточную Гренландию и впервые в юре

покрыло часть Канадского Арктического архипелага и Шпицберген. Зона *bifrons* широко представлена трансгрессивными толщами и в районе Средиземного моря. Так, в центральной части Ирана они залегают с перерывом на плинсбахских породах. Тоарские регрессивные отложения распространены очень ограниченно, например на западе Марокко. В позднетоарское время произошло формирование крупнообломочных пород и началась эрозия в некоторых районах Англии, Португалии, на границе Арденнского массива, гор Высокого Атласа (Марокко), на о. Хонсю (Япония), что можно легко связать с локальными тектоническими поднятиями.

Аален. В ааленском веке картина в основном была такая же, как и в тоарском. Море возвратилось на Польскую низменность и снова распространилось вслед за локальным тектоническим поднятием на северо-восточную часть Англии, восточную часть гор Высокого Атласа и горы Среднего Атласа (Марокко) и Японию. Регрессия захватила Восточную Гренландию, Шпицберген и Йоркшир (после зоны *murchisonae*), возможно, также Новую Зеландию и некоторые районы Восточной Африки.

Байос (рис. 8.2, в). В раннем байосе (средний байос в понимании Аркелла [Arkell, 1956]) море впервые проникло во Внутренние штаты Запада США, в Западную Австралию и Новую Гвинею. К другим районам, где встречаются трансгрессивные толщи этого возраста, относятся Южные Анды, район Ториносу в Японии (?), Арденны и северо-восточная часть Англии (зоны *discites* и *humphriesianum*). Верхнебайосские трансгрессивные толщи известны на Польской низменности, в Грузии и Узбекистане, на Балканах и, вероятно, в Гренландии и Арктической Канаде.

Байосские отложения регрессивно залегают на ааленских и нижнеюрских в Вилуйской синеклизе и Восточном Забайкалье, где морские обломочные породы сменяются континентальными угленосными образованиями, а также в бассейне р. Кируме (о. Кюсю). Мощные регрессивные угленосные толщи переслаиваются с морскими осадками на северо-востоке Англии и севере Ирана. На Северо-Востоке СССР не были обнаружены ни байосские, ни батские аммониты\*, но последовательность видов иноцерамид говорит о наличии более или менее непрерывного разреза.

Бат. Низы бата фиксируют время первого крупного изменения в направлении более или менее распространенной трансгрессии, начавшейся в раннеюрскую эпоху. Почти нигде море не выходило за пределы развития подстилающих байосских отложений, а регрессия, как отмечал Аркелл [Arkell, 1956],

---

\* Сделанные в последние годы находки аммонитов позволяют с уверенностью говорить о более широком, чем полагали ранее, развитии здесь морских отложений как байоса, так и бата.— *Прим. ред.*

приобрела значительные размеры, например во Внутренних штатах Запада США, в Шотландии, СССР (на Кавказе), в центральной части Ирана, северной части Африки и, возможно, в какой-то части зоны Анд. С другой стороны, трансгрессия в большом масштабе возобновилась в позднеабатское время, она оставила четкие следы во многих частях земного шара, например во Внутренних штатах Запада США, в Арктической Канаде, на Польской низменности, окраинах Лондонско-Арденнского массива, Северо-Востоке СССР, в Тунисе, Египте, Восточной Африке, Афганистане, Пакистане и Бирме.

Келловей. Знаменитая «келловейская трансгрессия» по сути оказывается продолжением предыдущей позднеабатской. Она была более или менее интенсивной, по крайней мере до середины века. Ее проявления четко фиксируются на огромной площади, особенно на Русской платформе и в Западно-Сибирской низменности, где впервые устанавливается прямая связь между северными и южными морями\*. Море впервые покрыло Сахарскую зону Африки (Южный Тунис) и южную часть Внутренних штатов Запада США. Произошло также погружение Колымского массива и Новосибирских островов, келловейская трансгрессия охватила также западную часть Марокко, Японию (?), Мексику и (возможно) Калифорнию.

Регрессивное перекрытие подстилающих отложений нижекелловейскими не известно нигде, но после раннего келловейского регрессия, очевидно, охватила ряд таких районов, как Внутренние штаты Запада США и Канаду, Гренландию, Арктическую Канаду (возможно), Новую Зеландию и Новую Гвинею.

Оксфорд (рис. 8.2, г). Картина в оксфорде очень сходна с келловейской, к концу века море в юре достигло максимального размера. В позднем оксфорде оно проникло глубоко в район побережья Мексиканского залива, захватило прилегающую часть Мексики и Кубу, а в раннем оксфорде море на территории Внутренних штатов Запада США занимало площадь, большую, чем когда-либо раньше. Позднеоксфордская трансгрессия фиксируется также в Гренландии, Южных Андах, Польской низменности, Туркмении, Новой Гвинее и бассейне р. Каннинг (Западная Австралия). Имеются незначительные признаки происходившей в то же время регрессии, хотя они наблюдаются в западной части Пиренейского полуострова. Убедительных данных о наличии посленижеоксфордских отложений во Внутренних штатах Запада США нет, не доказано также, что континентальные отложения, перекрывающие самые древние толщи с аммонитами, начинаются верхнеоксфордскими образованиями.

---

\* В отношении Западной Сибири это утверждение не отвечает имеющимся данным (см. [Верещагин, Ронов, 1968]).— *Прим. ред.*

Кимеридж. Размеры моря и суши были в основном такими же, как в позднем оксфорде. Трансгрессивные толщи встречаются в районе побережья Мексиканского залива, северной части ФРГ, Голландии, Северо-Западной Испании, Северо-Восточном Марокко, Западном Алжире, на Аравийском полуострове, в Крыму, Азербайджане, Танзании и Новой Зеландии. Частично трансгрессия связана с локальной тектоникой, например в Западной Европе и Северной Африке, что показано в гл. 7. Регрессия началась в ряде районов после раннего кимериджа, например в Южных и Центральных Андах, Южном Тунисе, Западном Марокко, на Аравийском полуострове, в Грузии, Узбекистане и, возможно, в Пакистане и Новой Гвинее.

Титонно-волжский (рис. 8.2, д). В раннем титоне трансгрессия широко распространяется по всему району Анд (местами базальные трансгрессивные верхнетитонские толщи), море впервые внедрилось в Восточные Анды Колумбии и в Южную Патагонию, местами захватило северо-западную часть ФРГ (где трансгрессивные толщи четко связаны с локальной тектоникой), Калабрию, Балканы и Северный Кавказ\*. Приблизительно в это же время юрское море определенно отступило с побережья Мексиканского залива, Западного Марокко, Северо-Восточной Испании и, судя по отложениям зоны *gigas*, из северо-восточной части ФРГ. В некоторых местах регрессивные фации в виде переслаивающихся лагунных эвапоритов и континентальных обломочных пород с толщами морских осадков развиты на больших площадях в Саудовской Аравии, Грузии, Туркмении, Узбекистане и Танзании.

К позднетитонскому—волжскому времени (см. рис. 8.2, д) регрессия стала еще более обширной. Вероятно, море уже не существовало на всей территории Северной Америки (за исключением небольших районов Арктической Канады, Калифорнии и Восточной Мексики), на Шпицбергене, Северо-Западе Европы (за исключением Северо-Восточной Англии, Португалии), в Северо-Восточной Азии (за исключением Японии, Сихотэ-Алиня и западной части Приохотья). Трансгрессивные верхнетитонско-волжские отложения известны только на ограниченных площадях, например в северной части Калифорнии, на Кубе, севере Чили и северо-востоке Англии.

Исходя из того, что этот метод всегда дает только приближительные результаты, мы попытались графически показать изменение площади континентов, которые были покрыты морем в разное время на протяжении юры (рис. 8.3). Отрезок абсциссы показан для каждого века грубо пропорционально числу аммонитовых зон. Мы полагаем, что при этом получают более

---

\* Состав и соотношение титонских отложений с нижележащими не позволяют говорить в целом о раннетитонской трансгрессии на Северном Кавказе.— *Прим. ред.*

надежные значения, чем при допущении равенства всех веков. На кальке была вычерчена мелкая сетка для измерения относительных площадей распространения ярусов [Hallam, 1969b]. Площади распространения морских осадков для других ярусов и подъярусов оценивались по отношению к полученным цифрам, а результаты наносились на график.

На рис. 8.3 четко видно, как постепенно происходила трансгрессия на континентах с геттанга до позднего оксфорда и была прервана значительной регрессией в раннебатское время; четко выраженная регрессия наблюдается лишь к концу периода. Возможно, размеры раннебатской регрессии завышены, так как новые сборы и усовершенствованное зональное расчленение под-

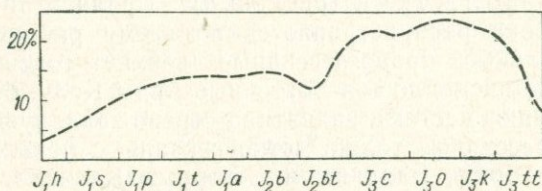


Рис. 8.3. Изменение площади континентов, покрытой морем, в течение юры.

твердили наличие отложений этого возраста в районах, где ранее они были не известны, хотя и предполагались. В глобальном масштабе нельзя точно увязать трансгрессии и регрессии с определенным веком. Так, по-видимому, «келловейская трансгрессия» началась в позднебатское время, ее воздействие было усилено предшествовавшей регрессией.

Выявление общей картины не является чем-то новым. Она хорошо показана, например, на палеогеографических картах Термье [Termier, Termier, 1960], однако данные Ронова [Ронов, 1968] свидетельствуют, что площадь моря и в ранней, и в средней, и в поздней юре была значительно больше. Согласно Ронову, максимальная площадь, занятая юрскими морями, составляла 33% общей площади континентов, у Термье 27, а в этой работе мы принимаем цифру 24. Результаты подсчетов Ронова почти наверняка завышены, а новые данные несколько занижены, но с уверенностью можно сказать, что при максимальном распространении юрские моря составляли от  $\frac{1}{4}$  до  $\frac{1}{3}$  от общей площади континентов.

### Скрытые факторы

Трансгрессия или регрессия в каком-то определенном районе может явиться результатом локального эпейрогенического поднятия или глобальных эвстатических изменений. Наличие угловых несогласий, различие в степени метаморфизма или привнос

грубообломочного материала — признаки локальной тектонической деятельности, но в большинстве случаев в юрском периоде, который был в тектоническом отношении относительно спокойным, такие признаки отсутствуют, а трансгрессии и регрессии часто можно коррелировать более или менее точно по аммонитам на большие расстояния; иногда возможна и межконтинентальная корреляция. В этих случаях следует учитывать роль эвстатического фактора.

Установить размер регрессии довольно трудно, так как орогенические явления связаны с региональным поднятием. Модели,

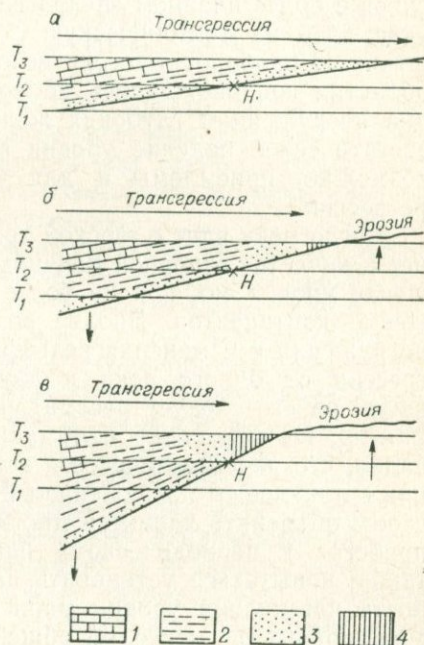


Рис. 8.4. Модели эрозии—осадконакопления, иллюстрирующие нейтрализацию неуклонно наступающей морской трансгрессии эпейрогеническим поднятием на хинтерланде.

*a* — локальный эпейрогенез отсутствует; *б* — незначительный локальный эпейрогенез; *в* — значительный локальный эпейрогенез; *H* — зона шарнира. Фации: 1 — известковая; 2 — глинистая; 3 — песчаная; 4 — континентальная.  $T_1$ — $T_3$  — этапы трансгрессии.

показанные на рис. 8.4, построены на принципах, в основном знакомых стратиграфам. Для упрощения принимается ряд предположений. Эпейрогеническое движение в месте шарнира  $H$  (см. рис. 8.4) вызывает поднятие хинтерланда (тылового массива), которое должно уравниваться погружением в области накопления морских осадков, причем седиментация происходит пропорционально погружению; обломочный материал выносится в море с суши. Конечно, не обязательно должна существовать такая связь между поднятием и погружением, осадконакопление может отставать от погружения, и если снос с хинтерланда невелик, то в этом случае трансгрессивные карбонаты будут залегать непосредственно на поверхности древней суши. Однако диаграммы показывают, что во многих случаях тектоническое поднятие оказывает двойственное влияние: видоизменяет

осадочную фацию и нейтрализует расширение морского бассейна вслед за постепенным эвстатическим повышением уровня его поверхности.

При рассмотрении фактического положения в юре нас поражает тесная корреляция во времени четкой регрессии к концу периода и наиболее интенсивной фазы орогенической деятельности, как указывалось в гл. 7. Можно предложить два объяснения. Фаза тектонической деятельности, характеризующаяся интенсивным орогенезом в некоторых геосинклинальных областях, проявлялась на больших участках континентальных массивов в более плавном эпейрогеническом поднятии, что могло бы указывать на тектоническую деятельность в глобальном масштабе. И наоборот, орогеническое поднятие в геосинклинальных областях сопровождалось на соседних участках океанического дна погружением глубоких желобов, вызывая, таким образом, эвстатическое падение уровня моря. Аналогичные объяснения, возможно, приемлемы и для более умеренной среднеюрской регрессии.

Когда речь идет о юрской трансгрессии, то, вероятно, разумнее в качестве основной причины допустить эвстатическое повышение уровня моря, а не более или менее равномерное погружение континентов. Вполне возможно влияние регионального погружения и изменения рельефа на изменение размеров трансгрессии от одного века к другому в разных частях земного шара, но его следует рассматривать лишь как дополнительный фактор. На основании изложенного в первой части главы очевидно, что перемежающегося эвстатического поднятия в сочетании с локальным погружением и осадконакоплением достаточно, чтобы объяснить характер многих седиментационных циклов, не прибегая к периодическому понижению уровня моря. Можно также попытаться установить приблизительные размеры и скорость повышения уровня моря в юре. На рис. 8.3 видно, что море покрывало менее 5% общей площади континентов в начале периода, а в позднем оксфорде эта цифра возросла до 25%. Согласно расчетам Кюнена [Кюенап, 1950], в течение большинства периодов геологической истории, для того чтобы море покрыло 25% общей площади континентов, достаточно было повышения его уровня приблизительно на 50 м. Если принять эту цифру, а продолжительность юрского периода считать равной 60 млн. лет [Howarth, 1964], то можно заключить, что от геттанга до оксфорда, приблизительно за 40 млн. лет, произошло повышение уровня моря примерно на 50 м при средней скорости поднятия около  $1,25 \text{ мм за } 10^3 \text{ лет}$ .

Эвстатические изменения могут быть обусловлены таянием или замерзанием полярных ледниковых покровов, а также изменением объема океанических бассейнов. Учитывая сведения, приведенные в гл. 9 о ровном климате юрского периода, и отсутствие данных по ледниковым покровам, можно сказать, что

последнее объяснение является единственно разумным [Hallam, 1963b]. Если считать концепции тектоники плит общепринятыми, то следует связать повышение уровня моря с поднятием, а понижение с погружением океанических хребтов [Hallam, 1969b; Brookfield, 1970].

При современной изученности вопроса об эпейрогенических движениях океанических хребтов и желобов не представляет особой трудности привлечь этот фактор для объяснения седиментационных циклов большой протяженности или трансгрессий и регрессий, так как для возникновения многих из них в режиме мелких эпиконтинентальных морей потребовалось бы изменение уровня моря не больше, чем в несколько метров за время от нескольких сотен тысяч до нескольких миллионов лет. Первоначально делалась попытка связать повышение уровня моря в юрском периоде с воздыманием поднятия Дарвина в Тихом океане [Hallam, 1969b], но в свете новых данных (их обзор сделан в гл. 7), которые подвергают сомнению его существование, от этого объяснения следует отказаться.

Согласно модели, предложенной Валентайном и Мурсом [Valentine, Moores, 1972], эвстатические повышения уровня моря должны быть вызваны поднятием океанических хребтов при удалении материков друг от друга, которое и началось в юре. Они рассчитали, что общий объем современных океанических хребтов соответствует повышению уровня моря приблизительно на 74 м для площади океанов или на 52 м для всей поверхности Земли. Эти цифры следовало бы считать заниженными, если сослаться на результаты Хейза и Питмана [Hays, Pitman, 1973], которые установили корреляцию между скоростью разрастания океанического дна и эпейрогеническими движениями океанических хребтов. Ускорение разрастания в поздне меловую эпоху приурочено к поднятию хребтов и, следовательно, к крупной эвстатической трансгрессии, а последующее замедление разрастания приводит к погружению хребтов и регрессии. Хейз и Питман рассчитали общий объем современной системы хребтов и определили изменение превышения континентов над уровнем моря, которое могло произойти в результате какого-то изменения глубины океана. На рис. 3 в их статье дано графическое изображение предполагаемых колебаний уровня моря с ранне меловой эпохи для определенных участков современной поверхности суши, покрытой морем. На основании этих данных можно заключить, что с геттанга до оксфорда должно было произойти повышение уровня приблизительно на 150 м, чтобы уровень океана оказался более чем на 200 м выше современного. Эти цифры в три раза выше, чем приведенные Кюненом, при этом скорость повышения уровня моря должна была бы составить почти 4 мм за  $10^3$  лет. Так как мы обладаем более полной информацией, чем та, которая имела у Кюнена, то данные Хейза и Питмана можно пока считать более точными.

Изменение состава фауны на протяжении седиментационного цикла, которое, например, детально задокументировано Селвудом [Sellwood, 1970], очевидно, отражает переход от мелководных условий к более глубоководным и наоборот. Автором установлена также корреляция между основными циклами и последовательностью аммонитов [Hallam, 1961, 1963b]. Нередко конец определенного цикла соответствует кровле аммонитовой зоны или яруса. Региональное вымирание часто оказывается связанным с фазой обмеления данного цикла, такое явление может усиливаться или обостряться, но не полностью обусловлено конденсацией или перерывом осадкообразования в конце цикла. Четкое изменение в характере седиментации может сказаться не только на аммонитах, но и на других группах фауны. Хорошим примером этого служат описанные выше изменения, произошедшие в составе фауны на рубеже плинсбахского и тоарского веков на северо-западе Европы [Hallam, 1961, 1967с, 1972a].

Рассматриваемые изменения осадков от мелководных к более глубоководным фациям обнаруживают тесную связь со значительной сменой фауны беспозвоночных при небольшом числе видов, общих для плинсбахского и середины тоарского веков. Кроме аммонитов значительный разрыв в составе фауны наблюдается на уровне широко распространенного горизонта слоистых битуминозных сланцев (рассмотренных в гл. 3). В этих сланцах почти отсутствует бентос, и поэтому возникает вопрос, в какой степени явно неблагоприятные условия осадконакопления вызвали такое значительное вымирание фауны. Некоторые данные подтверждают эту идею. Так, нижнетоарские битуминозные сланцы на юге не выходят за пределы юга Франции; на северо-востоке Испании встречаются многие виды двустворчатых моллюсков, которые дальше на север в кровле плинсбахских отложений исчезают, однако эти виды сохраняются в среднетоарских отложениях (зона *bifrons*). И напротив, на большой площади юго-запада Европы в зоне *bifrons* появляется значительное число новых видов аммонитов, брахиопод и двустворчатых моллюсков, последние проникают и в байосские отложения. Наиболее резкое изменение в фауне аммонитов происходит в основании яруса, при этом на север распространяются потомки тетических хильдоцератид и дактилиоцератид вслед за вымиранием бореальных амальтеид. Таким образом, несмотря на то что этот контраст на юго-западе Европы менее резкий, чем на северо-западе, и здесь от позднеплинсбахского времени до тоарского века происходит значительное обновление фауны, различие это более четкое, чем между другими этапами юры.

Представляется очень заманчивым сопоставить значительные изменения на границе плинсбахского и тоарского ярусов с на-

чалом раскрытия южной части Северной Атлантики и тектоническим расколом карбонатной платформы по западным окраинам Тетиса. Имеются различные признаки, такие, как стратиграфические перерывы и широкое распространение мелководных железняков и песчаников, которые дают основание предположить, что перед тоарской трансгрессией, вызванной повышением уровня моря, происходила регрессия, которая, вероятно, могла сыграть значительную роль в вымирании бореальных аммонитов и других групп фауны.

Во время от позднего оксфорда до раннего кимериджа происходят почти аналогичные фациальные изменения в Южной Англии. Так, Брукфилд [Brookfield, 1973] установил, что в кимериджской зоне *mutabilis* значительная смена фауны совпадает с образованием битуминозных сланцев на большой площади.

Изменения рассмотренного типа, но в большем масштабе, включающие массовое вымирание, за которым следует эволюционная радиация проходящих видов, были выявлены для разных этапов фанерозоя, и их также увязывали с эвстатическими колебаниями уровня моря [Newell, 1967; Valentine, Moores, 1972; Hays, Pitman, 1973]. При этом выявляется удивительная косвенная связь между вымиранием фауны и событиями, рассматриваемыми с позиций тектоники плит, связь, которая заслуживает куда более тщательного и широкого изучения, чем это делалось до сих пор.

## ПАЛЕОКЛИМАТЫ

Существует довольно распространенное мнение, что климат в юрском периоде был более ровным, чем в настоящее время, не было ледниковых покровов у полюсов, чем объяснялось незначительное уменьшение температуры воздуха и морской воды в высоких широтах. Ниже дана критическая оценка результатов, полученных при изучении фауны, осадков и геохимии изотопов кислорода, с тем чтобы подтвердить и, возможно, укрепить это общее мнение. Приведены гипотезы, объясняющие, например, слабое распространение известняков или редкие находки кораллов в нижнеюрских отложениях Европы или юре Северной Европы и Арктики более холодным климатом, а увеличение географического распространения карбонатов и эвапоритов за счет углей и железняков повышенной аридностью климата.

### ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ — ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА

#### Наземные растения

Так как наземная флора содержит много элементов, очень чувствительных к климатическим изменениям, и так как имеется достаточное число современных растений, родственных юрским, то ее, вероятно, и следует считать лучшим индикатором юрского климата.

Как известно, юра была периодом распространения голосеменных, а именно: цикадофитов, гинговых и хвойных, но значительную часть флоры составляли также папоротники и хвощи. Тот факт, что богатые находки флоры известны и на Земле Грейама (63° ю. ш.), и на Новосибирских островах (75° с. ш.), уже сам по себе служит сильным аргументом, подтверждающим, что в юре климат был более ровным, чем в настоящее время.

Среди папоротников есть много широко распространенных родов, современные аналоги которых не переносят мороза. В частности, *Matoniaceae* и *Dipteridaceae* сейчас встречаются только в тропической Индо-Малазийской области, в то время

как в юре широтный диапазон их распространения был значительно больше. Так, для ранней юры в северном полушарии можно выделить Северную флористическую зону, охватывающую Гренландию, Швецию, Центральную Европу, Сибирь и Японию, и Южную, распространяющуюся от Центральной Америки до Ближнего Востока и Южного Китая [Wesley, 1973; Vahrgard, 1973]. Эти зоны, вероятно, отражают какую-то степень климатической дифференциации, хотя Барнард [Barnard, 1973] считает, что различие этих зон по флоре, возможно, частично обусловлено континентальностью климата, т. е. сезонными колебаниями.

По цикадофитам (в основном Bennettitales, настоящие цикадовые встречаются редко) можно судить также о различиях климата в разных широтах северного полушария. Согласно Вахрамееву [Vakhrameev, 1964, 1965] и Весли [Wesley, 1973], распространение цикадофитов ограничивается поясом, включающим Мексику, Европу, юг СССР и Японию. Далее на север, в Сибири, цикадофиты и хвойные становятся менее разнообразными, здесь, наоборот, преобладают гинговые. Вахрамеев считает, что это показатель значительно меньшего широтного климатического градиента, чем тот, который существует в настоящее время в Евразии; зимняя температура в Сибири, вероятно, не была ниже 0°C. Годичные кольца, сохранившиеся в древесине хвойных, указывают на сезонность климата. Климат Северной зоны, вероятно, был влажным и умеренно теплым, а Южной можно сравнить с современным климатом влажной тропической — субтропической зоны.

В рэт-раннеюрское время состав флоры, содержащей *Dictyophyllum*, в южном и северном полушариях весьма различен. Вероятно, эта флора относится к самостоятельным флористическим провинциям. Широкое распространение *Dictyophyllum* до 50—60° по обе стороны экватора убедительно подтверждает наличие в это время на Земле теплого, ровного климата [Barnard, 1973].

Флорин [Florin, 1963] убедительно показал различие в составе хвойных северного и южного полушарий. Так, Taxodiaceae, Cupressaceae и Pinaceae были распространены в северном полушарии, а Podocarpaceae — в южном, включая Индию. Индийская флора в целом значительно отличается от флоры соседнего Афганистана и СССР, что, по-видимому, связано с перемещением этого субконтинента через Тетис в послеюрское время. Климат Индии в юре, очевидно, был тропическим, влажным, при этом область содержащих флору отложений Индии в юре находилась выше 40° ю. ш. Различие в составе хвойных северного и южного полушарий вряд ли можно объяснить только колебанием климата, так как климатический фактор должен был бы обусловить симметричное расположение широтных зон

относительно экватора. Скорее, это можно объяснить тем, что Лавразия и Гондвана почти полностью разделялись Тетисом, а пыльца не могла пересечь этот морской барьер.

Пока еще имеется мало флористических данных по аридным зонам юрского периода, однако Вахрамеев отмечал появление *Stachypteris* и *Lomatopteris* предположительно ксерофитного облика в поздней юре юга СССР. В это время происходило незначительное смещение к северу южной границы флористической зоны Сибири.

### Рептилии и рыбы

Богатая фауна динозавров известна только из верхнеюрских отложений Внутренних штатов Запада США (формация Моррисон) и Танзании (слои Тендагуру), но отдельные находки известны для большого интервала — от США, Европы и Китая до Патагонии и Австралии. Чаригу [Charig, 1973] не удалось выявить подлинную провинциальную принадлежность их, а несколько семейств и, возможно, значительное число родов оказались космополитными. Так, особый интерес представляет близкое сходство двух упомянутых выше фаун с такими родами, как *Brachiosaurus* и *Barosaurus* (и, возможно, целым рядом других), общих для обеих фаун. Когда речь идет о таких крупных наземных животных с низкой способностью к размножению, то это почти наверняка указывает на возможность свободного переселения по суше между континентами почти до самого конца юры, однако проблема требует своего решения. Согласно реконструкции Смита и соавторов (или какой-либо аналогичной реконструкции), допуская значительное удаление Африки — Южной Америки от Северной Америки, единственный пункт связи между ними мог бы находиться между Юго-Западной Европой и Северной Африкой. К сожалению, юрские отложения в районах, представляющих особый интерес, в основном морские. По-видимому, следует допустить возможность периодического поднятия дна мелкого моря и образование континентальных мостов.

Обычно считают, что динозавры были животными, температура тела которых зависела от внешних источников. Так как в настоящее время рептилии не переносят холода и поэтому обитают в низких широтах, то они служат хорошими индикаторами климата [Romer, 1961]. Значительное широтное распространение родов юрских динозавров могло бы, вероятно, подтвердить идею о наличии ровного климата.

Недавно Бэккер [Bakker, 1972] на основании изучения анатомии и экологии динозавров показал, что фактически они были животными с постоянной температурой тела, подобно млекопитающим, причем для этого требовалось очень высокое эндогенное образование тепла. Тем не менее они могли быть и стено-

термными, так как сочетание большого размера и голой кожи не обеспечивало им возможности выносить продолжительное понижение температуры тела, например в зимнее время даже в зоне прохладного и умеренного климата.

Шеффер [Schaeffer, 1971], изучив остатки мезозойских рыб, пришел к выводу, что значительное распространение по широте цератодонтид и некоторых групп актиноперигий должно свидетельствовать о том, что почти на всех континентах климат был ровным. Так, например, юрские двоякодышащие рыбы — цератодонтиды — имели почти планетарное распространение, их находки известны в Китае, Англии, США, на о. Мадагаскар и в Австралии, а современные родственные формы населяют тропики и субтропики.

### Морские беспозвоночные

В следующей главе несколько более детально будет рассмотрено влияние изменения температуры на распространение морских беспозвоночных, а здесь мы остановимся лишь на кораллах и моллюсках. Рифообразующие кораллы не могут существовать при температуре ниже  $16^{\circ}\text{C}$ , чаще всего рифообразование происходит при температуре выше  $18^{\circ}\text{C}$  [Wells, 1967]. Поэтому в настоящее время распространение коралловых рифов ограничено тропическо-субтропической зоной от  $30^{\circ}$  с. ш. до  $30^{\circ}$  ю. ш. В этой связи особый интерес приобретает тот факт, что позднелюрские рифы встречаются на севере вплоть до Сахалина [Beauvais, 1973] у  $60^{\circ}$  с. ш., согласно реконструкции Смита с соавторами. Отсутствие кораллов в других местах в довольно высоких широтах объясняется, вероятно, не температурными, а другими факторами, которые мы рассмотрим в гл. 10.

Как отмечал Аркелл [Arkell, 1956], распространение моллюсков с гигантскими раковинами, как и рифообразующих кораллов, в настоящее время ограничено тропиками и субтропиками, поэтому более широкое распространение их в юрском периоде также подтверждает мысль о более ровном климате этого периода. Детальное изучение микроструктуры и минералогического состава раковин моллюсков хорошей сохранности, как показано в работе Хадсона [Hudson, 1968] по арагонитовым раковинам двустворчатого моллюска *Praemytilus strathairdensis* из батских отложений Шотландии, дало результаты, подтверждающие справедливость этой гипотезы. Полностью арагонитовые раковины этого моллюска при сравнении с современными *Mytilus* и *Modiolus* позволяют предположить наличие в юрском периоде тропических или субтропических условий. Представители этих родов из умеренной зоны имеют внешний кальцитовый слой, а тонкие слои роста отражают сезонные колебания температуры.

Кроме конкретных работ, ссылки на которые приведены ниже, мы использовали также сводку Ронова и Хаина [1962] по юрским литофациям земного шара. В работе содержатся ценные сведения о мощности и горизонтальном распространении очень разнообразных континентальных и морских пород. Изданный в Советском Союзе великолепный детальный «Атлас литологопалеогеографических карт СССР» [Верещагин, Ронов, 1968] оказался очень полезным при изучении той части земного шара, которой не уделено достаточного внимания в работах, написанных на английском языке. На рис. 9.1 в реконструкции Смита с соавторами для ранней юры показано распространение крупных местонахождений пород, важных для восстановления климатических условий. Данные по ранней и средней юре приведены вместе, потому что распространение основных литофаций этого периода аналогично. Использование этой реконструкции представляется в высшей степени удобным, так как здесь принимается положение континентов для периода около 170 млн. лет назад. Карта распространения верхнеюрских отложений менее точная, так как расстояние между Африкой и Северной Америкой в южной части Северной Атлантики в рассматриваемый период несколько увеличилось, но это различие столь мало, что им можно пренебречь. Сначала остановимся на распространении основных групп осадков, а затем рассмотрим, как это можно связать с предположениями о климате юрского периода.

### Угли

Многие считают угольные месторождения хорошим индикатором гумидного климата, но не показателем температурных условий. Юрские угли преимущественно гумусовые и залегают в разрезах обломочных пород; это либо паралические, либо озерные отложения. Угли более широко распространены в нижне- и среднеюрских, чем в верхнеюрских, отложениях.

СССР — это основная область распространения нижне- и среднеюрских угленосных толщ, где мощные угольные пласты, часто имеющие промышленное значение, простираются на юг до Кавказа, пересекают государственную границу и продолжают в Северном Иране (формация Шемшак). На этой же широте угли встречаются на юге азиатской части СССР и простираются дальше в Китай; богатые месторождения углей имеются в Сибири. Маломощные угольные пласты известны в низах юры Южной Швеции и в тех районах Центральной и Юго-Восточной Европы (например, горы Виллань, Венгрия), где обнаружены обломочные породы так называемой грестенской фации. В позднеюрскую эпоху распространение угленосных от-

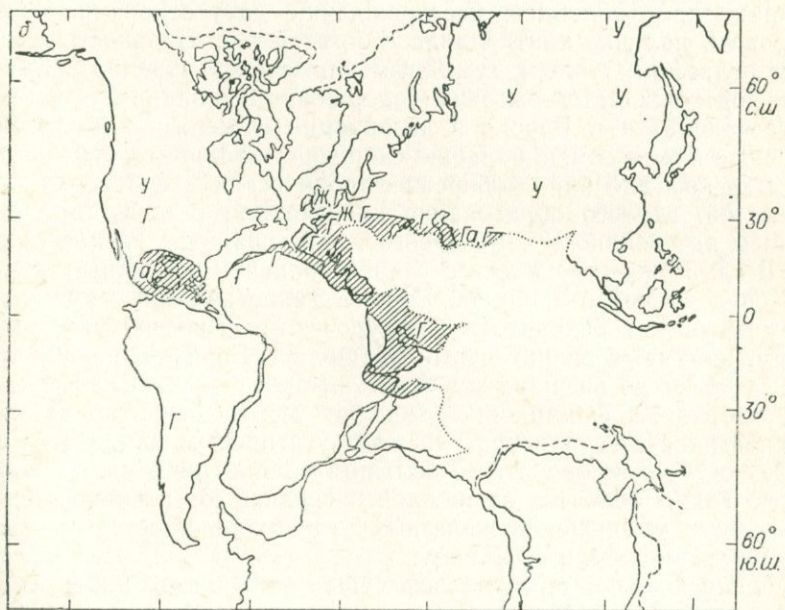
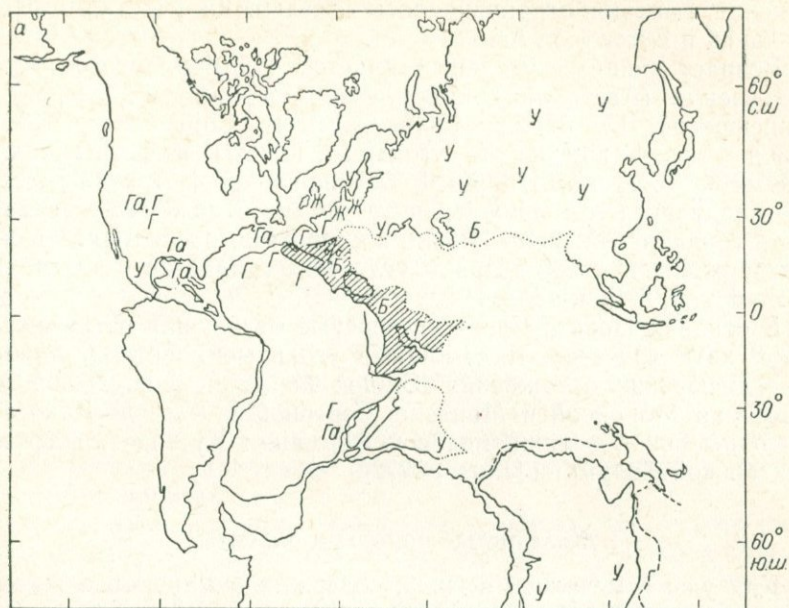


Рис. 9.1. Основные местонахождения пород — индикаторов климата в ранней—средней (а) и поздней (б) юре.

Б — бокситы; У — уголь; Г — гипс или ангидрид; Га — галит; Ж — железняки; заштрихована основная зона карбонатного осадконакопления.

ложений Евразии ограничивалось отдельными участками Центральной и Восточной Азии.

Возраст мощных угольных пластов (типа пласта Воллун) Квинсленда (Австралия) датируется по спорам и пыльце как раннеюрский [De Jersey, 1960; Cameron, Chiu Chung, 1963]. Мощные рэт-нижнеюрские угольные пласты известны также в Южной Австралии [Playford, Dettmann, 1965]. Аркелл [Arkell, 1956] подвергал сомнению наличие юрских отложений в верхней части гондванской серии Индии, но работами последних лет был подтвержден юрский возраст угленосных пластов Раджмахал [Mahadevan, Srivamadas, 1958].

В странах Нового Света угленосные отложения встречаются реже, хотя известны маломощные угольные пласты в нижне- и среднеюрских отложениях Южной Мексики, в верхнеюрской формации Моррисон в Монтане, Северной и Южной Дакоте и в верхнеюрской — нижнемеловой формации Кутени Альберты и Британской Колумбии [Jansa, 1972].

### Железистые породы и бокситы

Как уже отмечалось в гл. 3, содержание минералов железа в мелководных отложениях в количестве, достаточном для образования промышленных месторождений, дает основание постулировать наличие хинтерланда с богатой растительностью, низким рельефом, теплым, гумидным климатом. Такая интерпретация подтверждается высоким содержанием каолинита в глинах, встречающихся в Европе в ассоциации с железняками. В настоящее время самые большие скопления каолинита отмечаются на морском дне близ побережья тропических и субтропических областей, где его образование происходило в почве под действием интенсивного химического выветривания в кислой среде.

В гл. 3 уже говорилось о распространении осадочных железных руд в Северо-Западной Европе. Такие железные руды, как шамозитовые и сидеритовые, приуроченные к песчаным отложениям, занимают значительные площади в Евразии, распространяясь на юг до внешних зон Альп — Карпат, Балкан и Кавказа. Железорудные фации обнаруживают тесную связь во времени и пространстве с распространением угленосных фаций (где сидерит обычно встречается в большом количестве в виде конкреций). Таким образом, от нижней и средней юры к верхней наблюдается уменьшение железных руд как по площади их распространения, так и по объему.

Нижнеюрские бокситы известны в Южном Узбекистане. Ронов и Хаин [1962] считают их индикатором гумидного климата. В ассоциации с морскими платформенными карбонатами они были обнаружены в ряде юрских толщ Югославии [Grubić, 1964], Греции, Турции, Ирака и Израиля. В Израиле бокситы встречаются в виде вадозного пизолита [Goldberg, Friedman, в пе-

чати]. Образование бокситов в основном приурочено к периодам поднятия и интенсивного химического выветривания в условиях теплого климата в гумидные сезоны.

### Эвапориты

Значительные скопления эвапоритов служат лучшим индикатором теплого, аридного климата. В настоящее время имеются две зоны, окаймляющие экваториальные гумидные пояса. В северном полушарии южная граница аридного пояса проходит между 15 и 20° с. ш., а северная — приблизительно от 35° с. ш. в районе Средиземного моря до 40° с. ш. в западной части Северной Америки и в Центральной Азии. В южном полушарии северная граница проходит приблизительно в районе от 15 до 20, а южная доходит до 50° ю. ш. в западной части Южной Америки. Лотце [Lotze, 1964] установил корреляцию между двумя теплыми, аридными зонами и распространением четвертичных эвапоритов.

Когда речь заходит о юрских эвапоритах, то следует начинать с Америки. В штатах Юта, Вайоминг и Южная Дакота крупные месторождения гипса байосского возраста занимают значительную площадь. Гипсы и ангидрит встречаются в келловейских и оксфордских отложениях. Мощные оксфордские отложения известны в Нью-Мексико, а менее мощные в Юте, Аризоне и Колорадо. Мощные толщи галита келловейского возраста накопились в Юте и соседних районах Айдахо и Вайоминга. Мощная толща галита и гипса занимает континентальные окраины Мексиканского залива. В штате Луизиана она известна под названием соли Луанн, а ее возраст условно датируется по спорам как триасовый — среднеюрский [Lehner, 1969]. Первый горизонт морских осадков, перекрывающий соли, верхнеоксфордский. Значительные пласты соли были обнаружены среди красноцветных пород в Юго-Восточной Мексике, где буровой скважиной была вскрыта формация Тодос-Сантос. Виньегра [Vinięgra, 1971] датирует отложения формации Тодос-Сантос как посткелловейские, докимериджские. Таким образом, соли Тодос-Сантос могут быть синхронны солям Луанн или несколько моложе. Возраст соленосных красноцветных слоев на Кубе предположительно пострэтский — докелловейский [Khudoley, Meyerhoff, 1971]. Бурением на шельфе у Новой Шотландии была вскрыта толща более или менее чистого галита (мощностью свыше 750 м), получившая название соли Арго, на которой залегает толща гипсо-ангидритов и карбонатов. Соли плохо датируются, но на основании палинологических данных их возраст определяется как раннеюрский и, возможно, доплинсбахский [McIver, 1972].

В Южной Америке известны мощные отложения гипсов и ангидрита в северной части Чили, они датируются как поздне-

оксфордские—кимериджские [Arkell, 1956]. В других районах Анд также встречаются юрские красноцветные толщи с прослоями гипса [Geyer, 1973].

В Европе возраст маломощных слоев гипса и ангидрита, приуроченных к доломиту и красноцветным породам, геттангский. Так, в Португалии эти породы, вскрытые скважинами в Аквитанском и Парижском (Пел-де-Бре) бассейнах, также датируются как геттангские [Bougoullac, Deloffre, 1969; Lefauvais-Raymond, Ногон, 1961]. В верхнеюрских, пурбекских, слоях Южной Англии ангидрит был обнаружен в кернах, а псевдоморфозы по гипсу и галиту часто встречаются и в выходах на поверхность. Гипсоносные слои Онкала в Иберийских горах северо-восточной части Испании датируются по остракодам как титонские [Кнеурег-Нааск, 1966], и их можно условно коррелировать с пурбекскими слоями. В северо-западной части ФРГ галит и гипс известны в мергелях Мюндер, считают, что их можно сравнить с нижнепурбекскими слоями Англии [Arkell, 1956], а в кимериджских и титонских слоях Аквитании, вскрытых скважинами, обнаружен ангидрит [Bougoullac, Deloffre, 1969].

В значительных количествах эвапориты имеются и в СССР. Так, в зоне, простирающейся от Кавказа на запад до Молдавии и на восток до Узбекистана, гипс впервые появляется в оксфордских и кимериджских слоях. Накопление ангидрита и гипсов на Кавказе продолжалось и в титонском веке, но галит присутствует здесь в небольшом количестве, а дальше в Туркмении и Южном Узбекистане находится крупный соляной бассейн. Здесь небольшие залежи калийных солей встречаются в ассоциации с мощными галит-ангидритовыми толщами.

В другой части земного шара, по окраинам Африканского континента, в последние годы бурением также были вскрыты большие залежи эвапоритов. Так, в южной береговой части Танзании при бурении обнаружена 2,5-километровая толща добатских гипсо- и галитоносных слоев, нижняя часть которых датируется триасом [Kent e. a., 1971]. В Тунисской Сахаре известна 600-метровая гипсоносная толща, которая залегает на триасовых слоях и перекрывается морскими батскими карбонатами, содержащими гипсы [Busson, 1967]. Нижне- и верхнеюрские гипсы и ангидриты местами встречаются в зоне, простирающейся от Марокко до Сенегала [Reyre, 1966].

И, наконец, значительные скопления эвапоритов, ангидриты Хит, были обнаружены при бурении в самой южной части Ирана, где они датируются юрой [James, Wynd, 1965].

### Эоловые песчаники

Внутренние штаты Запада США (см. гл. 6) — это единственный район, где известны типичные эоловые песчаники. Направление полосы дюн в общем отвечает району, который в то

время находился в зоне пассатов. Бигарелла и Саламуни [Bigarrella, Salamuni, 1964] определили направление палеовебра для золотых песчаников Ботукату предположительно триасово-юрского возраста в бассейне р. Параны (Южная Америка). Однако возраст этой формации теперь считают меловым.

### Известняки

Если учесть распространение современных карбонатных отложений, то наличие мощных толщ известняков в целом можно считать показателем теплового климата, а их отсутствие будет указывать на холодный климат. Если первая интерпретация вполне разумна, то вторая в качестве общего вывода вызывает сомнение, поскольку накопление карбонатов в противоположность накоплению терригенно-обломочных пород контролируется в первую очередь так называемым тектоно-седиментационным режимом. Например, южное побережье Персидского залива — это район карбонатного осадконакопления, чего нельзя сказать о северном побережье, где сказывается влияние дельтовой системы Тигра и Евфрата, хотя климат здесь повсеместно аридный. Осадконакопление карбонатов в окрестностях Южной Флориды и Юкатана в направлении дельты Миссисипи сменяется отложениями песка, ила и глины в пределах одного и того же широкого пояса гумидного климата. Более того, циркумтихоокеанские эвгеосинклинали и в высоких и в низких широтах — это зоны распространения вулканогенно-обломочных и кварцевых обломочных пород.

Основная область ранне- и среднеюрского карбонатного осадконакопления приурочена к району Средиземноморья и простиралась на восток в Саудовскую Аравию и Южный Иран, т. е. согласно реконструкции континентов, принятой в нашей книге, вдоль западной и южной границ западной части Тетиса. В поздней юре границы этой области расширились в западном направлении в Центральную Америку и в северном — в южную часть Евразии, что сопровождалось ослаблением роли терригенно-обломочных фаций; переход от «черной» и «бурой» к «белой» юре, согласно старой немецкой классификации, это не чисто локальное явление.

### Фосфаты

Концентрация фосфоритовых («коллофановых») конкреций обусловлена в первую очередь медленным осадконакоплением в умеренно мелководных морских условиях. Современные скопления фосфоритов приурочены, вероятно, к зонам апвеллинга\*,

---

\* Апвеллинг — зона подъема глубинных вод. Наиболее характерны такие зоны вдоль западных побережий материков.— *Прим. пер.*

связанного с дивергенцией, например у западного побережья пояса пассатов, это дало основание Ронову и Хаину [1962] заключить, что увеличение концентрации фосфоритовых конкреций к верхам юры, наблюдаемое, скажем, в конденсированных разрезах волжских отложений Русской платформы, означает переход к более аридному климату.

### Тиллиты

В отличие от отложений других геологических систем в юрских типичные тиллиты выявлены не были. Выдвинутое ранее предположение о том, что псефиты Земли Виктория в Восточной Антарктиде (получившие название тиллиты Моусон) ледникового происхождения, было убедительно опровергнуто Борнсом и Холлом [Borns, Hall, 1969], а затем Боллонсом и Уоттерсом [Ballance, Watters, 1971]. Было установлено, что псефиты—вулканогенные породы ранне- или среднеюрского возраста. Возможно, это вулканическая брекчия, образование которой произошло в результате взрыва при экструзии.

Чечиони [Cecioni, 1958] считал, что следует относиться скептически также к находкам позднеюрских тиллитов в Патагонии. Отсутствие такого основного критерия, как «валунная мостовая», и наличие фации флишевого типа — показатели осадконакопления в условиях тектонической неустойчивости, а образование рассматриваемых отложений, вероятно, произошло под действием грязевых потоков.

### Анализ данных

Так как фаунистические данные с полной очевидностью показывают, что теплый климат в юрском периоде господствовал на значительно большей, чем в настоящее время, территории, слабое развитие или отсутствие известняков в юрских зонах высоких широт следует объяснять не низкотемпературными условиями, а иными факторами, которые были рассмотрены ранее. Ограничение Тетической областью географического распространения известковой фации в ранней юре также не обязательно означает, что климат в то время был холоднее.

Преобладание в оксфордском веке в южной части Евразии известковой фации за счет терригенно-обломочной и железистой разумнее объяснять вековым поднятием уровня моря, постулированным в гл. 8. Поскольку эпиконтинентальные моря занимали большие площади, соответственно сократились площади областей сноса песка, глин и железосодержащего материала.

Такая интерпретация оказала влияние и на вывод, сделанный советскими исследователями [Ронов, Хаин, 1962; Strakhov, 1967] о том, что климат в позднеюрскую эпоху был более аридным, чем на ранних этапах этого периода. Справедливость этого

вывода зависит в первую очередь от правильной оценки роли эвапоритов при определении климатических условий.

На рис. 9.1 показано, что область распространения юрских эвапоритов попадает в диапазон широт, аналогичный тому, который в настоящее время определяется северной и южной границами теплых аридных зон. Однако в отличие от современной картины, когда аридные зоны разделены экваториальной гумидной зоной, пояс распространения юрских эвапоритов протягивался по западной границе Тетиса и пересекал экватор от Туниса до Ирана и Танзании.

Хотя, как указывают Ронов и Хаин, количество эвапоритов (и карбонатов) в верхнеюрских отложениях несколько возрастает по сравнению с ниже- и среднеюрскими, широтный диапазон их распространения вряд ли увеличивается. Более того, есть основания сомневаться в том, действительно ли наличие эвапоритов обязательно дает возможность судить об аридности климата в широком региональном масштабе. Рассмотрим, например, геттангские ангидриты из Северо-Западной Франции, которые фактически обнаружены севернее коррелируемой с ними угленосной фации в Юго-Восточной Европе. И аналогично нижекемериджские железняки Абботсбери и эвапоритоносные пурбекские слои Дорсета отделены во времени периодом в несколько миллионов лет. Можно ли только на этом основании говорить о значительных изменениях климата в Южной Англии? Детальное изучение осадков, накопление которых происходило на окраине континента, например пурбекские слои и Главная эстуариевая серия, вскрывает наличие сложных условий, варьирующих от солоновато- и пресноводных до бассейнов повышенной солености (см. гл. 4). Когда речь идет о странах Нового Света, то справедливо будет отметить, что в Южной Мексике ниже- и среднеюрские угленосные отложения перекрываются верхнеюрскими соленосными образованиями, но обратная картина наблюдается в северной части Внутренних штатов Запада США.

В Южном Израиле осадочная толща начинается нижеюрскими ангидритами и строматолитовыми карбонатами и сменяется вверх по разрезу средне- и верхнеюрскими песчаниками с несколькими тонкими пропластками углей, свидетельствующими о переходе от условий себх к речным и к соляным маршам\* [Goldberg, Friedman, в печати]. В работе Гольдберга и Фридмана дано сравнение этого региона с районом современного побережья Мексиканского залива. В тексасской Лагуна Мадре климат аридный, здесь происходит накопление гипсов, в то время как в Луизиане климат гумидный и широко распространены соляные марши. Следовательно, наблюдаемая вверх по разрезу юры в Израиле смена одних отложений другими

\* Соляной марш — засолоненное приморское болото.— *Прим. пер.*

также указывает на изменение климата от аридного к гумидному. Такой вывод приемлем для объяснения как локальных изменений, так и противоположной ситуации в Южной Англии, однако следует помнить, что приток пресных вод из крупной реки в аридный район будет препятствовать отложению эвапоритов и карбонатов и благоприятствовать местному развитию быстро исчезающих болот. Вывод о существовании региональных климатических поясов можно сделать с уверенностью лишь на основании данных о наличии мощных широко распространенных отложений, которые принято считать хорошим индикатором климата.

Довольно часто эвапориты встречаются на окраинах карбонатных платформ или банок, а угольные пласты служат их паралическим аналогом в условиях накопления терригенно-обломочных осадков. Площадное распространение эвапоритов в Южной Евразии в позднеюрскую эпоху, вероятно, отвечает распространению известняков. Фактически наличие эвапоритов может быть в равной степени обусловлено и местными условиями осадконакопления, и региональным характером климата. Шоу [Shaw, 1964] убедительно показал, что в пределах мелкого эпиконтинентального моря при отсутствии большого притока пресных вод с суши должен наблюдаться сдвиг в сторону повышения солености. В определенных условиях это могло бы благоприятствовать осаждению слаборастворимых солей, причем наличие аридного климата не является обязательным условием. Ронов и Хаин аргументировали повышение аридности в позднеюрскую эпоху присутствием фосфоритов, но и этот вопрос остается открытым. Безусловно, справедливо, что в Англии фосфоритовые стяжения и фосфоритизированная фауна более широко распространены в волжских и меловых морских отложениях, чем в более древних, что можно сказать и о глауконите, который обычно встречается в ассоциации с ними. Однако Кейси [Casey, 1971] предпочитает интерпретировать это как результат изменения океанической циркуляции, обусловленной раскрытием Северной Атлантики и поступлением холодных вод из глубокого океана на западное побережье Евразии.

Несмотря на то что в настоящее время имеется еще недостаточно оснований, чтобы судить о значительных изменениях климата в течение юрского периода, можно уже говорить о существенных региональных изменениях. Так, угольные пласты встречаются в основном в восточных районах Лавразии и Гондваны, а эвапориты — в западных. Наиболее обоснованные данные об аридных условиях имеются по Внутренним штатам Запада США, где встречаются и золотые песчаники, и мощные толщи эвапоритов, включая галит. Образование мощных отложений галита, таких, например, как в штате Юта, на побережье Мексиканского залива и в Узбекистане, было, вероятно, субаквальным и происходило в надприливных или внутренних бас-

сейнах, и их следует рассматривать как хороший индикатор теплых, аридных условий. По-видимому, это относится и к мощным отложениям гипса.

Таким образом, мы подошли к выводу о существовании западного аридного пояса и двух восточных гумидных поясов; такой же вывод сделала Робинсон [Robinson, 1971] для триаса на основании аналогичной картины распространения углей и эвапоритов. Поэтому вполне уместно использовать ее интерпретацию планетарного распределения климата и для юры.

Учитывая влияние климата Евразийского континента при создании условий для возникновения муссонов на юге, Робинсон высказала предположение о том, что аналогичное влияние могли оказывать два суперконтинента — Лавразия и Гондвана. Так, воздушные массы, достигнув восточных участков средних и низких широт, могли приносить летние дожди муссонного типа, а сухой жаркий сезон должен был наступать зимой, когда воздушные массы направлялись в сторону моря. Значительно менее гумидный климат должен быть в центральной части, на западе этих суперконтинентов, так как преобладающие восточные ветры должны были проходить значительное расстояние над сушей, когда воздушные массы направлялись в сторону экватора и не могли высвобождать влагу, если бы на их пути не было гор. Угли образовались в восточной полуостровной части суши в средних и высоких широтах, где температура была более умеренной, а дожди не строго сезонными, так как находились под влиянием западных и полярных восточных ветров.

Эта интерпретация дает основание для интересного вывода о том, что Северный Иран с его угленосной формацией Шемшак является сопредельной территорией скорее с Лавразией, чем с Гондваной, что подтверждает аналогичный вывод, основанный на распространении фауны (см. гл. 7). Барнард [Barnard, 1973] указывал на наличие на севере родственных элементов среди растительных остатков формации Шемшак из района Керман и считал, следовательно, что этот регион не мог быть отделен Тетисом от Евразии. И действительно, хотя рассматриваемый регион находится в Южном Иране, он лежит севернее зоны разлома Загрос и по геологическому строению является частью Северного Ирана.

### ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА

Энтузиазм, с которым была подхвачена идея определения палеотемператур по отношениям изотопов кислорода, вскоре сменился разочарованием, по крайней мере когда речь шла о мезозое, из-за наличия разных факторов, осложняющих интерпретацию, что в результате дает недостоверные результаты.

При масс-спектрометрическом определении  $\delta^{18}\text{O}$  по ископаемым раковинам необходимо сделать три основных допущения,

чтобы с уверенностью преобразовать это значение в температуру воды. Предполагается, что изотопный состав морской воды был таким же, как и в настоящее время. Доказать это, по-видимому, нельзя, но можно принять в качестве первого приближения. Исследователь по крайней мере может поручиться за то, что соответствующая фауна обитала в нормальных морских условиях, так как это устанавливается по наличию стеногалинных организмов. Поступление пресных вод с суши обычно приводит к уменьшению значений  $\delta^{18}\text{O}$  благодаря выделению изотопов, так как вода испаряется и в конце концов выпадает на суше в виде дождя. Это дало бы неубедительно высокие значения температуры. Установлено, что понижение солености на 5‰ в неледниковые эпохи соответствует изменению температуры приблизительно на 5°C, если выразить это как изменение отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  [Epstein, Mayeda, 1953].

Второе предположение сводится к тому, что в выделяемом организмами кальците изотопы находились в равновесном соотношении с морской водой. Проводимые ранее исследования показали, что это явно неприемлемо для некоторых групп организмов, например кораллов и морских ежей, но на моллюсков физиологическое фракционирование оказывает незначительное влияние, поэтому в результате их и стали использовать в качестве основного материала для анализа.

Третье предположение: изотопный обмен после осаждения кальцита пренебрежимо мал. Изотопный обмен с грунтовыми водами после осадконакопления обычно приводит к неубедительно высоким значениям температуры, потому что по сравнению с морской водой грунтовые воды обычно сравнительно бедны  $^{18}\text{O}$ . Среди указанных трудностей это наиболее серьезная, и такую поправку не всегда легко ввести, так как изотопный обмен может происходить и не проявляясь в виде явной перекристаллизации.

В ранних работах по юрской фауне, сводка которых дана Боуэном [Bowen, 1966], речь шла исключительно о кальцитовых рострах белемнитов, так как считалось, что это остатки стеногалинных моллюсков и что они мало изменились после осадконакопления. Уже тогда было ясно, что это исследование оставляло желать лучшего, поскольку довольно смелые выводы делались на основании единичных определений отдельных музейных образцов из разных далеко удаленных друг от друга частей земного шара. Хорошей иллюстрацией для лучшего понимания палеоклиматов юры служит статья Боуэна [Bowen, 1961] о роли изучения изотопов кислорода в остатках белемнитов.

Боуэн отмечал, что диапазон средних температур от тропиков до Южного и Северного полюсов в настоящее время составляет около 50°C, что значительно больше диапазона в 17°C, определенного по юрским белемнитам всего земного шара. Представляется странным, что Боуэн забыл указать, что он сравни-

вал температуру воздуха с температурой воды. Кроме того, по одному белемниту из келловейских отложений Аляски получили температуру 16°C, что ниже данных по материалу из Европы (где температура варьирует в основном от 20 до 30°C). Считали, что этот единственный результат подтверждает наличие более холодных условий в районах, близких к полюсу. Самую низкую температуру 15,9°C, однако, дал образец из Новой Гвинеи! Почему это так — не объяснялось, как не разъяснялся тот факт, что минимальная температура для Западной Австралии, которая на несколько градусов ближе к Южному полюсу, была 18,5°C. Боуэн получил ряд значений выше 30°C, что приблизительно соответствует верхнему пределу любой разумной модели температуры воды, но не дал оценки значимости этих результатов.

То, что Боуэн не учитывал изменения, возникшие после осадконакопления, очевидно из его попытки определять среднюю температуру по показаниям, полученным для разных районов и горизонтов. Если диа- или эпигенетические изменения могут служить причиной неправдоподобно высоких значений, то использование таких средних значений бессмысленно. Этот факт был отмечен Стивенсом и Клейтоном [Stevens, Clayton, 1971] при тщательном изучении белемнитов Новой Зеландии. Определенные ими мнимые температуры попадали в диапазон от 15 до 37°C, и часто оказывалось невозможным с помощью только визуального изучения определить, каким образом материал претерпел наибольшие изменения. Они решили в качестве достоверных данных использовать лишь минимальные температуры.

На основании очень полного обзора литературных данных Стивенс и Клейтон по-новому интерпретировали сделанные ранее определения палеотемператур для юры Европы, исходя из минимальных значений, которые принимаются за истинные (рис. 9.2). Пересмотренные определения дают следующую картину: температурные минимумы падают на геттанг—синемюр и поздний байос (СССР, ФРГ) и келловей—оксфорд (только СССР), а максимумы соответствуют тоару—аалену (ФРГ) и кимериджу—титону (СССР). Значительное расхождение приведенных результатов по СССР и ФРГ не воодушевляет, более того, пересмотренные данные противоречат предположению Боуэна [Bowen, 1966] о понижении температуры с оксфорда до кимериджа.

Фабрициус с соавторами [Fabricius e. a., 1970] на основании изучения различных кальцитовых органических остатков и карбонатных отложений поздне триасового и раннеюрского возраста Альпийской области четко показали, как использование средних, а не минимальных температур в качестве достоверных приводит к разной интерпретации. Так, было установлено неуклонное понижение температуры от приблизительно 25 в норрийских кровельных известняках до 18°C для геттанг—синемюрских при последующем повышении ее в позднеплинсбахское

время. Эти результаты можно сопоставить с предположением Фабрициуса [Fabricius, 1966] о том, что прекращение роста коралловых рифов в конце триаса было вызвано похолоданием климата, хотя, как показано в гл. 5, более убедительное объяснение можно дать, если учесть тектоническое погружение.

Если же мы используем минимальные, а не средние значения, то получим самую низкую (16,5°C) температуру для норрийского времени, самую высокую (20,3°C) для позднего плинсбаха и среднюю (19,2—17,5°C) для геттанга—синемюра. Эти

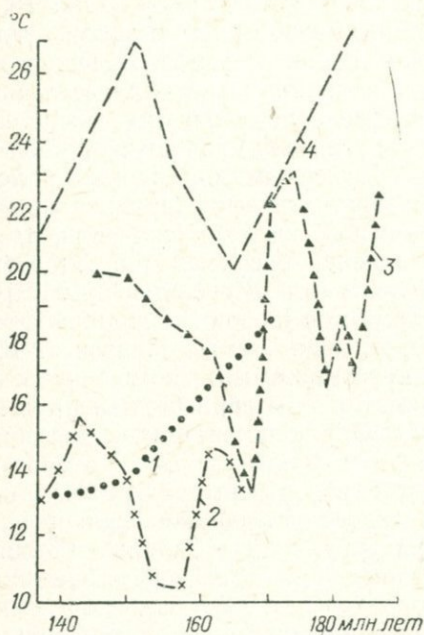


Рис. 9.2. Минимальные изотопные температуры, полученные на основании определения анализа изотопов кислорода в ростках белемнитов. Заимствовано из работы Стивенса и Клейтона [Stevens, Clayton, 1971].

Температура: 1—3 — минимальная (1 — для Австралии и Новой Гвинеи, 2 — для СССР, 3 — для юга ФРГ [Fritz, 1965]); 4 — средняя для Европы [Bowen, 1961; Dorman, 1968].

новые данные противоречат не только домыслам Фабрициуса, но и результатам по южной части ФРГ, показанным на рис. 9.2.

Еще одна трудность возникает, если мы обратимся к работе Лонгинелли [Longinelli, 1969], где определяются изменения  $\delta^{18}\text{O}$  в последовательных слоях роста ростров белемнитов. Раньше считали, что равномерные изменения значения  $\delta^{18}\text{O}$  отражают циклические изменения температуры на несколько градусов Цельсия, что можно было интерпретировать или как сезонные изменения на том же участке, или как сезонную миграцию белемнитов из более теплых в более холодные воды. Кроме того, считали, что такая строгая цикличность — хороший показатель минимальных деформаций после осадконакопления. Однако Лонгинелли обнаружил циклические изменения роста белемнитов при повышении «температуры» до 30 и даже 40°C. Так как эти результаты были явно неверными в случаях, когда речь

шла о первоначальной температуре воды, то пришли к выводу, что цикличность колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  сама по себе не служит критерием отсутствия изменений в период после осадконакопления.

Йордан и Сталь [Jordan, Stahl, 1969, 1970] предложили решить проблему изменения, возникающего после осадконакопления, путем изучения материала арагонитовых и кальцитовых раковин, встречающихся вместе в одних и тех же отложениях. Они многосторонне и детально изучили несколько юрских аммонитов из ФРГ и Польши, которые не растворились и не перекристаллизовались в кальцит после осадконакопления, что обычно имеет место. При определении «температуры» плинсбахских аммонитов они получили значения от 14,4 до 37,8°C, причем более высокие значения отвечали более высокой степени кальцификации и, следовательно, их можно отвергнуть как неправильные. Особый интерес вызвал экземпляр незначительно кальцифицированного келловейского *Quenstedtoceras* из Польши; многочисленные определения «температуры» материала септ и внешней стенки дали значения от 7,7 до 17,1°C.

Низкие значения температуры рассматривали как показатель холодного климата, обусловленного келловейской «бореальной трансгрессией», но низкие значения были получены и по байосским устрицам (12,2; 15,5°C), и по *Gresslya* (11,9; 11,2°C). Насколько можно судить по другим данным о среднеюрском климате Европы, эти цифры представляются аномально низкими, поэтому возникает вопрос, нет ли здесь влияния избирательной реакции организмов на окружающую среду. Такое различие было установлено между аммонитами и *Inoceramus* в арагонитовом материале хорошей сохранности из меловых отложений Внутренних штатов Запада США [Tourtelot, Rye, 1969]. Исследование такого же масштаба и детальности на юрском материале из Европы могло бы также показать несостоятельность использования только одних белемнитов для получения достоверных данных.

Однако Тану с соавторами [Tan e. a., 1970] удалось получить климатически оправданные значения в 20—25°C для белемнитов, встречающихся совместно с аммонитами в келловейских отложениях Скай (по аммонитам получают температуру от 5 до 9°C и выше). В настоящее время наиболее детальное изучение изотопов кислорода (и устойчивого углерода) у белемнитов было выполнено Спитом с соавторами [Spaeth e. a., 1971]. Они получили многочисленные данные по разным частям раковин двух байосских *Megateuthis* из ФРГ, по арагонитовому фрагменту и по кальцитовому роstrу. При этом обнаружилось значительное различие: до 5  $\delta^{18}\text{O}$  и 14‰  $\delta^{13}\text{C}$  для роstrа и фрагмента соответственно. Циклические изменения были установлены в слоях роста, состоящих почти наверняка из вторичного кальция, при жизни моллюска исходный материал этого образования

представлял собой кристаллы, имеющие губчатый облик. Если кальцит дает температуру от 9 до 25°C, то значения по арагониту для того же образца имеют еще более широкий диапазон от 14 до 43°C.

Это исследование, если бы его можно было подтвердить, нанесло бы серьезный удар по геотермометрии юры с помощью изотопов кислорода, хотя мы уже и так не возлагаем больших надежд на этот метод. Чем более тщательно проводится исследование, тем больше возникает трудностей. При сочетании анализа с помощью устойчивых изотопов углерода и изотопов кислорода можно было бы вскрыть причины биохимических различий между организмами или внутри их либо выявить режимы солености краевых морей и лагун [Tan, Hudson, 1974 г.]. Однако маловероятно, что с помощью изотопов кислорода можно получить более полную информацию о климатах юры, чем на основании изучения фауны и осадков.

### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Данные, рассмотренные в начале главы, убедительно подтверждают, что общее предположение о наличии в юре более теплого, более ровного климата, чем в настоящее время, полностью оправданно. Тропическая и субтропическая зоны были более широкими, чем в настоящее время, а в полярных областях был умеренный климат и не существовало ледникового покрова. Зоны перехода от восточных ветров к западным, вероятно, проходили на несколько градусов ниже полюсов, чем ныне. Шварцбах [Schwarzbach, 1964] подсчитал, что разница температуры воздуха на поверхности в направлении от тропиков к полярным областям на земном шаре, свободном от ледяного покрова, вероятно, была около 22, а в наши дни 42°C. Такое понижение меридионального температурного градиента должно было привести к ослаблению интенсивности зональных ветров. Так как о системе течений на поверхности океана можно судить в основном по этим ветрам, то течения соответственно были, вероятно, более медленными.

Чтобы закончить эту главу, мы вкратце рассмотрим предполагаемую систему юрских океанических течений.

Люендык с соавторами [Luyendyk e. a., 1972] попытались экспериментально смоделировать систему циркуляции для свободного от льда северного полушария для середины мелового периода, используя модель планетарных вихрей скорости. Так как очертания континентов в это время и в поздней юре резко не различались, то с тем большей уверенностью можно использовать полученные основные результаты для более древнего периода.

При наличии непрерывного экваториального океанического пояса, отделяющего Лавразию от Гондваны, основной особен-

ностью системы циркуляции до 20° с. ш. является зональное меридиональное тетическое течение. К северу от него, и в Тихом океане, и в Северной Атлантике, развиваются смещающиеся по часовой стрелке вихри. В Атлантике даже в это время течение Гольфстрим, замкнутое на севере, доходило до Ньюфаундленда, прежде чем повернуть на восток.

В начале юры, конечно, не могло существовать никакого опоясывающего земной шар тетического течения. До начала раскрытия Атлантики текущие на запад «экваториальные» воды, вероятно, смещались сушей и на север, и на юг у западной оконечности Тетиса, чтобы затем повернуть обратно на восток в виде поверхностных противотечений, располагавшихся ближе к побережью океана. Судя по незначительной разнице температур экваториальных и полярных вод, вряд ли перенос вод поверхностными течениями из одной широтной зоны в другую мог оказать значительное влияние как на распространение фауны, так и на местные особенности климата.

## БИОГЕОГРАФИЯ МОРСКИХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ

Со времени первого исследования Неймайра [Neumayr, 1883] считалось почти общепринятым, что многие представители юрских морских беспозвоночных по своему распространению не являются космополитными. Понимание причин провинциальной дифференциации фауны до сих пор остается одной из загадок, требующих разрешения.

Хорошие сводки, обобщающие более ранние работы по провинциальной принадлежности, имеются у Аркелла [Arkell, 1956], Имлея [Imlay, 1965] и Стивенса [Stevens, 1967]. В нашей книге мы так же, как Аркелл, используем термины область для основных подразделений и провинция для более мелких частей этих подразделений. На основании распространения аммонитов Аркелл выделил три области: Бореальную, Тетическую и Тихоокеанскую. Поскольку Тихоокеанская область была выделена на основании присутствия только нескольких аммонитов в фауне, где преобладали тетические элементы, то лучше рассматривать ее как подразделение более низкого ранга и считать провинцией Тетической области [Hallam, 1969a, 1971b]. Бореальная область хорошо выделяется по аммонитам и белемитам, а что касается других групп, то здесь наблюдается скорее отсутствие типично тетических фаун, а не наличие собственных, характерных для нее родов. Следует также отметить, что некоторые группы аммонитов были относительно космополитными.

Ввиду исключительной сложности этой темы нам следует отказаться от поверхностных объяснений и примириться с ошибочностью имеющихся данных. Наиболее богатые коллекции фауны собраны в Европе, но даже и на этом континенте все еще делаются новые важные находки и продолжается переоценка существующих данных. Систематика многих групп фауны недостаточно разработана, однако и в тех случаях, когда имеется большое количество данных, возникает масса разногласий из-за субъективной оценки материала. Более того, когда речь идет о возрасте особей, их относительном количестве и биолитофациях, к которым фауна приурочена, то данные в основном очень скудные или вообще отсутствуют.

Самая богатая информация имеется по аммонитам, что объясняется в основном их стратиграфическим значением, которое и привлекло внимание многих специалистов. Однако, очевидно, не все они учитывали широкий диапазон морфологической изменчивости, проявляющейся у современных видов, которые, как известно, образуют генетически разрозненные сообщества, или не принимали во внимание возможность полового диморфизма. Вследствие этого род считали самым низким таксономическим подразделением, которое можно надежно использовать при межконтинентальной корреляции.

Но даже и род может оказаться ненадежным, так как некоторые из них были выделены на основании скудного материала палеонтологами, плохо знакомыми с литературными данными или музейными коллекциями. Четкое представление о точном стратиграфическом положении рода часто также отсутствовало. Однако если считать, что большинство описанных таксонов являются надежными, то к их интерпретации следует подходить с еще большей осторожностью, так как основные факторы среды не всегда оставляют след в стратиграфической летописи. По меньшей мере эти интерпретации могут служить стимулом для многочисленных исследований, проводить которые все еще необходимо.

### БОРЕАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область занимала северную часть северного полушария и лучше всего определяется распространением следующих семейств и подсемейств аммонитов:

Волжские	Craspeditidae
	Virgatitidae
Кимериджские	Dorsoplanitidae
Оксфордские	Aulacostephaninae
Келловейские	Cardioceratinae
	Kosmoceratidae
Батские	Arctocephalitinae
Байосские (верхнебайосские)	Arctocephalitinae
Плинсбахские	Arctocephalitinae
	Amaltheidae
	Liparoceratidae

В целом южная граница распространения этих семейств в Европе приблизительно проходит через Южную Европу, а в районе северной части Тихого океана она отвечает зоне, которая прослеживается через Северную Калифорнию, между Японией и Восточной Сибирью. Однако смена фаун по этой границе постепенная, и, следовательно, трудно прийти к общему мнению относительно ее точного положения в какое-то определенное время. Более того, эта граница изменялась во времени (рис. 10.1). Так, например, в келловее (особенно в позднем) и раннем оксфорде бореальные аммониты распространились

далеко в Южную Европу (бореальное распространение, по Аркеллу), но затем в позднем оксфорде произошло отступление их назад в Северную Европу (это скорее бореальное отступление, а не расширение Тетической области, как считал Аркелл; см. [Сагиоц, 1973]).

Аналогичная миграция фауны установлена и в Северной Америке. Картина, вероятно, более сложная, чем та, которую представлял себе Аркелл, так как ареал совместного сущест-

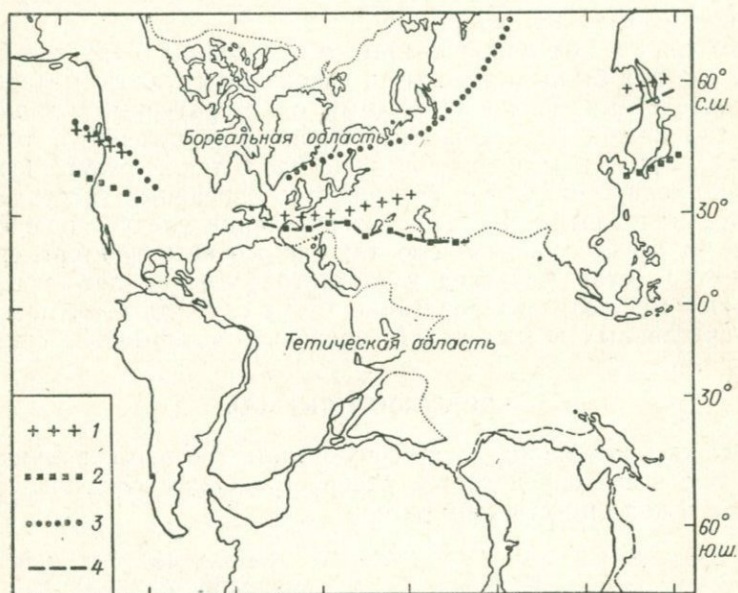


Рис. 10.1. Приблизительное положение границ Тетической и Бореальной областей в титон-волжском (1), келловейском (2), батском (3) и плинсбахском (4) веках.

вования бореальных и тетических форм неоднократно изменялся. Верхнебайосские и батские бореальные аммониты не были известны в то время, когда Аркелл писал свою обзорную работу; они встречены в основном в арктических регионах. Бесспорно бореальная фауна аммонитов впервые четко выявляется в плинсбахе благодаря распространению семейства *Amaltheidae*, а в конце ранней юры обособление бореальных аммонитов не наблюдается [Howarth, 1973]. Типично бореальная фауна снова появляется в средней юре, достигая максимального развития в батском веке, затем эта четкость в среднем и позднем оксфорде несколько стирается, а к концу периода, в титонском и волжском веках, вновь достигает экстремального развития. Появление новых элементов происходило периодически за счет

Тетической области; *Aulacostephaninae* и *Dorsoplanitidae* — это две группы, имеющие тетических предков.

Что касается других моллюсков, то белемниты обнаруживают четкую дифференциацию после бат-келловейского века, о чем можно судить по семейству *Cylindroteuthidae* [Stevens, 1965, 1973]. В начале келловея это семейство мигрировало на север, что соответствует времени бореального распространения аммонитов.

Типично бореальные элементы, не считая моллюсков, в целом задокументированы значительно хуже, однако Эгер [Ager, 1967] отмечал, что в Европе в плинсбахском веке такие роды брахиопод, как *Tetrarhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyris*, *Zeilleria* с развитыми зубными пластинами и ребристые *Spiriferina*, характеризуются в основном бореальным или внесредиземноморским распространением. Они редко встречаются или отсутствуют в двух зонах, выделенных Эгером в пределах Средиземноморской области: присредиземноморской и внутрисредиземноморской, хотя элементы этой фауны и встречаются в Испании и Марокко. Фораминиферы в Европе к северу от Тетиса представлены нодозаридами и многими простейшими родами песчаных фораминифер; после средней юры периодически появляются многочисленные представители таких родов, как *Epistomina* и *Ophthalmidium* [Gordon, 1970].

Существуют признаки провинциальных различий фауны аммонитов по направлению с севера на юг. Кариу [Cariou, 1973] отделяет Бореальную провинцию в келловее и оксфорде Арктики, для которой характерно преобладание семейства *Cardioceratidae*, от Суббореальной провинции, где в келловее преобладают космоцератиды, а в оксфорде встречаются многочисленные перисфинктиды. Цейс [Zeiss, 1968] аналогичным образом выделил в Бореальную провинцию, охватывающую Северную Европу, Гренландию, Северо-Восток СССР и Восточную Европу, позднекимериджскую (ранневолжскую) фауну, например *Pavlovia*, *Dorsoplanites*, *Laugaites* и *Subdichotomoceras*, а роды *Pectinatites*, *Gravesia*, *Virgatites* и *Zaraiskites* отнес к Суббореальной провинции, захватившей Западную и Восточную Европу. Раннекимериджская северная фауна характеризуется наличием *Amoebites*, а более южная — *Aulacostephanus* и *Rasenia*.

### ТЕТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Фауна Тетической области, занимающей остальную часть земного шара, в целом более разнообразна, чем фауна Бореальной области. Многие группы животных, такие как литуолидные фораминиферы, тинтинниды, радиолярии, гидроидные и рудисты, совместно с такими водорослями, как дазикладацеи, в основном или полностью приурочены к Тетической области; здесь кораллы и губки более многочисленны и разнообразны, чем

в Бореальной области. То же можно сказать об аммонитах.

Филло- и литоцератида давно считаются характерными элементами фауны древнего Тетиса, но это не означает, что они широко представлены во всех тетических фаунах, спорадически они встречаются также в Бореальной области. К другим характерным группам, которые появляются в средней юре и встречаются выше по разрезу, относятся Орпелииды и Нарлоцератины. Кроме них следующие семейства и подсемейства распространены преимущественно или исключительно в Тетической области:

Титонские	Berriasellidae Spiticeratinae
Кимериджские	Virgatosphinctinae Aspidoceratinae Ataxioceratinae Virgatosphinctinae Streblitinae Simoceratidae
Оксфордские	Taramelliceratinae Aspidoceratinae Ochetoceratinae
Келловейские	Taramelliceratinae Peltoceratinae Aspidoceratinae Reineckiiidae Hecticoceratidae
Батские	Macrocephalitidae Sphaeroceratidae Clydoniceratidae Tulitidae
Байосские	Zigzagiceratinae Morphoceratidae
Тоарские	Hammatoceratidae Leptosphinctinae
Плинсбахские	Hammatoceratidae Bouleiceratinae
Синемюрские и геттангские	Hildoceratidae Dactylioceratidae Juraphyllitidae Ectocentridae

К типичным тетическим белемнитам, начиная с келловея, относятся *Belemnopsis*, *Hibolithes* и *Conodiocoelites*, в титоне они встречаются совместно с *Duvalia*, хотя первые представители семейства *Duvaliidae* появляются в тоарских отложениях Арктики [Stevens, 1965, 1973]. Еще одним тетическим элементом среди колеонидей являются *Atractites*, которые продолжают существовать в ранней юре.

Некоторые двустворчатые моллюски встречаются лишь в мелководных известняках на южных окраинах западной части Тетиса. В нижней юре это *Lithiotis*, *Opisoma*, *Daharina* и *Gervilleioperna*. Позднеюрские рудисты *Diceras* — также характерные тетические представители.

Типично тетическими являются гастроподы *Discohelix* [Wendt, 1969], *Nerinea* [Imlay, 1965; Ziegler, 1967] и *Purpuroidea*. Почти наверняка имеются и другие представители, но поскольку состояние систематики гастропод оставляет желать лучшего, пока нет оснований для широких обобщений.

Своеобразное семейство *Pygoridae* Эгер [Ager, 1967] приводит в качестве примера, наиболее типичного для тетических брахиопод, но следут отметить и редкие находки *Pygore* в верхнеюрских слоях Восточной Гренландии. Далее, в Европе и Северной Африке известны такие тетические брахиоподы, как ребристые теребратулиды (например, *Hesperithyris* в нижней юре и *Flabellithyris* и *Eudesia* в средней), сулькатные теребратулиды, аксиниформные *Zeilleria*, ринхонеллиды *Cirpa* и *Prionorhynchia* и некоторые гладкие *Spiriferina*, например *S. alpina*.

В зоне мелководных карбонатов на южном побережье Тетиса, протягивающейся от Средиземноморья до Ближнего Востока, типичная фауна фораминифер представлена песчаными формами со сложным внутренним строением, а именно: *Lituoliidae*, *Pavonitidae* и *Dicyclinidae*. К типичным родам относятся *Orbitopsella* и *Lituosepta* (ранняя юра), *Kilianina*, *Meyendorffina* и *Orbitamina* (средняя юра) и *Kurnubia* и *Pseudocyclamina* (поздняя юра) [Gordon, 1970; Hottinger, 1971].

### Провинции

Тетическая фауна имеет в основном космополитное распространение даже на уровне вида, но в то же время здесь больше признаков провинциальной принадлежности, чем у бореальной фауны, что частично может быть обусловлено несколько большими размерами акватории Тетической области.

На основании распространения средне- и позднеюрских аммонитов делались попытки отделить Субсредиземноморскую провинцию от Средиземноморской. В кимериджской и титонской фауне первой провинции, простирающейся от юга Польши через юг ФРГ и Францию до Португалии, оппелииды и перисфинктиды преобладают над филлоцератидами, а в Средиземноморской провинции наблюдается обратная картина [Geyer, 1961; Ziegler, 1963; Zeiss, 1968]. В нижнем титоне Субсредиземноморской «провинции» встречены разнообразные *Hyboniticeras*, *Gravesia*, *Taramelliceras*, *Lithacoceras*, *Sutneria*, *Aspidoceras* и *Glochiceras*, менее распространены филло- и литоцератиды. В расположенной южнее Средиземноморской «провинции» фауна не столь разнообразна, здесь встречается лишь несколько родов, например *Simoceras*, *Berriasella* и *Haploceras* в ассоциации с многочисленными филло- и литоцератидами [Zeiss, 1968]. Однако это обусловлено не простой зависимостью от широты: в одном и том же районе наблюдается сосуществование различной фауны на разных уровнях. Такой факт вызывает некоторое сомнение

в истинности «провинциальной принадлежности» фауны. Карну [Carnou, 1973] установил сходную картину распространения аммонитов в келловее и оксфорде.

Эгер [Ager, 1967] также отмечал региональные различия в комплексах раннеюрских брахиопод (особенно плинсбахских) в основном в этом же регионе. Сравнительно небольшая Средиземноморская «провинция», включающая Южные и Восточные Альпы, Приадриатические районы, Юго-Восточную Испанию и Северную Африку (т. е. южное побережье юрского Тетиса), характеризуется наличием сулькатных теребратулид, аксиниформных *Zeillera*, *Propygope* и преобладанием *Prionorhynchia* и гладких спириферид. Некоторые тетические брахиоподы имеют более широкое распространение и заходят в Северо-Западную Европу. К ним относятся циноцефалоидные ринхонеллиды, *Prionorhynchia* и *Cirpa*, которые в более северных районах являются второстепенными. Согласно Стивенсу [Stevens, 1965, 1973], европейская часть Тетиса в оксфорде и кимеридже отличалась от других регионов наличием *Hibolithes* и отсутствием *Belemnopsis*.

Несмотря на то что в основном фауна Восточной Африки, Мадагаскара, Среднего Востока и северо-западной части Индийского субконтинента очень напоминает хорошо изученную фауну Европы даже на уровне вида, все же имеется достаточное количество представителей фауны, распространение которых в основном или полностью ограничивается этими регионами, что делает правомочным термин «Эфиопская провинция». Так, например, тоарский род аммонитов *Bouleiceras* распространен на Мадагаскаре и в Саудовской Аравии и встречается также (возможно, в большом количестве) в Кении и Пакистане. Редкие находки представителей этого рода в Марокко, Португалии и Испании [Blaison, 1968] указывают на некоторую миграцию его в Тетис Европы. Недавно Хиллебранд [Hillebrandt, 1973a] сообщил о находке этого рода в нижнетоарских отложениях Чили; оказывается, этот род не является таким хорошим показателем провинциальной принадлежности, как считали ранее. Байосский род аммонитов *Ermoceras* распространен на Аравийском и Синайском полуостровах, обнаружен также и в Марокко. То же можно сказать и о гастроподах рода *Africoconulus* Восточной Африки [Cox, 1965]. Более строгую принадлежность к Эфиопской провинции обнаруживают такие келловейские аммониты, как *Obtusicostites* и *Sindeites* (Восточная Африка, Мадагаскар, Северо-Западная Индия), а также род *Indogrammatodon*, многочисленные представители которого встречаются в келловейских отложениях Восточной Африки, Аравийского полуострова и в Северо-Западной Индии (Кач) [Cox, 1965]. Беспорно батская фауна двустворчатых моллюсков с *Eligmus rollandi* и *Gryphea (Africogryphaea) costellata* известна в Восточной Африке, на

Среднем и Ближнем Востоке и распространяется в Северную Африку.

Характерные белемниты *Belemnopsis* из группы *orientalisgerardi* впервые появляются в батских и келловейских отложениях о. Мадагаскар, а к оксфорду они уже распространились на Сомали и в Индию. Другие местные элементы появляются среди белемнитов в кимеридже [Stevens, 1965, 1973]. В это же время наблюдается значительная дифференциация фауны двустворчатых моллюсков [Сох, 1965]. *Indotrignia* (многочисленные) и *Opisthotrignia* встречаются только в Восточной Африке и в Индии, где распространены также *Astarte sowerbyana* и *Stegoconcha gmuelleri*, продолжается и расцвет *Indogrammatodon*.

Элементы местной фауны встречаются не только среди моллюсков. Так, *Septirhynchia* — гигантская пентамеридоподобная позднеюрская ринхонеллида (согласно Эгеру [Ager, 1967], достаточно своеобразная форма, чтобы по ней выделить семейство) пока была известна только из отложений Восточной Африки и Синайского полуострова, а теперь найдена в Тунисе [Dubag, 1967] и в Южном Иране [James, Wynd, 1965].

Некоторые элементы фауны, встречающиеся в большом количестве в Эфиопской провинции, имеют еще более широкое распространение в Индо-Тихоокеанской области, но, очевидно, отсутствуют в Европе. Фауна Индо-Тихоокеанского района и ее связь с фауной Европы изучены еще недостаточно, чтобы на их основании выделять провинцию или провинции. Факты, касающиеся распространения ряда наиболее характерных моллюсков, также требуют пересмотра.

Аркелл [Arkell, 1956] в качестве наиболее убедительного обоснования выделения им Тихоокеанской области приводит распространение таких байосских аммонитов, как *Pseudotoites* и *Zemistephanus*. Многочисленные *Pseudotoites* встречаются в Западной Австралии, их находки известны также на Молуккских островах, в Аргентине, Канаде (Британская Колумбия) и на Аляске, но в хорошо изученных байосских отложениях Европы они, по-видимому, отсутствуют. Данные о фауне с Молуккских островов основаны на одном образце и вызывают некоторое сомнение, а что касается предполагаемых *Pseudotoites* Канады и Аляски, то теперь они отнесены Имлеем [Imlay, 1964] к роду *Zemistephanus*, который значительно реже встречается в Западной Австралии, однако его находки в Западной Канаде и Аляске, очевидно, достаточно обоснованны [Imlay, 1964].

Другие данные о распространении аммонитов в Индо-Тихоокеанской области касаются только верхнеюрских отложений. *Mayaitidae* — типично оксфордское семейство, его представители широко распространены в Эфиопской провинции, известны также отдельные находки их в Гималаях и Индонезии. Возможно, представители *Mayaites* имеются и в Аргентине, о чем сообщил Стипаничић [Stipaničić, 1966], но он не дал в своей

книге их изображения. Аналогичное распространение обнаруживают некоторые кимериджские и титонские перисфинктиды. Представители рода *Uhligites* встречаются в Эфиопской провинции, Турции, Гималаях, Индонезии, Новой Зеландии, центральной и западной частях Северной Америки, а *Blanfordiceras* — в Пакистане, Гималаях, Индонезии и Южной Америке. *Epicephalites*, *Subneumayria* и некоторые виды *Idoceras* обнаружены только в Мексике и Новой Зеландии, а *Substeueroceras* встречается повсеместно вдоль цепи Западных Кордильер Северной и Южной Америки, на Среднем Востоке и в Японии. Находки *Paraboliceras* известны только в Гималаях, Индонезии и Новой Зеландии. Эней [Eney, 1972, 1973] установил родственную связь между титонской фауной Анд, средиземноморской (например, *Durangites*, *Hybonoticeras*, *Pseudolissoceras*) и эфиопской (*Blanfordiceras*, *Lyttohoplites*). Сходство с фауной стран западного побережья Тихого океана более слабое и, очевидно, исключает возможность прямого пути миграции.

Согласно Стивенсу [Stevens, 1965], центр Индо-Тихоокеанской провинции находился в Новой Зеландии и Индонезии, о чем свидетельствует распространение *Belemnopsis* из группы *uhligi* и *Conodicoelites*; в кимериджском веке среди белемнитов этот комплекс четко обособился, он был распространен от Эфиопской провинции и Гималаев до Новой Зеландии, Западной Антарктиды [Stevens, 1967] и Южной Америки. Кимериджский комплекс белемнитов Средиземноморской провинции состоял преимущественно из *Hibolithes*. Такая четкая дифференциация в титоне исчезает или по крайней мере становится менее заметной.

Среди двустворчатых моллюсков в Индо-Тихоокеанской области появляется ряд позднеюрских видов *Buchia*. Так, например, и в Новой Зеландии, и в Гималаях известны многочисленные представители раннетитонской группы *B. plicata-hochsteteri*, которая дает прекрасную возможность для корреляции этих регионов [Stevens, 1968]. Елецкий [Jeletsky, 1963] выделил в новый род *Malayomaorica* типично кимериджскую двустворку, которую раньше относили к *Buchia*. Представители этого рода встречаются в Индонезии, Австралии и Новой Зеландии. Географический ареал *Inoceramus galoii* протягивается от Новой Зеландии и Индонезии, где они встречаются в большом количестве [Stevens, 1968], до Японии [Hayami, 1961] и Южной Америки. Находки представителей раннеюрского рода *Otapiria*, распространение которого ранее считали ограниченным Новой Зеландией и Новой Каледонией, теперь известны также в Северной Аляске, на Северо-Востоке СССР [Imlay, 1967], а также в Колумбии [Geyer, 1973]. Возможно, единственными эндемичными моллюсками в Новой Зеландии остаются раннеюрские *Pseudauccella* [Fleming, 1962]. Интересный род пектиниид *Weyla* довольно широко распространен в Эфиопской провинции, на

Мадагаскаре, в Восточной Африке [Сох, 1965], в западной части Северной и Южной Америк [Hallam, 1965], редко встречается в Марокко [Dubag, 1948], в других регионах его находки не известны.

### СВЯЗЬ ПРОВИНЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ФАУНЫ С ДВИЖЕНИЕМ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Если принять геологические и геофизические данные, приведенные в гл. 7, согласно которым только небольшая часть современного Атлантического океана существовала в юре, то в этом случае неритовые фауны беспозвоночных Старого и Нового Света должны быть более сходными, чем в настоящее время. Такое предположение выдвинуто главным образом на основании палеонтологических данных, а в целом характер провинциальной принадлежности фауны в юре почти не связан с современным положением континентов и океанов.

В пределах Бореальной области аммониты Старого и Нового Света обнаруживают удивительное сходство, в частности, некоторые из немногих эндемичных родов Северной Америки, вероятно, выделены без должного основания, по крайней мере их следует понизить до ранга подрода. И аналогично только очень немногие американские роды Тетической области эндемичны, а дальнейшее уточнение систематики приведет скорее всего к уменьшению их числа, а не к увеличению [Hallam, 1971b]. Вероятно, то же можно сказать и о двустворчатых моллюсках, хотя систематика их изучена еще меньше. *Plicatostylus* (нижняя юра США, штат Орегон, и Перу) и *Lupherella* (нижняя юра штата Орегон) — это единственные два зафиксированных местных рода, к которым можно добавить *Gryphaea nebraskensis* из келловейских отложений Внутренних штатов Запада США (вид которых четко отличается от одновозрастных европейских *Gryphaea*), а также, возможно, еще один-два других вида рода *Gryphaea*. В результате дальнейших исследований может быть выявлено больше местных видов, поэтому следует отметить, что Елецкий [Jeletzky, 1965] в отличие от других исследователей указывал на наличие в Северной Америке собственных, характерных видов *Buchia*. Но вряд ли отличия фауны Старого Света окажутся более чем незначительными.

В пределах Старого Света удивительное сходство фауны северо-западной части Индийского субконтинента (Индия, область Кач, и Пакистан) и Восточной Африки — Мадагаскара и их относительное отличие от других регионов нельзя объяснить исходя из современной географии, поэтому с помощью реконструкции, показанной на рис. 10.2, легче понять смысл, вкладываемый в понятие Эфиопская провинция.

Тоарско-байосская фауна аммонитов формации Бадаму восточно-центральной части Ирана представляет интерес в том

отношении, что обнаруживает большую близость с фауной Северной Европы, чем с фауной Средиземноморской или Эфиопской провинций Тетической области [Seyed Emami, 1971]. Например, здесь, подобно Средиземноморской провинции, в ааленских отложениях преобладают графо-, а не хамматоцератиды. Как отмечалось в гл. 6, эти данные увязываются с положением в юре Ирана севернее зоны разлома Загрос на северном побережье Тетиса. Однако они недостаточно обоснованы и принимаются лишь в качестве предположения, в этой связи необходимо дальнейшее изучение другой юрской фауны Ирана. Неза-

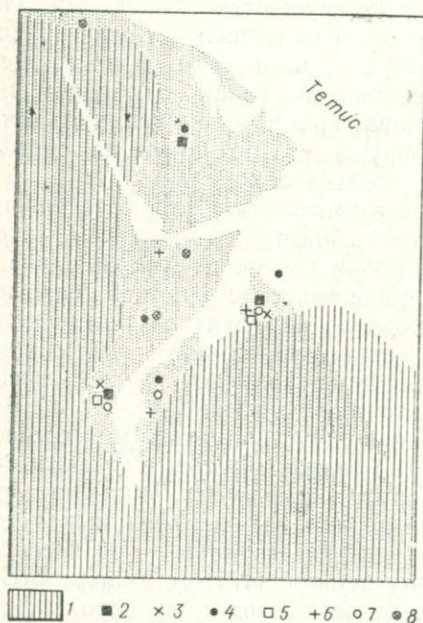


Рис. 10.2. Реконструкция предполагаемого положения Восточной Африки, Аравийского полуострова, Индии, Мадагаскара до дрейфа (участок юрского мелководного залива и распространение достоверно «эфиопских» элементов фауны) [Hallman, 1971b].

1 — предполагаемая суша; 2—8 — фауна (2 — *Indogrammatodon*, 3 — *Opisthotrigonia*, 4 — *Bouleiceras*, 5 — *Indotrigonia*, 6 — группа *Belemnopsis orientalis-gerardi*, 7 — *Obtusicos-tites*, 8 — *Septirhynchia*).

висимо от этого относительно северное положение Ирана подтверждается данными о распространении углей и эвапоритов в Иране, которые рассматривались в гл. 9.

И, наконец, заметную родственную связь индонезийских моллюсков и австрало-азиатской фауны, о которой речь шла в начале главы, можно было бы использовать для подтверждения положения островов Юго-Восточной Азии на южной стороне Тетиса (см. гл. 7), однако еще требуется детально изучить распространение азиатской фауны для установления степени различия между фауной Японии, Индонезии и Австралии. Хаями [Hayami, 1972] отмечает большое сходство тоарских двусторчатых моллюсков Южного Вьетнама с фауной западной части Тетиса.

Перемещение континентов в юре, однако, не объясняет ни дифференциацию Бореальной и Тетической областей, ни наличие

Эфиопской провинции в пределах последней, так как свободное сообщение между шельфовыми морями по западной окраине Тетиса, вероятно, существовало на протяжении большей части периода, а возможно, и в течение всей юры. Даже в конце юры океаническая впадина между Лавразией и Гондваной должна была быть узкой и поэтому вряд ли могла служить помехой для свободной перекрестной миграции планктонных личинок и взрослых нектонных организмов.

### ПРИЧИНЫ ПРОВИНЦИАЛЬНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ФАУНЫ

Интерпретация обособления бореальной и тетической фауны служила предметом многочисленных дискуссий, которые, вероятно, еще будут продолжаться в течение некоторого времени ввиду сложности вопроса и недостатка соответствующих «твердых данных». Предлагаемые объяснения можно свести к следующим пяти факторам.

#### Температура

Неймайр [Neumaug, 1883] и Улиг [Uhlig, 1911] высказали предположение о влиянии на дифференциацию фауны температурного фактора, и такое объяснение все еще остается наиболее распространенным [Сакс и др., 1964; Sato, 1960; Ziegler, 1964; Jeletsky, 1965; Donovan, 1967; Stevens, 1971; Enay, 1972, 1973; Scheibnerova, 1972]. В качестве аргументов в поддержку этой гипотезы выдвигается, во-первых, уменьшение разнообразия фауны в северном направлении от Тетической к Бореальной области, особенно среди рифообразующих кораллов, что указывает на сходство с климатической зональностью, существующей в настоящее время в северном полушарии, и, во-вторых, заметное сокращение количества известняков по направлению на север от Южной Европы. Дополнительное подтверждение было получено Стивенсом [Stevens, 1971] на основании определения изотопов кислорода, но, учитывая критику, которой были подвергнуты эти результаты в гл. 9, лучше отказаться от использования этих данных.

Можно выдвинуть ряд возражений относительно гипотезы определяющего влияния температуры. Во-первых, в гл. 9 отмечалось, что данные по наземным организмам убедительно говорят в пользу ровного климата при значительно более умеренном понижении температуры с широтой по сравнению с современностью. Хорошо известно, что в морях температура менее изменчива, чем на континентах, однако резкие изменения в составе юрской морской фауны Европы произошли в широтном направлении в пределах нескольких градусов. Наличие рифообразующих кораллов в высоких широтах в юрском периоде в Восточной Азии предполагает, что их отсутствие в аналогичных или

более низких широтах в других регионах обусловлено другими факторами. Таким образом, понижение температуры или какой-либо другой фактор, зависящий от широты, не может служить единственным объяснением уменьшения разнообразия фауны.

В гл. 9 отмечалось также, что наличие или отсутствие известняков в первую очередь обусловлено тектоно-седиментационным режимом, а в периоды ровного климата, каким была юра, значительное количество карбонатов могло бы накопиться в большинстве широтных зон, если бы решающим был температурный фактор. Малое количество известкового материала в сильно конденсированных волжских отложениях Русской платформы, где накопление известняков, вероятно, происходило в условиях, так сказать, недостатка терригенно-обломочных пород, легко объяснить, если предположить, что позднеюрские известняки в основном органогенного происхождения. Одновозрастные отложения Тетиса богаты кокколитами, которые, будучи пелагическими организмами, вероятно, были вынесены из мелких морей внутренней части страны, что могло быть обусловлено целым рядом экологических факторов.

Если применительно к юре использовать актуалистическую модель, то в какой-то степени можно ожидать наличия широтной биполярности, однако до сих пор еще не было убедительно доказано соответствие южной и бореальной фауны. На основании большего сходства средне- и позднеюрских фораминифер Синайского полуострова и Сомали с комплексами Северной Европы, а не с фауной Тетиса, протянувшегося от западной части Средиземного моря до Аравийского полуострова, Гордон [Gordon, 1970] считал, что биполярность в какой-то степени присуща фауне фораминифер. Однако согласно реконструкции для юры, приведенной в этой книге, Синайский полуостров фактически находится в широтной зоне севернее Аравийского!

И, наконец, новые исследования [Valentine, 1972] исключают возможность объяснения уменьшения разнообразия фауны по широте изменением температуры даже в настоящее время. Оказывается, многие глубоководные сообщества организмов очень разнообразны по сравнению с сообществами шельфовых морей, несмотря на то что первые живут при значительно более низкой температуре.

### Барьеры

Некоторые исследователи [Uhlig, 1911; Arkell, 1956; Imlay, 1965] придавали значение своего рода материальным препятствиям — барьерам, например разделяющим моря участкам суши, как второстепенному фактору. Такую интерпретацию можно отвергнуть по следующим причинам:

1) изменения от одной области к другой носят постепенный характер, и в обеих областях есть много общих элементов

фауны, а это несовместимо с тем, что известно о физических барьерах в современных океанах;

2) положение границы между двумя областями изменяется во времени, например между келловеем — ранним оксфордом и поздним оксфордом;

3) довод Аркелла о наличии континентального барьера, отделявшего Северный Ледовитый океан, который, таким образом, способствовал развитию характерной фауны аммонитов в келловее, после находок богатой бореальной фауны батских кадоцератин в Арктике стал менее убедительным;

4) неопределенность гипотезы, поскольку не существует четкого определения физических барьеров и нет данных, подтверждающих их существование. Модифицированный вариант этой гипотезы предусматривает и наличие океанических течений [Imlay, 1965]. Значение их также сомнительно, так как в настоящее время зоогеографическое влияние океанических течений — это влияние температуры, а этот фактор, вероятно, не был преобладающим в юрском периоде.

Стивенс [Stevens, 1965, 1973] предполагал, что наличие глубоководных участков моря в пределах Тетиса можно рассматривать как барьеры, объясняющие дифференциацию фауны белемнитов на том основании, что эти организмы были стенотермными и обитали в шельфовых морях, подобно современным кальмарам и каракатицам.

### Глубина моря

Глубина моря, не будучи основным фактором среды обитания, часто сравнивается с другими более важными факторами, такими, как пищевые ресурсы, температура, давление, освещенность. Широко распространена идея, выдвинутая еще Огом [Haug, 1907], о том, что филлоцератиды населяли более глубокие участки моря, чем объясняется их распространение в Европе, ограничиваемое полосой от Средиземного моря до Кавказа, где встречаются более глубоководные отложения. По-видимому, имеется достаточно оснований, чтобы считать эту идею убедительной и использовать для объяснения различий комплексов аммонитов Средиземноморской и Субсредиземноморской провинций, хотя выделение «провинций» по принципу различий глубины бассейна не представляется удачным. Филлоцератиды не были распространены в мелководных морях Внутренних штатов Запада США, хотя встречаются в большом количестве в глубоководных отложениях Аляски дальше на север.

Циглер [Ziegler, 1967] на основании изучения распространения аммонитов и других групп фауны выделил для морей поздней юры Южной Европы семь зон по глубинам обитания. Так, самую мелководную зону занимают среди аммонитов аспидоцератиды, перисфинктиды и в меньшей степени оппелинды.

Промежуточная зона характеризуется преобладанием оппелиид над первыми двумя группами, а в самой глубокой зоне, где в значительном количестве встречается макрофауна, господствуют филло- и литоцератиды. Размеры глубинных зон даны Циглером в метрах, что довольно рискованно, хотя приведенные цифры и нельзя считать необоснованными. Следует, конечно, признать, что даже если распространение филлоцератид в большей степени, чем у других групп фауны, ограничивалось пелагическими условиями, то, являясь nektonными организмами, они не обязательно должны были жить на большой глубине, а возможно, просто упали на дно после смерти в открытом море, следовательно, в большинстве случаев это произошло на более глубоких участках моря.

Нет серьезных оснований предполагать, что значительные различия в глубине обусловили дифференциацию фауны Тетической и Бореальной областей.

### Соленость

При рассмотрении материала по всему земному шару нельзя уловить простой зависимости между провинциальной принадлежностью фауны и фациями осадочных пород, за исключением тех случаев, когда распространение некоторых групп организмов, например, литуолидных фораминифер и некоторых двустворчатых моллюсков, включая рудистов, более или менее приурочено к мелководной карбонатной фации южных окраин западной части Тетиса. Однако в Европе переход в северном направлении от карбонатной к терригенно-обломочной фации и фации железистых пород отвечает границе Тетической и Бореальной областей. Более того, пространственные изменения этой границы во времени отражаются и в изменении осадков. При детальном рассмотрении такая корреляция может нарушиться, но в общей форме такую связь отрицать нельзя, и она явно требует объяснения.

Разумно предположить, что к Бореальной области в Европе отнесилось мелководное эпиконтинентальное море, соленость которого резко понизилась за счет поступления пресных вод из рек, дренирующих влажный континент, и поэтому здесь не могли обитать некоторые сугубо стеногалинные организмы. При этом довольно стабильные палеогеографические условия могли обеспечить независимое развитие некоторых более эвригалинных организмов при относительном отсутствии конкуренции, благодаря чему и сформировалась фауна данной провинции. Такая интерпретация дает возможность объяснить уменьшение на север от Тетиса разнообразия форм и возрастание плотности популяций в Бореальной области, особенно среди двустворчатых моллюсков.

Стоило сформироваться бореальной фауне, и биологическая конкуренция с видами, внедряющимися из Тетической области, смогла обеспечить ее сохранение [Hallam, 1969a, 1971b]. Однако трудно объяснить, почему море со средней соленостью, которая лишь незначительно отличалась от солености океана (иначе здесь не было бы цефалопод, брахиопод и иглокожих, а точно установлено, что они здесь были), могло сохраняться примерно постоянно в одном и том же регионе в течение десятков миллионов лет. Другим, хотя и менее серьезным возражением является невозможность указать реальные современные аналоги, так как эпиконтинентальные моря, распространяющиеся далеко в глубь континента,— это явление, характерное скорее для прошлых эпох, а не для нашего времени.

Слабым местом всех рассмотренных выше гипотез является их излишняя сосредоточенность на каком-либо одном факторе среды, при этом не учитываются значительные успехи, достигнутые за последние годы, в области изучения экологии. Кроме того, не проводилось детального изучения данных для проверки одной гипотезы с помощью другой. При попытке провести такое исследование по плинсбахскому и тоарскому ярусам в диапазоне 40° широты от Гренландии до Марокко была получена новая интерпретация [Hallam, 1972a], которая будет рассмотрена ниже.

### Стабильность окружающей среды

Материал по плинсбахскому и тоарскому ярусам очень удобно использовать для анализа, так как их стратиграфия и в основном палеонтология хорошо изучены, а на примере стратиграфических данных можно хорошо проиллюстрировать подразделение на Тетическую и Бореальную области по аммонитам. При экологическом изучении, которое привлекло наше внимание, исследовались моллюски и замковые брахиоподы, составляющие основную часть макрофауны беспозвоночных. В большом широтном диапазоне был выделен ряд регионов с фациями осадочных пород от терригенно-обломочных и железистых отложений на севере до известняков и мергелей на юге (рис. 10.3).

При изучении фауны в основу анализа было положено выявление ее разнообразия, отражающее ее изменения, и плотности популяций, определяемой количеством индивидуумов. Разнообразие в пределах региона меняется в зависимости от изменений факторов среды, например глубины, как было показано в гл. 3 и 4. Изменения в разнообразии фауны от одного региона к другому служат своего рода региональными «сигналами», что противопоставляется локальному изменению, т. е. «шуму», при условии, что имеется достаточное количество образцов, взятых из отложений данного региона, и в результате сравниваются максимальные значения разнообразия фауны.

Разнообразие фауны можно анализировать на любом таксономическом уровне. Так как большинство экологических исследований связано с изучением видов, удобнее проводить анализ на уровне рода. Если специалисты, занимающиеся систематикой юрской фауны, в основном едины в оценке родовых различий, то дело обстоит далеко не так благополучно, когда речь идет о видах, где часто обнаруживаются значительные различия во взглядах. При этом уместно задать вопрос, насколько утрачивается информация, если мы ограничимся только анализом на уровне рода.

Систематики, настроенные на типологическое изучение, настолько дробно расчленили юрские аммониты, что хорошо изве-

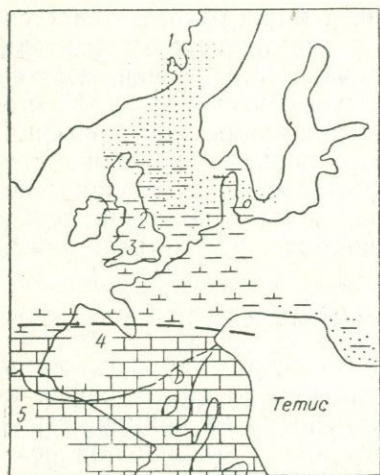


Рис. 10.3. Распределение фаций осадочных пород плинсбах для района Северная Атлантика — Западный Тетис [Hallam, 1972a].

Штриховой линией показана северная граница Тетической фаунистической области, установленная по массовому распространению хильдо- и дактилоцератид; цифры на рисунке — места сбора.

стные роды зачастую представляют собой не что иное, как линнеевские виды в широком смысле, а так называемые виды — это всего лишь морфологические варианты. Виды двусторчатых моллюсков, гастропод и брахиопод обычно распространены в одном или более ярусах. В пределах подъяруса в данном регионе роды чаще всего представлены только одним видом, а большинство родов, перешедших из более низкого горизонта, — только одним общим видом. Поэтому изучение на родовом и видовом уровне для подъяруса должно дать очень сходные результаты, что и имеет место при планетарном изучении разнообразия современных двусторчатых моллюсков [Stehli e. a., 1967]. При этом полагают, что без учета видовых различий потери важной информации незначительны.

Район исследования был поделен на четыре части с севера на юг: Гренландия, Англия, Пиренейский полуостров и Марокко (рис. 10.4). Англия в свою очередь была подразделена на северо-восточную и юго-западную части, чтобы обеспечить своего

рода контроль над изменениями на сравнительно небольшом расстоянии. Здесь обнаружены умеренные фациальные изменения в плинсбахе от более известковых отложений на юго-западе к более песчаным и железистым на северо-востоке. Выбранные стратиграфические интервалы соответствуют нижнему и верхнему плинсбаху и середине тоара.

Данные изучения родового разнообразия приведены в работе Хэллэма [Hallam, 1972a, рис. 3—6]. При продвижении с севера на юг не наблюдается простого изменения в разнообразии фауны, общего для всех исследованных групп (аммониты, двустворчатые моллюски, гастроподы и брахиоподы). Если при про-

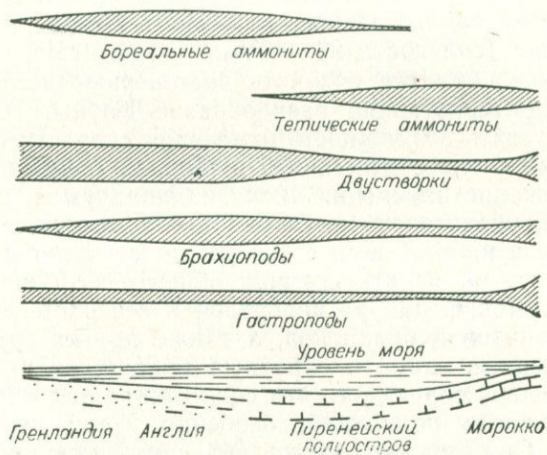


Рис. 10.4. Приблизительное распространение отдельных групп плинсбахской фауны по районам [Hallam, 1972a].

движении на север раннеплинсбахские и тоарские аммониты изменяются по составу незначительно, то в позднем плинсбахе эта картина осложняется за счет бореальных амальтеид. Что касается брахиопод и гастропод, то для них в целом не характерно заметное изменение ни в том, ни в другом направлении, хотя у брахиопод и наблюдается тенденция к умеренному уменьшению разнообразия в северном направлении (несколько особняком стоят позднеплинсбахские гастроподы, так как они связаны с богатой фауной рифовых отложений Марокко). В трех случаях из четырех разнообразие двустворчатых моллюсков возрастает в северном направлении, и лишь в четвертом случае оно уменьшается незначительно. Данных только по двустворчатым моллюскам уже достаточно, чтобы подвергнуть сомнению влияние обоих факторов: и температуры, и солёности.

Согласно Стели с соавторами [Stehli e. a., 1967], разнообразие современных двустворчатых моллюсков значительно

уменьшается с возрастанием широты при удалении от тропиков как на уровне рода, так и на уровне вида. Так, вдоль 40° широты, разделяющей самые северные и самые южные районы исследования, разнообразие родов в современной Атлантике уменьшается приблизительно втрое. Оно еще более значительно на той же широте в Тихом океане. Эти изменения настолько ярко выражены, что даже при более ровном климате, чем современный, уменьшение разнообразия в северном направлении представляется важным аргументом в поддержку гипотезы о роли температурного фактора.

В отношении солености имеются интересные данные по району Балтийского моря. Видовое разнообразие уменьшается почти втрое от прол. Каттегат (соленость 35‰) до прол. Бол. и Мал. Бельт (соленость 25—30‰) [Segestråle, 1957].

Значительно труднее получить достоверные количественные данные, характеризующие разнообразие фауны. В частности, следует допустить возможность изменения скорости осадконакопления. Однако мы считаем, что в высшей степени схематическое изображение изменения числа индивидуумов, приведенное на рис. 10.4, убедительно показывает, что основные изменения происходили в направлении с севера на юг. На нашей модели мы стремились объяснить причину общего, хотя иногда незначительного, уменьшения разнообразия в северном направлении фауны аммонитов и брахиопод, а также других групп фауны, не рассмотренных здесь, и обратную тенденцию, наблюдаемую у двустворчатых моллюсков, что сопровождается общим увеличением плотности популяций, особенно среди двустворчатых моллюсков. Она должна также объяснить связанные с этим изменения в осадках, указывающие на переход от фаций открытого моря к прибрежным в направлении на север от Южной Европы [Hallam, 1969a, 1971b; см. гл. 3—5].

Ключевой концепцией при этом должна быть стабильность окружающей среды [Sanders, 1968; Bretsky, Lorenz, 1971; Woodwell, Smith, 1969]. Предложенная Сандерсом [Sanders, 1968] гипотеза о стабильности окружающей среды во времени основывается на том, что разнообразие бентосных видов в открытом море выше, чем в прибрежных зонах континентального шельфа. Сандерс показал на примере изученных им групп (полихеты и двустворчатые моллюски), что разнообразие видов и индивидуумов в современном океане уменьшается в такой последовательности: тропические мелководные участки, континентальный склон, внешний шельф, тропические эстуарии, бореальный внутренний шельф и бореальные эстуарии. Вот в таком порядке понижаются стабильность окружающей среды и вместе с тем способность прогнозировать ее по изменениям температуры и солености. Фауна в условиях неустойчивой окружающей среды подвержена значительным преобразованиям, и поэтому она представлена здесь в основном эвритопными организмами срав-

нительно мало разнообразными. В условиях устойчивой окружающей среды развиваются очень разные стенотопные организмы, биологически хорошо приспособленные к месту обитания. Плотность популяций обычно выше в районах с низкой стабильностью условий. Разнообразие видов и индивидуумов, установленное Сандерсом, хорошо сопоставляется с разнообразием видов, исследованных Хэллемом [Hallam, 1972a].

Условия, существовавшие в ранней юре, также можно объяснить с позиций современных экологических концепций исходя из ослабления устойчивости окружающей среды в северном направлении: от окраин Тетиса к прибрежным участкам Северной Европы и Гренландии, куда несколько рек несло свои воды с северного континента. Уменьшение разнообразия в направлении от участков открытого моря к прибрежной зоне при увеличении плотности популяций хорошо иллюстрируется на примере палеозоя Северной Америки, о чем можно судить по работам Бретского и Лоренца [Bretsky, Logenz, 1971], а также Стивенса [Stevens, 1971]. Кроме того, Бретский и Лоренц показывают, что разнообразие сравнительно эвритопных двустворчатых моллюсков незначительно уменьшается в прибрежной зоне. В палеозое картина фактически такова: большее разнообразие у двустворчатых моллюсков и гастропод наблюдается в прибрежной зоне, а у брахиопод — в открытом море. В мелу Внутренних штатов Запада США двустворчатые моллюски характеризуются большей плотностью популяций и более разнообразны по составу в терригенно-обломочных породах запада, чем в известковых отложениях на востоке [Kauffman, 1967].

Влияние уменьшения устойчивости окружающей среды могло быть неоднозначным. Характер фаций осадочных пород свидетельствует о притоке пресных вод с расположенной севернее суши, что в какой-то степени сказалось и на понижении солёности у побережья. Поскольку изменения в большей или меньшей степени происходят в направлении с юга на север, то более резкие сезонные различия в температуре в том же направлении могли также повлиять на уменьшение стабильности окружающей среды. Возможно, основную роль сыграло общее уменьшение глубины, так как на больших мелководных участках изменения солёности, температуры и, по-видимому, содержания растворенного кислорода более значительны и их труднее установить, чем в открытом океане.

Так как рассмотренные выше региональные изменения во многих отношениях характеризуют Тетическую и Бореальную области Европы в юре в целом, это дает основание для более общих выводов.

По-видимому, аммониты и брахиоподы в целом были более стенотопными, чем двустворчатые моллюски. Среди аммонитов бореальные, судя по приведенному анализу, оказываются эвритопными, производными тетических филогенетических ветвей,

независимое развитие которых было обусловлено защитной изоляцией в виде экологического барьера — неустойчивостью окружающей среды. Тот факт, что «тетические» хильдо- и дактилюцератиды появились в Бореальной области только после вымирания амальтеид, указывает на возможную роль биологической конкуренции. Характерные бореальные аммониты появились вновь только в позднем байосе или в бате.

Одно из наиболее интересных предположений, вытекающих из этого исследования, сводится к тому, что провинциальная дифференциация фауны может возникнуть в эпиконтинентальных морях, краевых по отношению к океану, при этом не обязательно наличие барьеров (суши, глубоководных участков большой протяженности, температурного градиента). В этом отношении Эфиопская провинция Тетической области служит великолепным примером. На реконструкции, принятой автором, такое развитие происходит в эпиконтинентальном море на юж-

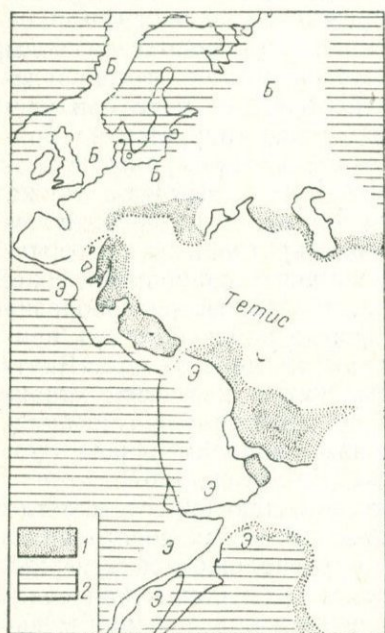


Рис. 10.5. Расположение юрских фаунистических провинций по отношению к Тетису [Hallam, 1972a].

1 — приблизительное положение альпийских складчатых зон; 2 — предполагаемая суша во время максимального распространения юрских морей; Б — Бореальная область; Э — Эфиопская «провинция».

ной стороне Тетиса (рис. 10.5). Свободная связь через шельфовое море между Европой и Африкой, возможно, осуществлялась по западной окраине Тетиса по крайней мере почти до конца периода, но даже и в это время океаническая впадина, отделяющая континенты, вероятно, была очень узкой и не существовало особых препятствий для перекрестной миграции. Более того, разница в температуре между Юго-Западной Европой и Аравийским полуостровом вряд ли была значительной.

Очень интересную параллель можно провести между этой интерпретацией и интерпретацией Пальмера [Palmer, 1973], которая объясняет распространение кембрийских трилобитов. Он выделяет несколько провинций, в которых фауна приурочена к отложениям эпиконтинентальных морей. Агностиды были широко распространены, и эта фауна была очень разнообразной в районах, которые имели свободную связь с открытым океаном.

Здесь за периодическим вымиранием эндемичной фауны следовало ее обновление за счет «пелагических иммигрантов».

Довольно запутанным является вопрос о влиянии температуры воды на распространение фауны. Хотя в региональном аспекте предполагается, что влияние этого фактора на тетическую и бореальную морскую фауну было преобладающим, точного представления о том, в чем оно выражалось, не существует. Целесообразно было бы исследовать, какое воздействие оказывает минимальная, максимальная и средняя годовая температура на современную фауну, и установить, существует ли разная степень выносливости у личинок и взрослых организмов. Действительно, находки последних лет очень разнообразной фауны, живущей при низкой температуре на дне глубоководных участков океана, фактически исключают, как отмечалось выше, возможность использовать факторы влияния температуры в качестве общего объяснения уменьшения разнообразия фауны в высоких широтах. Требуют дальнейшего изучения и другие факторы, зависящие от широты, например степень дневной освещенности и ее влияние на продуктивность фитопланктона. В этой связи Валентайн [Valentine, 1971, 1972] отмечал, что, возможно, основным фактором следует считать стабильность пищевых ресурсов.

Заслуживает внимания работа Брукфилда [Brookfield, 1974] о верхнеоксфордских и нижнекимериджских фациях Южной Англии. Автор объясняет провинциальную дифференциацию фауны влиянием факторов «стресса», связанных со стабильностью окружающей среды.

Концепция стабильности среды как основного фактора, влияющего на региональную дифференциацию юрской фауны, имеет преимущество по сравнению с другими гипотезами, так как дает более полное объяснение проблемы и учитывает новые экологические концепции и данные. Однако и эту гипотезу нельзя считать безупречной. Само понятие стабильности среды в какой-то степени неопределенное, поэтому для уточнения гипотезы требуется проведение разносторонних исследований. Например, следовало бы установить, насколько двусторчатые моллюски более эвриотопны и толерантны к прибрежным условиям, чем другие группы фауны, обитающие в современных морях. Юрская фауна, очевидно, требует дальнейшего детального изучения с использованием надежных моделей окружающей среды. Изучение провинциальной принадлежности юрской фауны все еще находится на предварительной стадии, и можно с уверенностью сказать, что за последующее десятилетие или за более короткий период времени будут получены такие же важные результаты, связанные с решением этой проблемы, которые по своей ценности не будут уступать данным, полученным в прошлом десятилетии, об условиях осадконакопления.

## ЭПИЛОГ

Условия на земном шаре в юрском периоде, которые можно реконструировать, значительно отличаются от тех, в которых мы живем. При отсутствии ледниковых покровов у полюсов климат был значительно более ровным, причем зоны теплого климата заходили в довольно высокие широты. Главным образом поэтому фауна и флора обнаруживали меньшую провинциальную дифференциацию, были менее разнообразными и, конечно, более примитивными, что было обусловлено также и тесной связью континентов во время, когда существовал один большой океан. Несмотря на явное наличие гор, в основном вдоль некоторых окраинных участков Тихого океана, рельеф суши был более ровным, и мелкие эпиконтинентальные моря занимали большие площади. Вполне вероятно, что эти моря были преимущественно бесприливными и не подвергались воздействию глубинных циркуляционных течений. Благодаря ровному климату циркуляция вод в океане и воздушных масс, возможно, была более слабой.

Тектоническая деятельность вряд ли была интенсивной и носила локальный характер, и то, по-видимому, только в конце периода. Усиление тектонической деятельности в позднеюрскую эпоху можно рассматривать как прелюдию к нарушениям большого масштаба в мелу, так как к концу этого периода уже возникли основные структуры, определившие современный облик нашей планеты. Таким образом, можно было бы считать, что юрой завершается более древний этап развития Земли.

Почти 300 лет назад Томас Бернет\* попытался в «Священной истории Земли» дать свое представление о Земле до Всемирного потопа. И хотя эти представления уже давно ушли в область фантазии, общая картина нашей планеты в юрское время не так уж сильно им искажена: «Красота ее была красотой юности и расцветающей природы, свежести и плодородия; на ее лице не было морщин, а на теле ни единого рубца или шрама, не существовало ни скал, ни гор, ни пустых пещер, ни зияющих ущелий, только ровная, однообразная поверхность. Был гладок лик Земли и лик Небес; Воздух был спокойным и безмятежным, и не было тех буйных движений и столкновений Паров, которые создают в наше время Горы и Ветры. Все это гармонично сочеталось с Золотым Веком».

\* Бернет Томас (1633—1715) — английский священник, автор «Священной истории Земли» (*Telluris Theoria Sacra*) и английского варианта этой фантастической космогонии.— *Прим. пер.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верецагин В. Н., Ронов А. Б.* (ред.). Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Триас, юра, мел. М., 1968.
- Герасимов П. А., Михайлов Н. П.* Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 2, с. 118—138.
- Крымголец Г. Я.* (ред.). Юрская система. Стратиграфия СССР. М., 1972.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Юрские литологические формации мира.— «Сов. геология», 1962, № 1, с. 9—34.
- Сакс В. Н.* (ред.). Граница юры и мела и берриасский ярус Бореального пояса. Новосибирск, 1972.
- Сакс В. Н., Месяжников М. С., Шульгина Н. И.* О связи юрских и меловых морских бассейнов на севере и юге Евразии.— В кн.: Доклады советских геологов. М., 1964, с. 163—174. (Междунар. геол. конгресс, 22-я сес.).
- Agard J., Du Dresnay R.* La région minéralisée du J. Bou Dahar, près de Beni-Tajjite.— Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1965, № 181, 135—152.
- Ager D. V.* Some Mesozoic brachiopods in the Tethys region.— Systematics Assoc. Publ., 1967, № 7, 135—150.
- Ager D. V., Evans B. D.* The geology of the southern French Jura.— Proc. Geol. Assoc. Lond., 1963, 74, 325—356.
- Ager D. V., Wallace P.* The environmental history of the Boulonnais, France.— Proc. Geol. Assoc. Lond., 1966, 77, 385—417.
- Ager D. V., Wallace P.* The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, northern France.— In: T. P. Crimes, J. C. Harper (eds). Trace fossils. Seel House Press, Liverpool, 1970, 1—18.
- Agrawal S. K.* Contribution a l'étude stratigraphique et paléontologique du jurassique du Kutch (Inde).— Ann. Centre Études Doc. Paléont., 1956, № 19.
- Aitken W. G.* Geology and palaeontology of the Jurassic and Cretaceous of southern Tanganyika.— Bull. Geol. Surv. Tanganyika, 1961, 31, 1—144.
- Aldinger H.* Zur Entstehung der Eisenoolithe im Schwäbischen Jura.— Z. deutsch. Geol. Ges., 1957, № 109, 7—9.
- Alencaster de Cserna G.* Pelecipodos del Jurásico medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guenero.— Paleont. Mexicana, 1963, № 15.
- Allen P.* Lower Cretaceous source lands and the North Atlantic.— Nature, 1969, 222, 657—658.
- Allen P., Keith M. L.* Carbon isotope ratios and palaeosalinities of Purbeck—Wealden carbonates.— Nature, 1965, 208, 1278—1280.
- Amaral G., Cordari U. S., Kawashita K., Reynolds J. H.* Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, 159—189.
- Ambroggi R.* Étude géologique du versant meridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss.— Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1963, № 157.

*Andal D. R., Esguarra J. G., Hashimoto W., Reyer B. P., Sato T.* The Jurassic Mansalay Formation, southern Mindoro, Philippines.—*Geol. Palaeont. S. E. Asia*, 1968, 4, 179—197.

*Andelković M. Z.* Die Ammoniten aus den Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* des Gebirges Stara Planina in Ostserbien (Jugoslawien).—*Palaeont. Jugoslavica*, 1966, 6. (In Serbian, with German summary.)

*Anderson F. W., Hughes N. F.* The "Wealden" of north-west Germany and its English equivalents.—*Nature*, 1964, 201, 907—908.

*Anderson R. Y., Kirkland D. W.* Origin, varves and cycles of Jurassic Todilto Formation.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1960, 44, 37—52.

*Androusev D.* Geology of the Czechoslovakian Carpathians. Vol. 2. Mesozoic. Sloven. Akad. Vied, Bratislava, 1965. (In Czech, with Russian and German summaries.)

*Arkell W. J.* The Jurassic system in Great Britain. Oxford Univ. Press, 1933.

*Arkell W. J.* On the nature, origin and climatic significance of coral reefs in the vicinity of Oxford.—*Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 1935, 91, 77—110.

*Arkell W. J.* Jurassic geology of the world. Oliver & Boyd, Edinburgh, 1956.

*Armstrong C. F., Oriol S. S.* Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, 49, 1842—1866.

*Armstrong R. L., Hansen E.* Cordilleran infraction in the eastern Great Basin.—*Amer. J. Sci.*, 1966, 264, 112—127.

*Armstrong R. L., Suppe J.* Potassium-argon geochronology of Mesozoic igneous rocks in Nevada, Utah and southern California.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, 84, 1375—1392.

*Assereto R.* The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran).—*Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 1966, 72, 113—182.

*Assereto R., Barnard P. D. W., Fantini Sestini N.* Jurassic stratigraphy of the Central Elburz (Iran).—*Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 1968, 74, 3—21.

*Aubouin J.* Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie.—*Ann. Geol. Pays Helleniques*, 1959, Ser. 1, 10, 1—525.

*Aubouin J.* Reflexions sur le facies "Ammonitico Rosso".—*Bull. Soc. Géol. France*, 1964, (7) 6, 475—501.

*Aubouin J., Cadet J. P., Rampoux J. P.* A propos de l'âge de la série ophiolitique dans les Dinarides yougoslaves: la coupe de Milhajlocici aux confins de la Serbie et du Montenegro.—*Bull. Soc. Géol. France*, 1965, (7) 6, 107—112.

*Aubouin J., Brunn J. H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I., Mercier J.* Esquisse de la géologie de la Grèce.—In: *Livre mém. P. Fallot*. Vol. 2. Ed. M. Durand Delga. 1962, 583—610.

*Audley-Charles M. C., Carter D. J., Milsom J. S.* Tectonic development of eastern Indonesia in relation to Gondwanaland dispersal.—*Nature Phys. Sci.*, 1972, 239, 35—39.

*Australian Petroleum Company Proprietary Ltd.* Geological results of petroleum exploration in western Papua 1937—1961.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1961, 8, 1—133.

*Bailey E. B., Weir J.* Submarine faulting in Kimmeridgian times: East Sutherland.—*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1932, 47, 431—467.

*Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L.* Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California.—*Calif. Div. Mines Geol. Bull.*, 1964, 183.

*Bakker R. T.* Anatomical and ecological evidence of endothermy in dinosaurs.—*Nature*, 1972, 238, 81—85.

*Ballance P. F., Watters W. A.* The Mawson diamictite and the Carapace sandstone formations of the Ferrar Group at Allen Hills and Carapace Nunatak, Victoria Land, Antarctica.—*N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1971, 14, 512—527.

*Barbera Lamagna C.* Stratigrafia e paleontologia della formazione degli scisti ad aptici dei dintorni di Bolognolo (Macerata).—Mem. Soc. Nat. Napoli, suppl. al Boll., 1970, 78, 215—244.

*Barbulescu A.* Les facies du Jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea centrale (Roumanie).—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 225—232.

*Barnard P. D. W.* Mesozoic floras.—In: N. F. Hughes (ed.). Organisms and Continents through Time.—Paleont. Spec. Papers, 1973, № 12, 175—188.

*Barthel K. W.* Die oberthionische, regressive Flachwasser—Phase der Neuburger Folge in Bayern.—Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abh., N. S., 1969, 142, 1—174.

*Barthel K. W.* On the deposition of the Solnhofen lithographic limestone (Lower Tithonian, Bavaria, Germany).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1970, 135, 1—18.

*Barthel K. W.* The genesis of the Solnhofen lithographic limestone (Lower Tithonian): further data and comments.—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 3, 133—145.

*Barthel K. W., Cediol F., Geyer O. F., Remane J.* Der subbetische Jura von Cehegin (provinz Murcia, Spanien).—Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. hist. Geol., 1966, 6, 167—211.

*Bate R. H.* Stratigraphy and palaeogeography of the Yorkshire oolites and their relationships with the Lincolnshire limestone.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1967, 14, 111—141.

*Bauer V.* Ueber das Tierleben auf den Seegraswiesen des Mittelmeeres.—Zool. Jb. Abt., 1929, 56, 1—42.

*Beauvais L.* Upper Jurassic hermatypic corals.—In: A. Hallam (ed.). Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam, 1973, 317—328.

*Behmel H.* Stratigraphie und Fazies im präbetischen Jura von Albecete und Nord-Murcia.—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1970, 137, 1—102.

*Behmel H., Geyer O. F.* Stratigraphie und Fossilführung im Unterjura von Albarracin (Provinz Teruel).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1966, 124, 1—52.

*Benda L.* Die Jura-Flora aus der Saighan-Serie Nord-Afghanistans.—Beih. geol. Jb., 1964, 70, 99—152.

*Berg H. C., Jones D. L., Richter D. H.* Gravina-Nutzotin belt-tectonic significance of an Upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and south-eastern Alaska.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 800-D, 1972, 1—24.

*Bernoulli D.* Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen).—Beitr. geol. Karte Schweiz, N. S., 1964, 118.

*Bernoulli D.* Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the central Mediterranean area.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 71—90.

*Bernoulli D.* North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison.—Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 1972, 11, 801—871.

*Bernoulli D., Jenkyns H. C.* A Jurassic basin: the Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria.—Verh. Geol., B-A. Wien, 1970, 4, 504—531.

*Bernoulli D., Jenkyns H. C.* Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys.—In: R. H. Dott, R. Shaver (ed). Geosynclinal sedimentation, Modern and Ancient, a Symposium, S.E.P.M., Spec. Publ., 1974, 129—160.

*Bernoulli D., Peters T.* Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the southern Alps.—Ecl. Geol. Helv., 1970, 63, 609—621.

*Bernoulli D., Renz O.* Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from western Greece.—Ecl. Geol. Helv., 1970, 63, 573—607.

*Bernoulli D., Wagner C. W.* Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1971, 138, 135—149.

*Berridge N. G., Ivimey-Cook H. C.* The geology of a Geological Survey borehole at Lossiemouth, Morayshire.—Bull. Geol. Surv. G. B., 1967, № 27, 155—169.

- Bertraneau J.* Contributions a l'étude géologique des monts du Hodna: I, le massif du Bon Taleb.—Bull. Serv. Carte geol. Alger, Sér. B, 1955, № 9.
- Besairie H., Collignon M.* Madagascar.—Lex. Strat. Intern. V. 4. Eds. D. T. Donovan, J. E. Hemingway. 1956, fasc. 11.
- Beuther A., Dahm H., Kneuper-Haack F., Mensink H., Tischer G.* Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien.—Beih. geol. Jb., 1966, 44.
- Beznozov N. V., Mikhailov N. P., Tuchkov I. I.* Jurassic geology of the World. Revised account of Soviet section of Arkell's book. Nat. Lending Library, Boston Spa, England, 1962, R.T.S. 4562. (English translation).
- Bielecka W.* Micropalaeontological stratigraphy of the lower Malm of the Chrzanow region, southern Poland.—Proc. Inst. Geol. Poland, 1960, 31. (In Polish, with English summary.)
- Biese W. A.* Zur Verbreitung des marinen Jura in chilenischen Raum der andinen Geosyncline.—Geol. Rundschau, 1957a, 45, 877—919.
- Biese W. A.* Der Jura von Cerritos Bayos—Calama Republica de Chile, Provinz Antofagasta.—Geol. Jb., 1957b, 72, 439—485.
- Bigarella J. J., Salamuni R.* Palaeowind patterns in the Botucatu Sandstone (Triassic—Jurassic) of Brazil and Uruguay.—In: A. E. M. Nairn (ed). Problems in Palaeoclimatology. Interscience, Lond.—N. Y., 1964, 406—409.
- Birkenmajer K., Znosko J.* Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Piening klippen Belt (Central Carpathians).—Roczn. Polske Towarz. Geol., 1955, 23, 3—36. (Polish, with English summary).
- Bitterli P.* Aspects of the genesis of bituminous rock sequences.—Geol. Mijnb., 1963a, 42, 183—201.
- Bitterli P.* Classification of bituminous rocks of Western Europe.—Proc. 6th World Petrol. Congr. Sect. 1, 1963b, Paper 30.
- Black M.* Drifted plant-beds of the Upper Estuarine Series of Yorkshire.—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1929, 85, 389—437.
- Blaison J.* Stratigraphie et zonéographie du lias inférieur des environs de Lons-le-Saumier, Jura.—Ann. Sci. Univ. Besançon, 1961, Ser. 2, Geol., 15, 35—122.
- Blaison J.* Observations nouvelles sur la stratigraphie du Jurassique de la région de Kandrehu (Madagascar).—Bull. Soc. Géol. France, 1963 (7), 5, 969—979.
- Blaison J.* Affinités, répartition et typologie du genre *Bouleiceras* Thevenin 1906.—Ann. Sci. Univ. Besançon, 1968, Ser. 3, Geol., 5, 41—49.
- Blind W.* Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, von Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung.—Palaeontogr., 1963, 121A, 38—131.
- Blumenthal M., Durand Delga M., Fallot P.* Données nouvelles sur le tithonique, le crétacé et l'éocène inférieur de la zone marno-schisteuse du Rif septentrional (Maroc).—Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1958, № 143, 35—58.
- Bonnefous J.* Jurassic stratigraphy of Tunisia: a tentative synthesis (northern and central Tunisia, Sahel and Chotts areas).—In: L. Martin (ed.). Guidebook to the geology and history of Tunisia. Petrol. Expl. Soc. Libya, 9th Ann. Field Conf., Breumelhof, Amsterdam, 1967.
- Bonnefous J., Rakus M.* Précisions nouvelles sur le Jurassique du Djebel Bou Kornine d'Hammam-Lif (Tunisie).—Bull. Soc. Géol. France, 1965 (7), 7, 855—859.
- Bonte A., Collin J. J., Godfriaux I., Leroux B.* Le Bathonien de la région de Marquise. Le Wealden du Boulonnais.—Bull. Carte Géol. France, 1958, № 255, 56, 1—28.
- Borchert H.* Genesis of marine sedimentary iron ores.—Bull. Inst. Min. Metall., 1960, 69, 261—279.
- Borns H. W., Hall B. A.* A reinvestigation of the Mawson Tillite, Victoria Land, Antarctica.—Science, 1969, 166, 870—872.
- Bosellini A., Broglio-Loriga C. B.* "Calcarì Grigi" di Rotzo (Giurassico Inferiore, Al topiano d'Asiago).—Ann. Univ. Ferrara Sez., 1971, 9, 5, 1—61.
- Bosellini A., Hsü K. J.* Mediterranean plate tectonics and Triassic palaeogeography.—Nature, 1973, 244, 144—146.

*Boswell P. G. H.* The petrography of the sands of the Upper Lias of Somersetshire.—*Geol. Mag.*, 1924, 61, 246—264.

*Botte H., Dengler H., Finkenwirth A. e. a.* Die marinsedimentären Eisensteine des Jura in Nordwestdeutschland.—*Beih. geol. Jb.*, 1969, 79.

*Bouroullac J., Deloffre R.* Interprétation sédimentologique et paléogéographique des microfacies Jurassiques du sud-ouest Aquitain.—*Bull. Centre Rech. PAU SNPA*, 1969, 3, 287—328.

*Bowen R.* Paleotemperature analyses of Belemnoida and Jurassic paleoclimatology.—*J. Geol.*, 1961, 69, 309—320.

*Bowen R.* Oxygen isotopes as climatic indicators.—*Earth Sci. Rev.*, 1966, 2, 199—224.

*Brand E., Hoffmann K.* Stratigraphy and facies of the north-west German Jurassic and genesis of its oil deposits.—*Proc. 6th World Petrol. Congr. Sect. 1*, 1963, 223—245.

*Bremer H.* Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurium bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (Turkei).—*N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 1965, 122, 127—221.

*Brenner R. L., Davies D. K.* Storm-generated coquinoid sandstones: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, 84, 1685—1698.

*Brenner R. L., Davies D. K.* Oxfordian sedimentation in Western Interior United States.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, 58, 407—428.

*Bretsky P. W., Lorenz D. M.* Adaptive response to environmental stability: a unifying concept in paleoecology.—*Proc. N. Amer. Paleont. Convent. E*, Chicago, 1971, 522—550.

*Briden J. C.* Recurrent continental drift of Gondwanaland.—*Nature*, 1967, 215, 1334—1339.

*Brinkmann R.* Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, 819—826.

*Brockamp B.* Zur paläogeographie und Bitumenführung des Posidonien-schiefers im deutschen Lias.—*Arch. Lagerstättenforsch.*, 1944, 77, 1—59.

*Brongersma-Sanders M.* Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks: an actualistic model.—*Marine Geol.*, 1971, 11, 123—144.

*Brookfield M. E.* Eustatic changes of sea level and orogeny in the Jurassic.—*Tectonophysics*, 1970, 9, 347—363.

*Brookfield M. E.* An alternative to the "clastic trap" interpretation of oolitic ironstone facies.—*Geol. Mag.*, 1971, 108, 137—143.

*Brookfield M. E.* The palaeoenvironment of the Abbotsbury Ironstone (Upper Jurassic) of Dorset.—*Palaeontology*, 1973, 16, 261—274.

*Brookfield M. E.* Palaeogeography of the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian (Jurassic) in Britain.—*Palaeogeographie; Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1974, 14, 137—168.

*Brown G., Catt J. A., Weir A. H.* Zeolites of the clinoptilolite — heulandite type in sediments of south-east England.—*Min. Mag.*, 1969, 37, 480—488.

*Brown P. R.* Algal limestones and associated sediments in the basal Purbeck of Dorset.—*Geol. Mag.*, 1963, 100, 565—573.

*Brown P. R.* Petrography and origin of some Upper Jurassic beds from Dorset.—*J. Sedim. Petrology*, 1964, 34, 254—269.

*Brunstrom R. G. W., Walmsley P. J.* Permian evaporites in North Sea Basin.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1969, 53, 870—883.

*Bubenicek L.* Recherches sur la constitution et la répartition des minéraux de fer dans l'Aalénien de Lorraine.—*Inst. Rech. Siderurgie, Ser. A, N° 262*, Sciences de la Terre, 1961, 8.

*Buck E., Hahn W., Schadel K.* Zur stratigraphie des Bajociums und Bathoniens der Schwäbischen Alb.—*Jh. Geol. Landesamt Baden — Württemberg*, 1966, 8, 23—46.

*Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G.* The fit of the continents around the Atlantic.—*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1965, A 258, 41—51.

*Bürgl H.* El "Jura-Triásico" de Colombia.—*Bol. Geol. Min. Minas Petrol., Serv. Geol. Nac.*, 1965, 12, 5—31.

- Bürgl H.* The orogenesis in the Andean system of Colombia.—Tectonophysics, 1967, 4, 429—443.
- Busnardo R., Elmi S., Mangold C.* Ammonites calloviennes de Cabra (Andalousie, Espagne).—Trans. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, N. S., 1965, № 11, 49—94.
- Busson G.* Mesozoic of southern Tunisia.—In: L. Martin (ed). Guidebook to the geology and history of Tunisia. Petrol. Expl. Soc. Libya, 9th Ann. Field Conf. Breumelhof, Amsterdam, 1967.
- Caillère S., Kraut F.* Les gisements de fer du bassin Lorraine.—Mém. Mus. Hist. Nat., Paris (C), 1954, 4.
- Callomon J. H.* The ammonite zones of the Middle Jurassic beds of East Greenland.—Geol. Mag., 1959, 96, 505—513.
- Callomon J. H.* Notes on Jurassic stratigraphical nomenclature. 1. Principles of stratigraphic nomenclature.—Rep. Carpath.-Balkan Geol. Assoc. 7th Congr., 1965, pt. 2, 81—85.
- Callomon J. H.* Geological maps of Carlsberg Fjord—Fossilbjerget area.—Medd. Gronl., 1970, 168, № 4, 1—9.
- Callomon J. H., Cope J. C. W.* The stratigraphy and ammonite succession of the Oxford and Kimmeridge clays in the Warleigham borehole.—Bull. Geol. Surv. G. B., 1971, № 36, 147—176.
- Callomon J. H., Donovan D. T., Trümpy R.* An annotated map of the Permian and Mesozoic formations of East Greenland.—Medd. Gronl., 1972, 168, № 3.
- Calvert S. E.* Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California.—In: Marine Geology of the Geology of the Gulf of California—a Symposium, Mem. № 3, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1964, 311—330.
- Cameron J. B., Chiu Chung E. S.* Coal resources, Rosewood—Walloon coalfield.—Queensland Geol. Surv. Publ., 1963, 310.
- Cantaluppi G., Montanari L.* Carixiano superiore e suo passaggio al Domeriano a N. W. di Arzo (Canton Ticino).—Boll. Soc. Paleont. Ital., 1968, 7, 1—21.
- Cantu Chapa A.* Étude biostratigraphique des ammonites du centre et de l'est du Mexique.—Mém. Soc. Géol. France, 1963, № 99, N. S. 42.
- Carliou E.* Les faunes d'ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du seuil du Poitou.—Trav. Inst. Geol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci. Poitiers, 1966, 7, 47—67.
- Carliou E.* Ammonites of the Callovian and Oxfordian.—In: A. Hallam (ed.). Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam, 1973, 287—295.
- Carozzi A. V., Bouroullec J., Deloffre R., Rumeau J. L.* Mirco-facies du Jurassique d'Aquitaine.—Bull. Centre Rech. PAU SNPA, 1972, Spec. Vol., № 1.
- Carroll D.* Role of clay minerals in the transportation of iron.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, 14, 1—27.
- Cartagena R. T.* El Triasico y Jurasico del Departamento de Curepto en la Province de Talca.—Ann. Fac. Cienc. Fis. Mat. Univ. Chile, 1963, 22, 29—46.
- Carter W. D.* Unconformity marking the Jurassic—Cretaceous boundary in the La Ligua area, Aconcagua province, Chile.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 450-E, 1963, 61—63.
- Casey R.* The ammonites of the Spilsby sandstone and the Jurassic—Cretaceous boundary.—Proc. Geol. Soc. Lond., 1962, № 1598, 95—100.
- Casey R.* The dawn of the Cretaceous period in Britain.—Bull. S. E. Union Sci. Soc., 1963, 117, 1—15.
- Casey R.* The position of the Middle Volgian in the English Jurassic.—Proc. Geol. Soc. Lond., 1967, № 1640, 128—133.
- Casey R.* Facies, faunas and tectonics in late Jurassic-early Cretaceous Britain.—In: F. A. Middlemiss, P. F. Rawson, G. Newall (eds.). Faunal Provinces in space and time. Seel House Press, Liverpool, 1971, 153—168.

*Casey R.* The ammonite succession at the Jurassic—Cretaceous boundary in eastern England.—In: R. Casey, P. F. Rawson (eds). *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, 1973, 193—266.

*Castellarin A.* Filoni sedimentari nel Giurese di Lappio (Trentino meridionale).—*Giorn. Geol.*, 1965, 33, 527—546.

*Castellarin A.* Evoluzione paleotettonica sinsedimentoria del limite tra "Piattaforna Veneta" e "Bacino Lombardo" a nord di riva del Garda.—*Giorn. Geol.*, 2nd Series, 1972, 38, fasc. 1, 11—212.

*Castellarin A., Sartori R.* Desiccation shrinkage and leaching vugs in the Calcarei Grigi Infraliassic tidal flat.—*Ecl. Geol. Helv.*, 1973, 66, 339—343.

*Catt J. A., Gad M. A., Le Riche H. H., Lord A. R.* Geochemistry, micro-palaeontology and origin of the Middle Lias ironstones in northeast Yorkshire.—*Chem. Geol.*, 1971, 8, 61—76.

*Cecioni G.* Preuves en faveur d'une glaciation neo-Jurassique en Patagonie.—*Bull. Soc. Géol. France*, 1958 (6), 8, 413—436.

*Cecioni G.* Nevaden orogeny in northernmost Chile.—*Proc. 9th Pacific Sci. Congr.*, 1961, 12, 136—143.

*Cecioni G., Garcia F.* Stratigraphy of coastal range in Tarapaca province, Chile.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1960, 44, 1609—1620.

*Cecioni G., Westermann G. E. S.* The Triassic—Jurassic marine transition of coastal central Chile.—*Pacif. Geol.*, 1968, 1, 45—75.

*Charig A. L.* Jurassic and Cretaceous dinosaurs.—In: A. Hallam (ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973, 339—352.

*Chatalov G.* Stratigraphy of the Jurassic in the central Strandja Mountain.—*Bulgar. Akad. Nauk Geol. Inst., Tr. Geol. Bulgar. Ser. Struct. Tect.*, 1967, 16, 145—166. (In Bulgarian with English summary).

*Choubert G., Faure Muret A.* Evolution du Domaine Atlasique marocain depuis les temps Paléozoïques.—In: *Livre. mém. P. Fallot. Vol. 1. Ed. M. Durand Delga.* 1962, 447—527.

*Chowns T. M.* Depositional environment of the Cleveland ironstone series.—*Nature*, 1966, 211, 1286—1287.

*Christ H. A.* Beiträge zur stratigraphie und Paläontologie des Malm von West-Sizilien.—*Schweiz paläont. Abh.*, 1960, 77.

*Christensen G. B.* Ostracods from the Purbeck—Wealden beds in Bornholm.—*Danm. Geol. Unders.*, 1963, 2, № 86.

*Cita M. B.* Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the southern Alps (Northern Italy). *J. Brill, Leiden*, 1965.

*Clift W. O.* Sedimentary history of the Ogaden district, Ethiopia.—*Rep. 20th Intern. Geol. Congr. Petrol. Gas Sympos.*, 1956, 1, 89—112.

*Colacicchi R., Pialli G.* Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del M. Cucco (Appennino Umbro).—*Bull. Soc. Geol. Ital.*, 1967, 86, 179—192.

*Colacicchi R., Pialli G.* Relationship between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the Umbro-Marchigiano basin (central Italy).—*Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*, 1971, 54, 195—207.

*Colacicchi R., Praturlon A.* Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in eastern Marsica (central Apennines, Italy).—*Geol. Rom.*, 1965, 4, 89—118.

*Collignon M.* La partie supérieur du Jurassique au nord de l'Analavelona (Sud Madagascar).—*C. R. 3e Congr. P.I.O.S.A., Tananarive*, 1957, Sect. C, 73—87.

*Collignon M.* Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar. Pt. 1—4. Lias to Tithonian. *Serv. géol. Tananarive*, 1958—1960.

*Collignon M.* Echelle chronostratigraphique proposée pour les domaines Indo-Africano-Malgache (Bathonien moyen à Tithonique). *Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg*, 1964a, 927—931.

*Collignon M.* Le série Dogger—Malm dans la région est d'Ankirihitra (N. W. Madagascar) et ses faunes successives.—*C. R. Semaine Géol. Com. Nat. Malgache Géol.*, 1964b, 43—48.

*Collignon M., Rebilly G., Roch E.* Le Lias et le Jurassique moyen de la

- région de Kandreho (Madagascar).—Bull. Soc. Géol. France, 1959, (7) 1, 132—136.
- Colo G.* Contribution a l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional.—Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1961, 139.
- Colom G.* Sur l'interprétation des sédiments profonds de la zone géosynclinale baleare et subbetique (Espagne).—Palaeogéographie, Palaeoclimatologie, 1967, 3, 299—310.
- Cope J. C. W.* The palaeontology and stratigraphy of the lower part of the Upper Kimmeridge Clay of Dorset.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1967, 15.
- Corvalán Diaz J.* Ueber marine sedimente des Tithon und Neocom der Gegend von Santiago.—Geol. Rundschau, 1957, 45, 919—926.
- Corvalán Diaz J.* El titoniano de río Lenas, prov. de o'Higgins, con una revision del titoniano y neocomiano de la parte chilena del geosynclinal andino.—Inst. Inves. Geol. Chile, 1959, 13 (3).
- Couper R. A.* British Mesozoic microspores and pollen grains.—Palaeontogr., 1958, 103B, 75—174.
- Cowperthwaite I. A., Fitch F. J., Miller J. A., Mitchell J. G., Robertson R. H. S.* Sedimentation, petrogenesis and radioisotopic age of the Cretaceous Fuller's Earth of southern England.—Clay Mins., 1972, 9, 309—327.
- Cox K. G.* Tectonics and vulcanism of the Karroo Period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland.—In: T. N. Clifford, I. G. Gass (eds.). African magmatism and tectonics. Oliver & Boyd, Edinburgh, 1970, 211—235.
- Cox L. R.* Jurassic Bivalvia and Gastropoda from Tanganyika and Kenya.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1965, Suppl. 1.
- Craig G. Y.* (ed.). The Geology of Scotland. Oliver & Boyd, Edinburgh, 1965.
- Craig L. C. e. a.* Stratigraphy of the Morrison and related formations of the Colorado Plateau region.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1955, 1009-E, 125—168.
- Crescenti U.* Biostratigraphic correlations in the Jurassic facies of central Italy by means of the microfossils.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 209—213.
- Crowell J. C.* Depositional structures from Jurassic boulder beds, East Sutherland.—Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1961, 18, 202—220.
- Cruys H.* Contributions a l'étude géologique des monts du Hodna; 2, La région de Tocqueville et de Bordj R'dir.—Bull. Serv. Carte Géol. Alger, 1955, B. n. s. № 4, 195—326.
- Curtis C. D., Spears D. A.* The formation of sedimentary iron minerals.—Econ. Geol., 1968, 63, 257—270.
- Dadlez R.* Outline of the Lias stratigraphy in western Poland and correlation with the Lias of central Poland.—Kwartal. Geologiszny, 1964, 8, 122—144. (Polish with English summary).
- Dadlez R., Dayzak-Calikowska K., Dembowska J.* Geological atlas of Poland—stratigraphic and facial problems. fasc. 9, Jurassic. Publ. Geol. Inst. Warsaw, 1964.
- Dahm H.* Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien).—Beih. geol. Jb., 1966, 44, 13—54.
- Dalziel I. W. D., Cortés R.* Tectonic style of the southern—most Andes and the Antarcandes.—Rep. 24th Intern. Geol. Congr., 1972, Sect. 3, 316—327.
- Daniel E. J.* Syrie intérieure.—Lex. Strat. Intern. Vol. 3 Eds. D. T. Donovan, J. E. Hemingway. 1963, fasc. 10B.
- D'Argenio B.* Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale.—Boll. Soc. Nat. Napoli, 1966, 75, 497—551.
- D'Argenio B.* Geologia del gruppo del Taburno—Camposauro (Appennino Campano).—Atti Acc. Sci. Fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti. Napoli, 1967, Ser. 3, 6.
- D'Argenio B., Scandone P.* Jurassic facies pattern in the Southern (Campania—Lucania) Apennines.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 383—396.

- D'Argenio B., Vallario A.* Sedimentazione ritmica nell' Infralias dell'Italia meridionale.—Boll. Soc. Nat. Napoli, 1967, 76, 1—7.
- Davies D. K.* Origin of friable sandstone-calcareous sandstone rhythms in the Upper Lias of England.—J. Sedim. Petrology, 1967, 37, 1179—1188.
- Davies D. K.* Shelf sedimentation: an example from the Jurassic of Britain.—J. Sedim. Petrology, 1969, 39, 1344—1370.
- Davies P. J.* Calcite precipitation and recrystallisation fabrics—their significance in Jurassic limestones of Europe.—J. Geol. Soc. Australia, 1971, 18, 279—292.
- Davies R. G., Gardezi A. H.* The presence of *Bouleiceras* in Hazara and its geological implications.—Geol. Bull. Punjab. Univ., 1965, № 5, 1—58.
- Dayczak-Calikowska K.* Problems of Middle Jurassic stratigraphy in Poland.—Biul. Inst. Geol. Warsaw, 1967, 203, 72—83.
- Dean W. T., Donovan D. T., Howarth M. K.* The Liassic ammonite zones and subzones of the north-west European Province.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1961, 4, 438—505.
- De Jersey N. J.* Jurassic spores and pollen grains from the Rosewood coalfield.—Queensland Geol. Surv. Publ., 1960, 294.
- De Lapparent A. F., Blaise J., Lys M., Mousterde R.* Presence du Permien, du Lias et du Jurassique dans la région d'Urasgan (Afghanistan central).—C. R. Acad. Sci. Paris, 1966, 263, 805—807.
- Dercourt J.* Contribution a l'étude géologique d'un secteur du Peloponnese septentrional.—Ann. Geol. Pays. Hellen, 1964, 15, 1—408.
- Derin B., Gerry E.* Jurassic biostratigraphy and environments of deposition in Israel.—Israel Inst. Petrology, 1972, Rep. 2/72.
- Derin B., Reiss Z.* Jurassic microfacies of Israel.—Israel Inst. Petrol. Spec. Publ., 1966.
- Desio A. e. a.* Stratigraphic studies in the Tripolitanian Jebel (Libya).—Riv. Ital. Paleont. Strat., 1963, 9, 1—126.
- Desio A., Cita M. B., Premoli Silva I.* The Jurassic Karkar Formation in north-east Afghanistan.—Riv. Ital. Paleont. Strat., 1965, 71, 1181—1224.
- Desio A., Rossi Ronchetti C., Invernizzi G.* Il giurassico dei dintorni di Jefren in Tripolitania.—Riv. Ital. Paleont. Strat., 1960, 66, 65—113.
- Dettmann M. E.* Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia.—Proc. Roy. Soc. Victoria, 1963, 77, 1—148.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, 3134—3180.
- Dickinson W. R.* Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, 1241—1256.
- Dietz R. S., Holden J. C.* Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present.—J. Geophys. Res., 1970, 75, 4939—4956.
- Dingle R. V., Klinger H. C.* Significance of U. Jurassic sediments in the Knysna Outlier (Cape Province) for timing of the breakup of Gondwanaland.—Nature Phys. Sci., 1971, 232, 37.
- Dingle R. V., Klinger H. C.* The stratigraphy and ostracod fauna of the Upper Jurassic sediments from Breton, in the Knysna Outlier, Cape Province.—Trans. Roy. Soc. S. Africa, 1972, 40, 279—297.
- Donovan D. T.* The Jurassic and Cretaceous systems in East Greenland.—Medd. Grøn., 1957, 155, № 4, 1—214.
- Donovan D. T.* The ammonite zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso facies) of southern Switzerland and Italy.—Ecl. Geol. Helv., 1958, 51, 33—60.
- Donovan D. T.* Stratigraphy and ammonite fauna of the Volgian and Berriasian ammonite fauna of East Greenland.—Medd. Grøn., 1964, 154, № 4, 1—34.
- Donovan D. T.* The geographical distribution of Lower Jurassic ammonites in Europe and adjacent areas.—Systematics Assos. Publ., 1967, № 7, 111—132.

- Donovan D. T., Hemingway J. E.* (eds.). Angleterre, Pays de Galles et Ecosse — Jurassique. — Lex. Strat. Intern. Vol. 1, 1963, fasc. 3ax.
- Donze P.* Les couches de passage du jurassique ou crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne" (massifs sub-alpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). — Trav. Fac. Sci. Lab. Geol. Lyons, N. S., 1958, N° 3.
- Donze P., Enay R.* Les cephalopodes du Tithonique inférieur de la Croix de-Saint-Concors près Chambéry (Savoie). — Trav. Fac. Lab. Geol. Lyon, N. S., 1961, N° 7.
- Dubar G.* La faune domerienne du Jeble bou-Dahar. — Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1948, 68.
- Dubar G.* Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). — In: Livre mém. P. Fallot. Vol. 2. Ed. M. Durand Delga. 1962, 529—544.
- Dubar G.* Brachiopodes jurassique du Sahara Tunisien. — Ann. Paleont., 1967, 53, 33—48.
- Dubar G., Mouterde R.* Extension du kimmeridgien marine dans les Asturies depuis Ribadesella jusqu'a Gijon. — C. R. Acad. Sci. Paris, 1957, 244, 99—101.
- Dubar G., Peyre N., Peyre Y.* Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga (Andalousie, Espagne). — Bull. Soc. Géol. France, 1960, (7) 2, 330—339.
- Dubar G., Mouterde R., Virgili C., Suarez L. C.* El Jurassico de Asturias (norte de Espana). — Cuad. Geol. Iberica, 1971, 2, 561—580.
- Dubertret L.* Liban et Syrie: chaine des grands massifs éotiers et confins a l'Est. — Lex. Strat. Intern., 1963, vol. 3, fasc. 10A.
- Du Dresnay R.* Données stratigraphiques complementaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). — Bull. Soc. Géol. France, 1963, (7) 5, 883—900.
- Du Dresnay R.* Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique, dans la partie orientale du domaine Atlasique marocain, leurs consequences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogenese Atlasique. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964a, 899—912.
- Du Dresnay R.* Les découvertes, dans le Dogger du Maroc, de faunes d'ammonites de la province arabe a Eremoceras: historique, localisations et répartition paléogéographique. — C. R. Acad. Sci. Paris, 1964b, 259, 4754—4757.
- Duff P. McL. D., Hallam A., Walton E. K.* Cyclic sedimentation. Elsevier, Amsterdam, 1967.
- Dunham K. C.* Syngenetic and diagenetic mineralisation in Yorkshire. — Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1960, 32, 229—284.
- Dunnington H. V., Wetzel R., Morton D. M.* Mesozoic and Tertiary of Iraq. — Lex. Strat. Intern., 1959, Vol. 3.
- Durand Delga M., Fallot P.* Indices de la présence du tithonique et du néocomien dans la dorsale calcaire du Rif (Maroc). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1957, 245, 2441—2447.
- Dzotsenidze G. D.* Essay of comparison of the Meso-Cenozoic magmatism of the Caucasus, Crimea, Balkans, and Carpathians. — 23rd Intern. Geol. Congr., Sect. 2, 1968, 87—98.
- Edmonds E. A., Poole E. G., Wilson V.* Geology of the country around Banbury and Edge Hill. Mem. Geol. Surv. G. B., 1965.
- Einsele G., Mosebach R.* Zur petrographie, Fossilhaltung und Entstehung der Gesteine des Posidoneinschiefers im Schwäbischen Jura. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1955, 101, 319—430.
- Elmi S.* Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. — Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 1967, N° 19 (fasc. 1, 2), 1—507.
- Elmi S.* Les faunes a *Prohectioceras* du Bathonien inférieur et moyen des confins Algero-Marocains. — Geobios., 1971, 4, 243—263.
- Elmi S., Mouterde R.* Le Lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). — Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, N. S., 1965, N° 12, 143—246.

*Emberger J.* Esquisse géologique de la partie orientale des Mons des Oulad Naïl (Atlas saharien, Algérie).—Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N. S., 1960, Bull. 27.

*Enay R.* L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français—étude stratigraphique.—Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 1966, fasc. 8, Vols. 1, 2.

*Enay R.* Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique terminal (Tithonique s. 1./Volgien s. 1./Portlandien s. 1.) et mobilité continentale.—Geobios., 1972, 5, 355—407.

*Enay R.* Upper Jurassic (Tithonian) ammonites.—In: A. Hallam (ed.). Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, Amsterdam, 1973, 297—308.

*Enay R., Martin C., Monod O., Thieuloy J. P.* Jurassique supérieur à ammonites (Kimmeridgien—Tithonique) dans l'autochtone du Taurus de Beysehir (Turquie meridionale).—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 397—422.

*Epstein S., Mayeda T.* Variations in  $O^{18}$  content of waters from natural sources.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, 27, 213—224.

*Erben H. K.* El Jurassico inferior de Mexico y sus amonitas.—20th Intern. Geol. Congr., Mexico, 1956a.

*Erben H. K.* El Jurassico medio y el Calloviano de Mexico.—Ibid., 1956b.

*Erben H. K.* Paleogeographic reconstructions for the Lower and Middle Jurassic and for the Callovian of Mexico.—Rep. 20th Intern. Geol. Congr., 1957a, Sect. 11, 35—40.

*Erben H. K.* New biostratigraphic correlations in the Jurassic of eastern and south—central Mexico.—Ibid., 1957b, 43—52.

*Ernst W.* Die Liastongrube Grimmen: Sediment, Makrofauna und Stratigraphie—ein Überblick.—Geologie, 1967, 5, 550—569.

*Evernden J. F., Richards J. R.* Potassium-argon ages in eastern Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 1962, 9, 1—50.

*Fabricius F. H.* Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch—Tiroler Kalkalpen. Brill, Leiden, 1966.

*Fabricius F.* Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen.—Geol. Rundschau, 1967, 56, 180—190.

*Fabricius F., Freidrichsen V., Jacobshagen V.* Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen.—Geol. Rundschau, 1970, 59, 805—826.

*Falcon N. L., Kent P. E.* Geological results of petroleum exploration in Britain 1945—1957.—Mem. Geol. Soc. Lond., 1960, № 2.

*Fantini Sestini N.* Contributo allo studio della ammoniti del Domeriano di Monte Domaro (Brescia).—Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 1962, 68, 483—554.

*Fantini Sestini N.* Upper Liassic molluscs from Shemshak Formation.—Inst. Paleont. Univ. Milano, 1966, Ser. P, Publ. 154, 795—852.

*Farag I. A. M.* Contribution to the study of the Jurassic formations in the Maghara massif (northern Sinai).—Egyp. J. Geol., 1959, 3, 175—199.

*Farinacci A.* Micro-organismi dei Calcarei "Maiolica" e "Scaglia" osservati al Microscopio Elettronico (Nannoconi et Coccolithophoridi).—Boll. Soc. Paleont. Ital., 1964, 3, 172—181.

*Farinacci A.* La serie giurassica—neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull' interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbromarchigiana.—Geologia Romana, 1967, 6, 421—480.

*Farrow G. E.* Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England.—Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1966, 2, 103—151.

*Fatmi A. N.* Stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous rocks and Jurassic ammonites from northern areas of west Pakistan.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1972, 20, 302—380.

*Faul H., Stern T. W., Thomas H. H., Elmore P. L. D.* Ages of intrusion and metamorphism in the northern Appalachians.—Amer. J. Sci., 1963, 261, 1—19.

*Fenninger A.* Riffentwicklung im oberostalpinen Malm.—Geol. Rundschau, 1967, 56, 171—185.

- Fenninger A., Holzer H. L.* Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm.— Mitt. Geol. Ges. Wien, 1970, 63, 52—141.
- Ferguson H. G., Müller S. W.* Structural geology of the Hawthorne and Tonopah quadrangles, Nevada.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 216, 1949.
- Fischer A. G.* The Lofser Cyclothems of the Alpine Triassic.— Bull. Geol. Surv. Kansas, 1964, 169, 107—149.
- Fischer A. G., Garrison R. E.* Carbonate lithification on the sea floor.— J. Geol., 1967, 75, 488—496.
- Fischer J. C.* Géologie, paléontologie et paléocologie du Bathonien au Sud-ouest du massif Ardennais.— Mem. Mus. Nat. Hist., N. S., 1969, Ser. C, 20.
- Fischer R.* Die Dactyloceratidae (Ammonoidea) der Kammerker (Nordtirol) und die zonengliederung der alpinen Toarcien.— Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abh., N. S., 1966, 126, 1—83.
- Fleming C. A.* New Zealand biogeography: a palaeontologist's approach.— Tuatara, 1962, 20, 53—108.
- Fleming C. A.* The Mesozoic of New Zealand: chapters in the history of the Circum-Pacific mobile belt.— Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1970, 125, 126—170.
- Florin R.* The distribution of conifer and taxad genera in time and space.— Acta Hort. Bergen, 1963, 20, 121—312.
- Flügel E.* Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalen.— Geol. Rundschau, 1967, 56, 341—358.
- Flügel H. W., Fenninger A.* Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nordliche Kalkalpen).— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1966, 123, 249—280.
- Foland K. A., Quinn A. W., Gilletti B. J.* K—Ar and Rb—Sr Jurassic and Cretaceous ages for intrusives of the White Mountain magma series northern New England.— Amer. J. Sci., 1971, 270, 321—330.
- Frebold H.* The Jurassic faunas of the Canadian Arctic, Lower Jurassic and lowermost Middle Jurassic ammonites.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1960, 59.
- Frebold H.* The Jurassic faunas of the Canadian Arctic—Middle and Upper Jurassic ammonites.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1961, 74.
- Frebold H.* The Jurassic faunas of the Canadian Arctic—Caloceratinae.— Bull. Geol. Surv. Canada, 1964, 119.
- Frebold H., Tipper H. W.* Status of the Jurassic in the Canadian Cordillera of British Columbia, Alberta and southern Yukon.— Can. J. Earth Sci., 1970, 7, 1—21.
- Frebold H., Tipper H. W.* Upper Bajocian—Lower Bathonian ammonite fauna and stratigraphy of Smithers area, British Columbia.— Can. J. Earth Sci., 1973, 10, 1109—1131.
- Freeland G. L., Dietz R. S.* Plate tectonic evolution of Caribbean—Gulf of Mexico region.— Nature, 1971, 232, 20—23.
- Friedman G. M., Barzel A., Derin B.* Paleoenvironments of the Jurassic in the coastal belt of northern and central Israel and their significance in the search for petroleum reservoirs.— Geol. Surv. Israel, 1971, Rep. OD 1/71, 1—26.
- Fülöp J.* Les formations jurassiques de la Hongrie.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 31—46.
- Fürsich F. T.* Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1971, 138, 313—342.
- Fürsich F. T.* Thalassinoides and the origin of nodular limestones in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of southern England.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 3, 136—156.
- Fürsich F. T.* Corallian trace fossils from England and Normandy.— Stuttgarter Beitr. Naturk., 1974, Ser. B, № 4, 1—52.
- Gabilly J.* Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen.— Trav. Inst. Géol. Anthropol. Prehist. Fac. Sci. Poitiers, 1964a, 5, 69—107.
- Gabilly J.* Stratigraphie et limites de l'étage Toarcien à Thouars et dans

les régions voisines. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg 1964b, 193—201.

*Gad M. A., Catt J. A., Le Riche H. H.* Geochemistry of the Whitbian (Upper Lias) sediments of the Yorkshire coast.—Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1969, 37, 105—136.

*Galacz A., Vörös A.* Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena.—Bull. Hungar. Geol. Soc., 1972, 102, 122—135. (In Hungarian, with English summary).

*Garrison R. E.* Pelagic limestones of the Oberalm Beds (Upper Jurassic—Lower Cretaceous), Austrian Alps.—Bull. Can. Petrol. Geol., 1967, 15, 21—49.

*Garrison R. E., Fischer A. G.* Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic.—Soc. Econ. Paleont. Min., 1969, Spec. Publ., 14, 20—55.

*Gatall M., Jenkyns H. C., Parsons C. F.* Limonitic concretions from the European Jurassic, with particular reference to the "snuff-boxes" of southern England.—Sedimentology, 1972, 18, 79—103.

*Gebelein C. D.* Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites.—J. Sedim. Petrology, 1969, 39, 49—69.

*Geczy B.* Die Jurassische Schichtreihe des tuzkoves—Grabens von Bakonycsérnye.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1961, 49, 507—563.

*Geczy B.* Ammonoides jurassique de Czernye, Montagne Bakony, Hongrie.—Geol. Hungarica Ser. Palaeont., 1966, fascs. 34, 35.

*Geel T.* Biostratigraphy of Upper Jurassic and Cretaceous sediments near Caravaca (S. E. Spain) with special emphasis on Tintinnina and Nannococcus.—Geol. Mijnb., 1966, 45, 375—385.

*George T. N. e. a.* Recommendations on stratigraphical usage.—Proc. Geol. Soc. Lond., 1969, № 1656, 139—166.

*Gerth H.* Der geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere. Borntraeger, Berlin, 1955.

*Gerth H.* Ammoniten des mittleren und oberen Jura und der älteste Kreide von Nordabhang des Schneegebirges in Neu Guinea.—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1965, 121, 209—218.

*Gervasio F. C.* Age and nature of orogenesis of the Philippines.—Tectonophysics, 1967, 4, 367—378.

*Geyer O. F.* Monograph der Perisphinctidae des Unteren Unterkimeridgium (Weisser Jura, Badenerschichten) im süddeutschen Jura.—Palaeontogr., 1951, 117A, 1—157.

*Geyer O. F.* Zur faziellen Entwicklung des subbäretischen Juras in Sudspanien.—Geol. Rundschau, 1967a, 56, 973—992.

*Geyer O. F.* Das Typus-Profil der Morrocoyal Formation (Unterlias; Dept. Bolivar, Kolumbien).—Mitt. Inst. Colombo—Aleman Invest. Cient., 1967b, 1, 53—63.

*Geyer O. F.* Über den Jura der Halbinsel La Guajira (Kolumbien).—Mitt. Inst. Colombo—Aleman Invest. Cient., 1968, 2, 67—83.

*Geyer O. F.* Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien.—Geol. Jb., 1973, Ser. B, 5, 1—156.

*Geyer O. F., Gwinner M. P.* Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. Schweizerb., Stuttgart, 1968.

*Geyer O. F., Hinkelbein K.* Eisenoolithische Kondensations—Horizonte im Lias der Sierra de Espuna (Provinz Murcia, Spanien).—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 7, 398—414.

*Gilluly J.* The tectonic evolution of the western United States.—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1963, 119, 133—174.

*Goldberg M., Friedman G. M.* Paleoenvironments and paleogeographic evolution of the Jurassic System in southern Israel.—Bull. Geol. Surv. Israel, in press.

*Gordon W. A.* Biogeography of Jurassic Foraminifera.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, 1689—1704.

*Gorsky I. I., Leonenok N. L.* Stratigraphie des sédiments continentaux jurassiques de l'U.R.S.S. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 721—745.

*Grasmück K.* Die helvetischen sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret).—Ecl. Geol. Helv., 1961, 54, 353—450.

*Green A. G.* Sea floor spreading in the Mozambique Channel.—Nature Phys. Sci., 1972, 236, 19—21.

*Green G. W., Donovan D. T.* The Great Oolite of the Bath area.—Bull. Geol. Surv. G. B., 1969, № 30, 1—63.

*Green G. W., Melville R. V.* The stratigraphy of the Stowell Park borehole.—Bull. Geol. Surv. G. B., 1956, № 11, 1—66.

*Green G. W., Welch F. B. A.* Geology of the country around Wells and Cheddar.—Mem. Geol. Surv. G. B., 1965.

*Greenwood J. E. G. W., Cleackley D.* Geology of the Arabian Peninsula: Aden Protectorate.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 560-C, 1967.

*Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.* Distribution of clay minerals in the world ocean.—Deep-Sea Res., 1968, 15, 433—461.

*Griffon J. Cl., Mouterde R.* Découverte de faunes hettangiennes au S de Tetouan (Rif septentrional, Maroc).—C. R. Soc. Géol. France, 1964, (7) 6, 61—63.

*Gross A.* Contribution a l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Pre alpes médianes vaudoises.—Ecl. Geol. Helv., 1965, 58, 743—788.

*Grubić A.* Les bauxites de la province dinarique (Yougoslavie).—Bull. Soc. Géol. France, 1964, (7) 6, 382—388.

*Grunau H. R.* Radiolarian cherts and associated rocks in space and time.—Ecl. Geol. Helv., 1965, 58, 157—208.

*Gry H.* Geology of Bornholm. Guide to excursion Nos. A45 and C40. 21st Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 1960.

*Guex J.* Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931).—Ecl. Geol. Helv., 1972, 65, 611—644.

*Guex J.* Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes.—Ecl. Geol. Helv., 1973, 66, 493—523.

*Gunn B. M., Warren G.* Geology of Victoria Land between the Mawson and Mullock Glaciers, Ross Dependency, Antarctica.—N. Z. Geol. Surv. Bull., N. S., 1962, № 71.

*Guppy D. J. e. a.* The geology of the Fitzroy Basin, Western Australia.—Bur. Min. Res. Austral., Geol. and Geophys., 1958, B, № 36.

*Gusie I., Nikler L., Sokačđ B.* The Jurassic in the Dinaric Mountains of Croatia and the problems of its subdivision.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 165—184.

*Gussow W. C.* Jurassic—Cretaceous boundary in Western Canada and late Jurassic age of the Kootenay formation.—Trans. Roy. Soc. Canada, 1960, Sect. 4, 54, 45—64.

*Gygi R.* Über das zeitliche Verhältnis zwischen der transversarium-Zone in der Schweiz und der plicatilis-Zone in England.—Ecl. Geol. Helv., 1966, 59, 935—942.

*Gygi R.* Zur Stratigraphie der Oxford—Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes.—Beitr. geol. Karte Schweiz., N. S., 1969, 136.

*Haas O.* Revision of the Jurassic ammonite fauna of Mount Hermon, Syria.—Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 1955, 108.

*Hales A. L.* Research at the Bernard Price Institute of Geophysical Research, University of Witwatersrand, Johannesburg.—Proc. Roy. Soc., 1960, A 258, 1—26.

*Hallam A.* The concept of Jurassic axes of uplift.—Sci. Progress, 1958, № 183, 441—449.

*Hallam A.* A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan.—Phil. Trans. Roy. Soc., 1960, B 243, 1—44.

*Hallam A.* Cyclothems, transgressions and faunal change in the Lias of North-West Europe.—Trans. Edinb. Geol. Soc., 1961, 18, 132—174.

*Hallam A.* A band of extraordinary calcareous concretions in the Upper Lias of Yorkshire, England.—*J. Sedim. Petrology*, 1962, 32, 840—47.

*Hallam A.* Observations on the palaeoecology and ammonite sequence of the Frodingham Ironstone (Lower Jurassic).—*Palaeontology*, 1963a, 6, 554—574.

*Hallam A.* Eustatic control of major cyclic changes in Jurassic sedimentation.—*Geol. Mag.*, 1963b, 100, 444—450.

*Hallam A.* Origin of the limestone—shale rhythm in the Blue Lias of England: a composite theory.—*J. Geol.*, 1964, 72, 157—169.

*Hallam A.* Observations on marine Lower Jurassic stratigraphy of North America, with special reference to United States.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, 48, 1485—1501.

*Hallam A.* Depositional environment of British Liassic ironstones considered in the context of their facies relationships.—*Nature*, 1966, 209, 1306—1307.

*Hallam A.* Siderite- and calcite-bearing concretionary nodules in the Lias of Yorkshire.—*Geol. Mag.*, 1967a, 104, 222—227.

*Hallam A.* Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region.—*Scot. J. Geol.* 1967b, 3, 195—220.

*Hallam A.* An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain.—*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1967c, B 252, 393—445.

*Hallam A.* Faunal realms and facies in the Jurassic.—*Palaeontology*, 1969a, 12, 1—18.

*Hallam A.* Tectonism and eustasy in the Jurassic.—*Earth Sci. Rev.*, 1969b, 5, 45—68.

*Hallam A.* A pyritised limestone hardground in the Lower Jurassic of Dorset (England).—*Sedimentology*, 1969c, 12, 231—240.

*Hallam A.* Gyrochorte and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England.—In: T. P. Crimes, J. C. Harper (eds.). *Trace fossils*. Seel House Press, Liverpool, 1970, 89—100.

*Hallam A.* Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic.—*J. Geol.*, 1971a, 79, 129—157.

*Hallam A.* Provinciality in Jurassic faunas in relation to facies and palaeogeography.—In: F. A. Middlemiss, P. F. Rawson, G. Newall (eds.). *Faunal Provinces in space and time*. Liverpool, Seel House Press, 1971b, 129—152.

*Hallam A.* Facies analysis of the Lias in West Central Portugal.—*N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 1971c, 139, 226—265.

*Hallam A.* Diversity and density characteristics of Pliensbachian—Toarcian molluscan and brachiopod faunas of the North Atlantic.—*Lethaia*, 1972a, 5, 389—412.

*Hallam A.* Relation of Palaeogene ridge and basin structures and vulcanicity in the Hebrides and Irish Sea regions of the British Isles to the opening of the North Atlantic.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972b, 16, 171—177.

*Hallam A.* (ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973.

*Hallam A.* Coral patch reefs in the Bajocian (Middle Jurassic) of Lorraine.—*Geol. Mag.*, 1975, 112, 363—392.

*Hallam A., Payne K. W.* Germanium enrichment in lignites from the Lower Lias of Dorset.—*Nature*, 1958, 181, 1008—1009.

*Hallam A., Sellwood B. W.* Origin of Fuller's Earth in the Mesozoic of southern England.—*Nature*, 1968, 220, 1193—1195.

*Hallam A., Sellwood B. W.* Montmorillonite and zeolites in Mesozoic and Tertiary beds of southern England.—*Min. Mag.*, 1970, 37, 950—952.

*Häntzschel W., Reineck H. E.* Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen).—*Mitt. geol. Staatinst. Hamburg*, 1968, 37, 5—39.

*Harland W. B.* Introduction.—In: *The Phanerozoic time scale: a supplement*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1971, № 5, 3—7.

*Harland W. B. e. a.* A concise guide to stratigraphical procedure.—*J. Geol. Soc.*, 1972, 128, 295—305.

- Harrington H. J.* Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, northern Chile.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, 45, 169—197.
- Harrington H. J.* Geology and morphology of Antarctica.—In: P. van Oye, J. van Mieghean (eds.). Biogeography and Ecology in Antarctica. North-Holland, Amsterdam, 1965, p. 1—71.
- Harshbarger J. W., Repenning C. A., Irwin J. H.* Stratigraphy of the uppermost Triassic and the Jurassic rocks of the Navajo country.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 291, 1957.
- Hauß B.* Das Holzmadenbuch. Rau, Öhringen, 1953.
- Haug E.* Traité de Géologie. Paris, 1907.
- Hayami I.* On the Jurassic pelecypod faunas of Japan.—J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1961, Sect. 2, 243—343.
- Hayami I.* Lower Jurassic Bivalvia, from the environs of Saigon.—Geol. Palaeont. S. E. Asia, 1972, 10, 179—230.
- Hays J. D., Pitman W. C.* Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences.—Nature, 1973, 246, 18—22.
- Heirtzler J. R. e. a.* Age of the floor of the eastern Indian Ocean.—Science, 1973, 180, 952—954.
- Hemingway J. E.* Cyclic sedimentation and the deposition of ironstone in the Yorkshire Lias.—Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1951, 28, 67—74.
- Hemingway J. E.* The geology of the Whitby area.—In: G. H. J. Daysh (ed.). A survey of Whitby and the surrounding area. Shakespeare Head Press, Windsor, 1958.
- Hemingway J. E.* Jurassic.—In: D. H. Rayner, J. E. Hemingway (eds.). The Geology and Mineral Deposits of Yorkshire. Yorkshire Geol. Soc., 1974, 161—223.
- Herrmann A.* Die Asphaltkalk—Lagerstätte bei Holzen/Ith auf der Südwestflanke der Hils-Mulde.—Beih. geol. Jb., 1971, 95.
- Herron E. M., Dewey J. F., Pitman W. C.* Plate tectonics model for the evolution of the Arctic.—Geology, 1974, August, 377—380.
- Hillebrandt A. von.* Zur Biostratigraphie und Ammoniten-Fauna des südamerikanischen Jura (insbes. Chile).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1970, 136, 166—211.
- Hillebrandt A. von.* Die Ammonitengattungen *Bouleiceras* und *Frechiella* im Jura von Chile und Argentinien.—Ecl. Geol. Helv., 1973a, 66, 351—363.
- Hillebrandt A. von.* Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien. Münster Forsch.—Geol. Paläont., 1973b, 31/32, 167—199.
- Hiller K.* Über die Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb. (Württemberg).—Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart, N. S., 1964, 40, 1—190.
- Hirano H.* Biostratigraphic study of the Jurassic Toyora Group.—Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., 1973, № 89, 1—14; № 90, 45—71.
- Ho C., Coleman J. M.* Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, 183—192.
- Hoffman K.* Die Stratigraphie und Paläogeographie der butiminosen Fazies des nordwestdeutschen Oberlias (Toarcium).—Beih. geol. Jb., 1966, 58, 443—493.
- Hölder H.* Jura.—In the series: F. Lotze (ed.). Handbuch der stratigraphischen Geologie. Enke, Stuttgart, 1964.
- Hölder H., Hollmann R.* Bohrgänge mariner Organismen in jurassischen Hart- und Felsboden.—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1969, 133, 79—88.
- Hölder H., Ziegler B.* Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weissen Jura (Kimeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche.—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1959, 108, 150—214.
- Hollmann R.* Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratigraphie der Ammonoidea in Malm des Monte Baldo/Norditalien).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1964, 119, 22—82.
- Hottinger L.* Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 499—504.
- Hourcq V., Reyer D.* Les recherches pétrolières dans la zone côtière du

Gabon (Afrique équatoriale française).—20th Intern. Geol. Congr. Mexico. Petrol. Gas Symp., 1956, 1, 113—141.

Howarth M. K. The Middle Lias of the Dorset coast.—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1957, 113, 185—203.

Howarth M. K. Upper Jurassic and Cretaceous ammonite faunas of Alexander Land and Graham Land.—Falk. Is. Dep. Surv., Sci., 1958, Rep. 21.

Howarth M. K. The Jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yorkshire coast.—Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1962, 33, 381—422.

Howarth M. K. The Jurassic period.—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1964, 120, Suppl. 203—205. (The Phanerozoic Time Scale.)

Howarth M. K. The stratigraphy and ammonite fauna of the Upper Liasic Grey Shales of the Yorkshire coast.—Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1973, 24, 238—277.

Howitt F. Stratigraphy and structure of the Purbeck inliers of Sussex (England).—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1964, 120, 77—113.

Howitt F. North Sea Oil in a world context.—Nature, 1974, 249, 700—703.

Hoyer P. Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel.—Beih. geol. Jb., 1965, 61.

Hsü K. J. Origin of saline giants; a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite.—Earth Sci. Rev., 1972, 8, 371—396.

Hsü K. J., Ohrbom R. Mélanges of San Francisco Peninsulageologic reinterpretation of type Franciscan.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 1348—1367.

Huber N. K., Garrels R. M. Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation.—Econ. Geol., 1953, 48, 337—357.

Huckriede R. Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung.—Beih. geol. Jb., 1967, 67.

Huckriede R., Kursten M., Venzlaff H. Zur geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand.—Beih. geol. Jb., 1962, 51.

Hudson J. D. The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the Great Estuarine Series (Middle Jurassic) of the Inner Hebrides.—Palaeontology, 1963, 6, 318—326.

Hudson J. D. The petrology of the sandstones of the Great Estuarine Series, and the Jurassic palaeogeography of Scotland.—Proc. Geol. Assoc. Lond., 1964, 75, 499—528.

Hudson J. D. Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in Recent and ancient seas.—Marine Geol., 1967, 5, 473—480.

Hudson J. D. The microstructure and mineralogy of the shell of a Jurassic mytilid (*Bivalvia*).—Palaeontology, 1968, 11, 163—182.

Hudson J. D. Algal limestones with pseudomorphs after gypsum from the Middle Jurassic of Scotland.—Lethaia, 1970, 3, 11—40.

Hudson J. D., Jenkyns H. C. Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck".—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969, 9, 552—558.

Hudson J. D., Palframan D. F. B. The ecology and preservation of the Oxford Clay fauna at Woodham, Buchinghamshire.—Quart. J. Geol. Soc. Lond., 1969, 124, 387—418.

Hudson R. G. S. The Upper Jurassic faunas of southern Israel.—Geol. Mag., 1958, 95, 415—425.

Hudson R. G. S., Chatton M. The Musandam Limestone (Jurassic to Lower Cretaceous) of Oman, Arabia.—Notes Mém. Moy-Orient., 1959, 7, 69—93.

Hülsemann J., Emery K. O. Stratification in Recent sediments of Santa Barbara Basin as controlled by organisms and water character.—J. Geol., 1961, 69, 279—290.

Hyndman D. W. Mid-Mesozoic multiphase folding along the border of the Shuswap metamorphic complex.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, 79, 575—588.

Inlay R. W. Marine Jurassic exposed in Bighorn Basin, Pryor and Bighorn Mountains.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, 40, 562—599.

Imlay R. W. Palaeoecology of Jurassic seas in the western interior of the United States.—*Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1957, № 67, vol. 2, 469—504.

Imlay R. W. Jurassic (Bathonian or early Callovian) ammonites from Alaska and Montana.—*U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 374-C, 1962.

Imlay R. W. Middle Bajocian ammonites from the Cook Inlet region, Alaska.—*U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 418-B, 1964.

Imlay R. W. Jurassic marine faunal differentiation in North America.—*J. Paleont.*, 1965, 39, 1023—1038.

Imlay R. W. Twin Greek Limestone (Jurassic) in the Western Interior of the United States.—*U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 540, 1967a.

Imlay R. W. The Mesozoic pelecypods *Otapiria* Marmick and *Lupherella* Imlay, new genus, in the United States.—*Ibid.*, 573-B, 1967b.

Imlay R. W. Some Jurassic ammonites from central Saudi Arabia.—*Ibid.*, 643-D, 1970.

Imlay R. W., Detterman R. L. Jurassic paleobiogeography of Alaska.—*Ibid.*, 801, 1973.

Imlay R. W., Dole H. M., Wells F. G., Peck D. Relations of certain Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations in southwestern Oregon.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, 43, 2770—2785.

Irwin M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, 49, 445—459.

Irwin W. P. Late Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of northwestern California and southwestern Oregon.—*U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 501-C, 1964.

Jacobshagen V. Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein.—*Jb. geol. B.-A. Wien*, 1965, 108, 1—114.

Jacobson R. R. E., Snelling N. J., Truswell J. F. Age determinations in the geology of Nigeria, with special reference to the Older and Younger Granites.—*Overseas Geol. Min. Res.*, 1964, 9, 168—182.

James G. A., Wynd J. G. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1965, 49, 2182—2245.

Jansa L. Depositional history of the coal-bearing Upper Jurassic—Lower Cretaceous Kootenay Formation, southern Rocky Mountains, Canada.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, 3199—3222.

Jefferies R. P., Minton P. The mode of life of two Jurassic species of *Posidonia* (Bivalvia).—*Palaeontology*, 1965, 8, 156—185.

Jeletzky J. A., *Malayomaorica* gen. nov. (Family Aviculopectinidae) from the Indo-Pacific Upper Jurassic; with comments on related forms.—*Palaeontology*, 1963, 6, 148—160.

Jeletzky J. A. Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera.—*Bull. Geol. Surv. Canada*, 1965, 103.

Jeletzky J. Upper Volgian (late Jurassic) ammonites and Buchias of Arctic Canada.—*Bull. Geol. Surv. Canada*, 1966, 128.

Jenkyns H. C. Growth and disintegration of a carbonate platform.—*N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1970a, 6, 325—344.

Jenkyns H. C. Submarine volcanism and the Toarcian iron pisolites of Western Sicily.—*Ecl. geol. Helv.*, 1970b, 63, 549—572.

Jenkyns H. C. Fossil manganese nodules from the west Sicilian Jurassic.—*Ibid.*, 1970c, 63, 741—774.

Jenkyns H. C. Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic.—*Geol. Rundschau*, 1971a, 60, 471—488.

Jenkyns H. C. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic.—*Lethaia*, 1971b, 4, 327—352.

Jenkyns H. C. Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic.—*J. Geol.*, 1972, 80, 21—33.

Jenkyns H. C. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic; a diagenetic model.—*In: K. J. Hsü,*

H. C. Jenkyns (eds.). Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea. Intern. Assoc. Sedim., 1974, Spec. Publ. 1, 249—271.

Jenkyns H. C., Torrens H. S. Palaeogeographic evolution of Jurassic seamounts in Western Sicily.—Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 91—104.

Jones D. L., Bailey E. H., Imlay R. W. Structural and stratigraphic significance of the *Buchia* zones in the Colyear Springs—Paskenta area, California.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 647-A, 1969.

Jordan R. Zur Salinität des Meeres im höheren Oberen Jura Nordwest-Deutschlands.—Z. Deutsch. Geol. Ges., 1971a, 122, 231—241.

Jordan R. Megafossilien des Juras aus den Antalo-Kalk von Nord-Äthiopien.—Beih. geol. Jb., 1971b, 116, 141—172.

Jordan R., Stahl W. General considerations on isotopic palaeotemperature determinations and analyses on Jurassic ammonites.—Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 6, 173—178.

Jordan R., Stahl W. Isotopische Paläotemperatur Bestimmungen an jurassischen Ammoniten und grundsätzliche Voraussetzungen für diese Methode.—Geol. Jb., 1970, 89, 33—62.

Jung W. Die Mesozoischen Sedimente am Sudostrand des Gotthard Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam).—Ecl. geol. Helv., 1963, 56, 655—754.

Jurgan H. Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen.—Geol. Rundschau, 1969, 58, 464—501.

Jurkiewiczowa I. The Lias of the western part of the Mesozoic zone surrounding the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains and its correlation with the Lias of the Cracow—Wielun Range.—Biul. Inst. Geol., 1967, 200, 5—132.

Kaptarenko-Tschernousowa O. K. Versuch eines stratigraphischen Vergleiches der Jura—Ablagerungen auf Grund ihrer Foraminiferen—Fauna. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 429—437.

Karaszewski W. The stratigraphy of the Lias in the northern Mesozoic zone surrounding the Swietz Krzyz Mountains (Central Poland).—Pr. Inst. Geol. Warsaw, 1962, 30, cz. 3, 334—416. (In Polish, with English summary).

Kauffman E. G. Coloradoan marcoinvertebrate assemblages, central western interior, United States.—Sympos. Colorado School of Mines, 1967, 67—143.

Kent P. E. Outline geology of the southern North Sea Basin.—Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1967, 36, 1—22.

Kent P. E., Hunt J. A., Johnstone D. W. The geology and geophysics of coastal Tanzania.—I. G. S. Geophys. Paper, 1971, № 6.

Keulegan G. H., Krumbein W. H. Stable configuration of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1949, 30, 855—861.

Khudoley K. M., Meyerhoff A. A. Paleogeography and geological history of the Greater Antilles.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, 129, 1—99.

Klein G. de Vries. Dynamic significance of primary structures in the Middle Jurassic Great Oolite Series, southern England.—Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., 1965, 12, 173—190.

Klinger H. C., Kennedy W. J., Dingle R. V. A Jurassic ammonite from South Africa.—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 11, 653—659.

Klohn Giehm C. Geologia de los Andes de Chile central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curico.—Inst. Inves. Geol. Chile, 1960, Ser. B, 8.

Klüpfel W. Über die sedimente der Flachsee im lothringer Jura.—Geol. Rundschau, 1917, 7, 97—109.

Kneuper-Haack F. Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (nordwestliche Iberische Ketten).—Beih. geol. Jb., 1966, 44, 165—209.

Knox R. W. O'B. Chamosite ooliths from the Winter Gill ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England.—J. Sedim. Petrol., 1970, 40, 1216—1225.

Knox R. W. O'B. The Eller Beck Formation (Bajocian) of the Ravenscar Group of N. E. Yorkshire.—Geol. Mag., 1973, 110, 511—534.

*Kobayashi T.* A trigonian faunule from Mindoro in the Philippine Islands.—*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 1957, 10, 251—365.

*Kobayashi T.* Notes on the geologic history of Thailand and adjacent territories.—*Jap. J. Geol. Geog.*, 1960, 31, 129—148.

*Komatarjun P., Sato T.* Aalenian (Jurassic) ammonites from Mae Sot, northwestern Thailand.—*Jap. J. Geol. Geog.*, 1964, 35, 149—161.

*Kopik J.* Faunistic criteria of stratigraphical subdivision of the Lias in north-western and central Poland. *Polsk. Akad. Nauk. Warsz.*, 1962, 271—302. (In Polish, with English summary).

*Kopik J., Bielecka W., Styk O., Pazdrowa O.* The Middle and Upper Jurassic of the Czeszochowa—Zawiercie sedimentary basin (the Cracow—Czeszochowa Jura).—*Biul. Inst. Geol.*, 1967, 221, 93—186.

*Kotanski Z.* Tectonogenèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras.—*Acta Geol. Pol.*, 1961, 11, 187—476. (Polish, with French summary).

*Krimholz G.* Sur la subdivision du Jurassique marine adoptée en U.R.S.S. *Publ. Inst. Grand Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg*, 1964, 747—762.

*Krömmelbein K.* Die ersten marine Fossilien (Trigoniidae, Lamellibr), aus der Cayetano-Formation West-Cubas.—*Senck. leth.*, 1956, 37, 331—335.

*Krömmelbein K.* Beiträge zur geologischen Kenntnis der Sierra de los Organos (Cuba).—*Z. deutsch. geol. Ges.*, 1962, 114, 92—120.

*Krömmelbein K., Wenger R.* Sur quelques analogies remarquables dans les microfunes crétacées du Gabon et du Brésil oriental (Bahia et Sergipe).—*In: Bassins sédimentaire du littoral africain. Pt. 1. Union Int. Sci. Geol. Assoc. Serv. Geol. Afr., Paris*, 1966, 193—196.

*Ksiazkiewicz M.* The Jurassic and Cretaceous of Bachowice (Western Carpathians).—*Acta Geol. Pol.*, 1956, 24, 121—405. (In Polish, with English summary).

*Kuenan P. H.* Marine geology. John Wiley, N. Y., 1950.

*Kutek J.* Le Kimeridgien et le Bononien de Stodnica.—*Acta Geol. Pol.*, 1961, 11, 103—183.

*Kutek J.* Le Kimeridgien supérieur et le Volgien inférieur de la bordure mésozoïque nord-ouest des monts de Sainte Croix.—*Acta Geol. Pol.*, 1962, 12, 445—527. (In Polish, with French summary).

*Kutek J.* Some problems of Upper Jurassic stratigraphy in Poland.—*Biul. Inst. Geol.*, 1967, 203, 87—114.

*Kutek J., Glazek J.* The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle.—*Acta Geol. Pol.*, 1972, 22, 603—653.

*Larsen G.* Rhaetic—Jurassic—Lower Cretaceous sediments in the Danish Embayment.—*Dann. Geol. Undersøg.*, 1966, Ser. 2, № 91.

*Larsen R. L., Chase C. G.* Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, 3627—3644.

*Larsen R. L., Pitman W. C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications.—*Ibid.*, 1972, 83, 3645—3662.

*Laubscher H. P.* Das Alpen—Dinariden—Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys.—*Geol. Rundschau*, 1971, 60, 813—833.

*Laughton A. S., Sclater J. G., McKenzie D. P.* The structure and evolution of the Indian Ocean.—*In: D. H. Tarling, S. K. Runcorn (eds.). Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Vol. 1. Academic Press, N. Y.*, 1973, 203—212.

*Lefavrais-Raymond A., Horon O.* Bassin de Paris.—*Colloque Lias Français, B.R.G.M. Mém.*, 1961, 4, 3—56.

*Lehner P.* Salt tectonics and Pleistocene stratigraphy on continental slope of northern Gulf of Mexico.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1969, 53, 2431—2479.

*Liechti P., Roe F. W., Haile N. S., Kirk H. J. G.* The geology of Sarawak, Brunei and the western part of North Borneo.—*Bull. Geol. Surv. Dept. Brit. Terr. Borneo*, 1960, 3.

*Lisitsyn A. P.* Basin relationships in distribution of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation.—Intern. Geol. Rev., 1967, 9, 1114—1130.

*Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N.* Classification and environmental significance of algal stromatolites.—J. Geol., 1964, 72, 68—83.

*Longinelli A.* Oxygen-18 variations in belemnite guards.—Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 7, 209—212.

*Lotze F.* The distribution of evaporites in space and time.—In: A. E. M. Nairn (ed.). Problems in Palaeoclimatology. John Wiley, N. Y., 1964, 491—507.

*Lugendyk B. P., Forsyth D., Phillips J. D.* Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, 2649—2666.

*McDougall I.* Potassium-argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa.—J. Geophys. Res., 1963, 68, 1535.

*McDougall I., Rüegg N. R.* Potassium-argon age measurements on the Serra Geral Formation of South America.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, 191.

*McElhinny M. W.* Formation of the Indian Ocean.—Nature, 1970, 228, 977—979.

*McIver N. L.* Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf.—Can. J. Earth Sci., 1972, 9, 54—71.

*McKee, E. D. e. a.* Palaeotectonic maps of the Jurassic system. U. S. Geol. Surv., Misc. Geol. Inv. Map 1, 1956, 175.

*McKenzie D., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous.—Geophys. J., 1971, 24, 437—528.

*McKerrow W. S., Johnson R. T., Jakobson M. E.* Palaeoecological studies in the Great Oolite at Kirtlington, Oxfordshire.—Palaeontology, 1969, 12, 56—83.

*McWhae J. R. H., Playford P. E., Lindner A. W., Glenister B. F., Balne B. E.* The stratigraphy of Western Australia.—J. Geol. Soc. Australia, 1958, 4, 1—161.

*Mahadevan C., Srivamadas A.* The Gondwanas of the east coast of India.—20th Intern. Geol. Congr. Mexico, Com. Corr. Sist. Karroo, 1958, 105—112.

*Malinowska L.* Biostratigraphy of Lower and Middle Oxfordian in the margin of the Świętokrzyskie Mountains.—Biul. Inst. Geol., 1967, 209, 53—112. (In Polish with English summary.)

*Malinowska L.* Middle and Upper Oxfordian in the north-west part of the Czeszochowa Jurassic.—Biul. Inst. Geol., 1972, 233, 6—67. (In Polish with English summary.)

*Manton W. J.* The origin of associated basic and acid rocks in the Lebombo—Nuanetsi Igneous Province, southern Africa, as implied by strontium isotopes.—J. Petrol., 1968, 9, 23—39.

*Martin A. J.* Bathonian sedimentation in southern England.—Proc. Geol. Assoc. Lond., 1967, 78, 473—488.

*Martinis B., Visintin V.* Données géologique sur le bassin sédimentaire côtier de Tafaya (Maroc meridional).—In: D. Reyre (ed.). Bassins sédimentaire du littoral africain. Assoc. Serv. Géol. Africains, sympos., Paris, 1966, p. 13—26.

*Martinson G. G.* Significance of fresh water mollusca for the stratigraphy of Jurassic continental deposits of Asia. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 459—463.

*Maubeuge P. L.* La carrière de Malancourt (Moselle): une contribution à la sédimentation et la stratigraphie du Bajocien moyen lorrain.—Bull. Ac. Soc. Lorraines des Sci., 1972, 11, N 4.

*Maync W.* Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel.—Bull. Israel Geol. Surv., 1966, 40.

*Maxwell A. E. e. a.* Deep sea drilling in the South Atlantic.—Science, 1970, 168, 1047—1059.

*Meischner K. D.* Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-Nahen sedimentations-becken.— In: A. H. Bouma, A. Brouwer (eds.). Turbidites. Elsevier, Amsterdam, 1964, 156—191.

*Melville R. V.* The stratigraphical palaeontology, ammonites excluded, of the Stowell Park borehole.— Bull. Geol. Surv. G. B., 1956, № 11, 67—139.

*Menard H. W.* Marine geology of the Pacific. McGraw Hill, N. Y., 1964.

*Meña Rojas E.* El Jurásico marino de la región de Córdoba.— Bol. Assoc. Mex. Geol. Petrol., 1960, 12, 243—252.

*Mensink H.* Mariner Jura im westlichen Hindukusch (Afghanistan).— Geol. Rundschau, 1967, 56, 812—818.

*Merla G.* Geologia dell' Appennino settentrionale.— Bol. Soc. Geol. Ital., 1952, 70, 95—382.

*Minato M., Gorai M., Hunahashi M.* The geologic development of the Japanese Islands. Tsukiji Shokan, Tokyo, 1965, p. 442.

*Misik M.* Lithofazielles studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils zur Niederen Tatra.— Sbornik Geol. Vied. Zapadne Karpaty, Rad 2K, 1964, zv. 1, 7—92.

*Misik M.* Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the west Carpathians. Sloven. Akad. Vied., Bratislava, 1966.

*Misik M., Rakus M.* Bemerkungen zu raumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra.— Sbornik Geol. Vied. Zapadne Karpaty, 1964, Rad 2H, zv. 1, 159—199.

*Moberley R. M. J., Morrison, Cloveley and Sykes* Mountain formations, northern Bighorn Basin, Wyoming and Montana.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, 1137—1176.

*Montanari L., Crespi U.* Eventi Domeriano—Toarciiani nelle Prealpi Lombarde Occidentale.— Att. Ist. Geol. Univ. Pavia, 1974, 24, 91—119.

*Monty C.* Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas.— Ann. Soc. Géol. Belg. Bull., 1965, 88, 269—276.

*Moore D. G.* Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quarternary turbidite basins.— Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 1970, 107.

*Morton D. M.* Geology of Oman.— Proc. 5th World Petrol. Congr., 1959, Sect. 1, 277—294.

*Morton N.* The Bearerraig Sandstone Series (Middle Jurassic) of Skye and Raasay.— Scot. J. Geol., 1965, 1, 189—216.

*Mouterde R.* Le Lias du Portugal: vue d'ensemble et division en zones.— Comm. Serv. Geol. Portugal, 1967, 52, 209—226.

*Mouterde R. e. a.* Les zones du Jurassique en France.— C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France, 1971a, fasc. 6, 1—27.

*Mouterde R., Ramalho M., Rocha R. B., Ruget C., Tintant H.* Le Jurassique du Portugal: esquisse stratigraphique et zonale.— Bol. Soc. Geol. Portugal, 1971b, 18, 73—104.

*Müller G., Blaschke R.* Zur Entstehung des Posidonienschiefers (Lias  $\epsilon$ ).— Naturwiss., 1969, 12, 635—636.

*Mutihac V.* Les facies du Jurassique de la zone centrale des Carpates orientaux (Roumanie).— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 1971, 54, 185—194.

*Nachev I.* The Jurassic System in the north-eastern part of the Kraishite.— Rev. Bulgar. Geol. Soc., 1966, 27, 85—90. (In Russian, with English summary.)

*Nachev I., Sapunov I. G., Stephanov J.* Stratigraphy and lithology of the Jurassic system between Gorno Ozirovo and Prevala villages (North-West Bulgaria).— Bulgar. Akad. Nauk, Geol. Inst., Tr. Geol. Bulgar. Ser. Pol., 1963, 5, 99—146.

*Nalivkin D. V.* The geology of the U.S.S.R. Pergamon, Oxford, 1960.

*Neale J. W.* Ostracods from the type Berriasian (Cretaceous) of Berrias (Ardèche, France) and their significance.— Univ. Kansas Dept. Geol., Spec. Publ., 1967, 2, 539—569.

*Neaverson E.* The petrography of the Upper Kimmeridge Clay and Portland Sand in Dorset, Wiltshire, Oxfordshire and Buckinghamshire.—*Proc. Geol. Assoc. Lond.*, 1925, 36, 240—256.

*Neumayr M.* Über klimatische Zonen während der Jura—und Kreidzeit.—*K. Akad. Wiss. Wien Denkschr. Math.-naturh. Kl.*, 1883, 47, 277—310.

*Newell N. D.* Revolutions in the history of life.—*Geol. Soc. Amer.*, Spec. Paper, 1967, 89, 63—91.

*Noël D.* Sur les Cocolithes du Jurassique Européan et d'Afrique du Nord. Edit. Centre Nat. Rech. Sci., Paris, 1965.

*Noël D.* Nannofossiles calcaires de sédiments jurassiques finement laminés.—*Bull. Mus. Nat. Hist.*, 1972, 3/75, 95—156.

*Norling E.* Jurassic stratigraphy and foraminifera of western Scania, Southern Sweden.—*Sver. Geol. Undersök. Avh. Uppsät.*, Ser. Ca, 1972, № 47.

*Norris G.* Triassic and Jurassic miospores and acritarchs from the Beacon and Ferrar Groups, Victoria Land, Antarctica.—*N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1965, 8, 236—277.

*Norris G.* Miospores from the Purbeck Beds and marine Upper Jurassic of southern England.—*Palaeontology*, 1969, 12, 574—620.

*Nørvang A.* The Foraminifera of the Lias Series in Jutland, Denmark.—*Medd. Dansk. geol. Foren*, 1957, 13, 279—413.

*Oertel G.* Transgressionen im Malm der portugiesischen Estremadura.—*Geol. Rundschau*, 1956, 45, 304—313.

*Ørvig T.* The Jurassic and Cretaceous of Andøya in northern Norway.—*Norges Geol. Undersök.*, 1960, 208, 344—350.

*Palmer A. R.* Cambrian trilobites.—In: A. Hallam (ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973, 3—11.

*Palmer T. J., Fürsich F. T.* The ecology of a Middle Jurassic hardground and crevice fauna.—*Palaeontology*, 1974, 17, 507—524.

*Palmer T. J., Jenkyns H. C.* A carbonate island barrier from the Great Oolite of central England.—*Sedimentology*, 1975, 22, 125—135.

*Pannekoek A. J.* (ed.). *Geological history of the Netherlands*.—Govt. Printing Office, The Hague, 1956.

*Paquet J.* Études géologiques de l'ouest de la province de Murcie (Espagne).—*Mém. Soc. Géol. France*, N. S., 1969, № 111, 48.

*Parker J. R.* The Jurassic and Cretaceous sequence in Spitsbergen.—*Geol. Mag.*, 1967, 104, 487—505.

*Parsons C. F.* On the Sowerbyi and so-called Sowerbyi zones of the Middle Bajocian.—*News Letters in Stratigraphy*, 1974, 3, 153—180.

*Passerini P.* Il Monte Cetona (Provincia di Sierra).—*Boll. Soc. Geol. Ital.*, 1964, 83, 223—338.

*Passendorfer E.* Evolution paléogéographique des Tatras.—*Acta Geol. Pol.*, 1961, 30, 351—387. (In Polish, with French summary.)

*Patruilus D., Popa E.* Lower and Middle Jurassic ammonite zones in the Rumanian Carpathians.—*Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*, 1971, 54, 131—148.

*Pavia G.* Ammoniti del Baiociano superiore di Digne (Francia SE, Dip. Basses Alpes).—*Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 1971, 10, 75—142.

*Pektović K., Marković B., Veselinović D., Andjelković D., Pašić M.* Das Mesozoikum Jugoslawiens.—*Ann. Inst. Publ. Hungary*, 1960, 49, 201—261.

*Peña Muñoz M. J.* Amonitas del Jurásico superior y del Cretácico Inferior del extremo oriental del Estado de Durango, Mexico.—*Paleont. Mexicana*, 1964, № 20.

*Perez-Ibarguengoitia J. M., Hokuto-Castilla A., Cserna Z.* Estratigrafía y paleontología del Jurásico superior de la parte centro meridional del Estado de Puebla.—*Paleont. Mexicana*, 1965, № 21.

*Peterson J. A.* Marine Jurassic of northern Rocky Mountains and Williston Basin.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, 41, 399—440.

*Peterson J. A.* Jurassic System.—In: *Geological atlas of the Rocky Mountains*. Rocky Mtn. Assoc. Geologists, 1972, 177—189.

*Pinna G.* Ammoniti del Lias superiore (Toarcian) dell' Alpe Turati (Erba, Como).—Mem. Soc. Ital. Sci. nat. mus. cir. St. nat. Milano, 1966, 14, 85—136.

*Pipiringos G. N.* Correlation and nomenclature of some Triassic and Jurassic rocks in south-central Wyoming.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 594-D, 1968.

*Pitman W. C., Talwani M.* Sea floor spreading in the North Atlantic.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, 619—46.

*Playford P. E.* Jurassic stratigraphy of the Geraldton district, Western Australia.—J. Roy. Soc. W. Australia, 1959, 42, 101—124.

*Playford G., Dettmann M. E.* Rhaeto-Liassic plant microfossils from the Leigh Greek Coral Measures, South Australia.—Senck. leth., 1965, 46, 127—181.

*Plumstead E. P.* Palaeobotany of Antarctica.—In: R. J. Adie (ed.). Antarctic Geology. North-Holland, Amsterdam, 1964, 637—654.

*Poole F. G.* Palaeowinds in the Western United States.—In: A. E. M. Nairn (ed.). Problems in Palaeoclimatology. Interscience, Lond.—N. Y., 1964, p. 394—405.

*Poole E. G., Whiteman A. J.* Geology of the country around Nantwich and Whitchurch.—Mem. Geol. Surv. G. B., 1966.

*Poole E. G., Williams B. J., Hains B. A.* Geology of the country around Market Harborough.—Mem. Geol. Surv. G. B., 1968.

*Porrenga D. H.* Chamosite in Recent sediments of the Niger and Orinoco deltas.—Geol. Mijnb., 1965, 44, 400—403.

*Powers R. W.* Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks.—Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, 1, 122—192.

*Powers R. W., Ramirez L. F., Redmond C. D., Elberg E. L.* Geology of the Arabian Peninsula: sedimentary geology of Saudi Arabia.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 560-D, 1966.

*Praturlon A. A.* Algal assemblages from Lias to Paleocene in southern Latium—Abruzzi: a review.—Boll. Soc. Geol. Ital., 1966, 85, 167—194.

*Pugh M. E.* Algae from the Lower Purbeck Limestones of Dorset.—Proc. Geol. Assoc. Lond., 1968, 79, 513—523.

*Pulfrey W.* Kenya.—Lex. Strat. Intern., 1963, Vol. 4 (eds. D. T. Donovan, J. E. Hemingway), fasc. 8a.

*Purser B. H.* Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris basin.—Sedimentology, 1969, 12, 205—230.

*Querol R.* Petroleum exploration in Spain.—In: P. Hepple (ed.). The exploration for petroleum in Europe and North Africa. Inst. Petrol. Lond., 1969.

*Quilty P. G.* Jurassic ammonites from Ellsworth Land, Antarctica.—J. Paleont., 1970, 44, 110—116.

*Raab M.* Jurassic-early Cretaceous ammonites from the southern coastal plain of Israel.—Bull. Geol. Surv. Israel, 1962, 34, 24—30.

*Radoičić R.* Microfossils du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie.—Geol. Razp. Poročila, 1966, 9.

*Radwanski A., Szulczewski M.* Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (southern Hungary).—Ann. Univ. Sci. Budapest Eötvös, Nom. Sect. Geol., 1966, 9, 87—107.

*Raileanu G., Patruleus D., Bleahu M., Nastaseanu S., Semaka A.* Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates Roumaines. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 675—690.

*Rakus M.* Paläontologische studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Sbornik Geol. Vied. Zapadne Karpaty, 1964, Rad 2K, zv. 1, 93—155.

*Reineck H. E., Singh I. B.* Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.—Sedimentology, 1971, 18, 123—128.

*Remane J.* Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in der Jura-Kreide-Schichten des Vocontischen Troges.—Palaeontogr., 1964, A123, 1—57.

*Renz C.* Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands.—Inst. geol. sub surface Res., Athens, 1955.

*Reyment R. A.* On Liassic ammonites from Skane, southern Sweden.—Stockholm Contr. Geol., 1959, 2, 103—156.

*Reyre D.* (ed.). Bassins sédimentaire du littoral africain.—Assoc. Serv. Geol. Africains, Symp., Paris, 1966.

*Rhoads D. C., Morse J. W.* Evolutionary and ecologic significance of oxygen—deficient marine basins.—Lethaia, 1971, 4, 413—428.

*Rhoads D. C., Young D. K.* The influence of deposit-feeding organisms on sediment stability and community trophic structure.—J. Marine Res., 1970, 28, 150—178.

*Ridd M. F.* South-east Asia as a part of Gondwanaland.—Nature, 1971, 234, 531—533.

*Robinson P. L.* A problem of faunal replacement on Permo-Triassic continents.—Palaeontology, 1971, 14, 131—153.

*Roddick J. A., Wheeler J. O., Gabrielse H., Souther J. G.* Age and nature of the Canadian part of the circum-Pacific orogenic belt.—Tectonophysics, 1966, 4, 319—337.

*Rohrlich V., Calvert S. E., Price N. B.* Chamosite in the recent sediments of Lock Etive, Scotland.—J. Sedim. Petrol., 1969, 39, 624.

*Romariz C.* Estudo geologico e petrografico da area tiftonica do Soure.—Com. Serv. Geol. Portugal, 1960, 44, 1—219.

*Romer A. S.* Palaeozoological evidence of climate. 1. Vertebrates.—In: A. E. M. Nairn (ed.). Descriptive palaeoclimatology. Interscience, Lond.—N. Y., 1961.

*Ronov A. B.* Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time.—Sedimentology, 1968, 10, 25—43.

*Ronov A. B., Khain V. Y.* Jurassic formations of the world.—Sovetsk. Geol., 1962, № 1, 9—34 (see Intern. Geol. Review, 1962, 5, 812).

*Rossi Ronchetti C., Fantini Sestini N.* La fauna giurassica di Karkar (Aihganistan).—Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 1961, 67, 103—140.

*Rothpletz A.* Über die Einbettung der Ammoniten in den Solnhofener Schichten.—Abh. Bayer. Akad. Wiss., 1910, 2, Kl. 24.

*Rouselle L.* Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleridae du Dogger marocain.—Trav. Inst. Sci. Chérif., Sér. Géol., Géogr., Phys., 1965, № 13.

*Rüegg W.* Geologie zwischen Cañete—San Juan 13° 00'—15° 24' sud Peru.—Geol. Rundschau, 1957, 45, 775—858.

*Rugé-Perrot C.* Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage.—Serv. Géol. Portugal Mém., 1961, № 7.

*Ruiz C., Aguirre E., Corvalan J., Rose H. J., Segerstrom K., Stern T. W.* Ages of batholithic intrusions of northern and central Chile.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, 1551—1560.

*Rusbult J., Petzka M.* Zur stratigraphie des Lias in NE-Mecklenburg.—Ber. geol. Ges. DDR, 1964, 9, 625—634.

*Ryther J. H.* Geographic variations in productivity.—In: M. N. Hill (ed.). The Sea. Vol. 2. Interscience, Lond.—N. Y., 1963, p. 347—380.

*Saggerson E. P., Miller J. M.* Geology of the Tekabba—Wergudud area, Mandera District.—Rep. Geol. Surv. Kenya, 1957, 40.

*Saks V. N., Strelkov S. A.* Mesozoic and Cenozoic of the Soviet Arctic.—In: G. O. Raasch (ed.). Geology of the Arctic. Vol. 1. Toronto, 1961, p. 48—67.

*Sanders H. L.* Marine benthic diversity: a comparative study.—Amer. Nat., 1968, 102, 243—282.

*Sapunov I. G.* Stratigraphical and palaeontological studies of the Toarcian in the vicinity of the town of Tetevan (Central Balkan Range).—Bull. Geol. Inst. Bulg. Ac. Sci., Ser. Pal., 1959, 1, 17—41. (In Russian, with English summary.)

*Sapunov I. G.* On certain recent stratigraphical problems of the Jurassic system in Bulgaria.—Bull. Geol. Inst. Bulg. Ac. Sci., Ser. Strat., 1969, 18, 5—20. (In Russian, with English summary.)

*Sapunov I. G., Stephanov J.* The stages, substages, ammonite zones and subzones of the Lower and Middle Jurassic in the Western and Central

Balkan range (Bulgaria). Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 705—718.

*Sapunov I. G., Tshoumatchenco P. V., Shopov V. L.* Biostratigraphy of the Lower Jurassic rocks near the village of Komshtitsa, district of Sofia (Western Balkan range).—Bull. Geol. Inst. Bulg. Ac. Sci., Ser. Strat., 1967, 16, 125—143. (In Russian, with English summary.)

*Sarjeant W. A. S.* The stratigraphic application of fossil microplankton (Dinoflagellates and Hystrichospheres) in the Jurassic. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 441—448.

*Sato T.* A propos des courants océaniques froids prouves par l'existence des ammonites d'origine arctique dans le Jurassique Japonais.—21st Intern. Geol. Congr., 1960, pt. 12, 165—169.

*Sato T.* Etudes biostratigraphiques des ammonites du Jurassique du Japon.—Mém. Soc. Géol. France, 1962, 94.

*Sato T.* Le Jurassique du Japon—zones d'ammonites. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 885—896.

*Sato T., Hayami I., Tamura M., Maeda S.* The Jurassic.—In: F. Takai, T. Matsumoto, R. Toriyama (ed.). Geology of Japan. Tokyo, 1963.

*Schaeffer B.* Mesozoic fishes and climate.—Proc. N. Amer. Paleont. Conv., Sept. 1969, Chicago, 1971, pt. D, 376—388.

*Scheibnerova V.* Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces.—4th Intern. Geol. Congr., 1972, Sect. 7, 331—338.

*Schellmann W.* Die Bildungsbedingungen sedimentärer Chamosit—und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätte Echte.—N. Jb. Miner. Abh., 1969, 111, 1—31.

*Schindewolf O. H.* Über den Lias von Peru.—Geol. Jb., 1957, 74, 151—159.

*Schirardin J.* Contribution à la stratigraphie et paléontologie de l'Oxfordien moyen et supérieur de la basse Alsace.—Bull. Serv. Carte Geol. Alsace—Lorraine, 1955, B8, 21—59.

*Schlager W., Schlager M.* Clastic sediments associated with radiolarites (Tanglboden—Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps).—Sedimentology, 1973, 20, 65—90.

*Schloz W.* Über Beobachtungen zur Ichnofazies und über umgelagerte Rhizocorallien im Lias Schwabens.—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968, 11, 691—698.

*Schloz W.* Zur Bildungsgeschichte der Oolithenbank (Hettangium) in Baden—Württemberg.—Arb. Inst. Geol., Paläont. Univ. Stuttgart, N. S., 1972, 67, 101—212.

*Schmalz R. F.* Deep-water evaporite deposition; a genetic model.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, 53, 798—823.

*Schumacher K. H., Sonntag H.* Zur Stratigraphie und Ausbildung des Lias im Norden der Deutschen Demokratischen Republik.—Geologie, 1964, 13, 303—315.

*Schwarzbach M.* Climates of the Past. Enke, Stuttgart, 1964.

*Seegerstäte S. G.* Baltic Sea.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1957, 67, Vol. 1, 751—802.

*Seilacher A.* Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden—Gehäusen.—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963, 11, 593—615.

*Seilacher A.* Bathymetry of trace fossils.—Mar. Geol., 1967, 5, 413—428.

*Seilacher A., Drozdowski G., Haude R.* Form and function of the stem in a pseudoplanktonic crinoid (*Seirocrinus*).—Palaeontology, 1968, 11, 275—282.

*Sellwood B. W.* The relation of trace fossils to small sedimentary cycles in the British Lias.—In: T. P. Crimes, J. C. Harper (eds.). Trace fossils. Seel House Press, Liverpool, 1970, 489—584.

*Sellwood B. W.* The genesis of some sideritic beds in the Yorkshire Lias (England).—J. Sedim. Petrol., 1971, 41, 854—858.

*Sellwood B. W.* Tidal-flat sedimentation in the Lower Jurassic of Bornholm, Denmark. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1972a, 11, 93—106.

*Sellwood B. W.* Regional environmental changes across a Lower Jurassic stage-boundary in Britain.—*Palaeontology*, 1972b, 15, 125—157.

*Sellwood B. W., Hallam A.* Bathonian volcanicity and North Sea rifting.—*Nature*, 1974, 252, 27—28.

*Sellwood B. W., Jenkyns H. C.* Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Liensbachian—Bajocian of Great Britain).—*J. Geol. Soc. Lond.*, 1975, 131.

*Sellwood B. W., McKerrow W. S.* Depositional environments in the lower part of the Great Oolite group of Oxfordshire and north Gloucestershire.—*Proc. Geol. Assoc. Lond.*, 1974, 85, 189—210.

*Sellwood B. W., Durkin M. K., Kennedy W. J.* Field meeting on the Jurassic and Cretaceous rocks of Wessex.—*Proc. Geol. Assoc. Lond.*, 1970, 81, 715—732.

*Semaka A.* Über die pflanzenführenden Liasschichten Rumäniens (2, Dabubikum).—*N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1961, 8, 389—394.

*Seyed Emami K.* The Jurassic Badamu Formation in the Kerman region, with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran.—*Geol. Surv. Iran Rep.*, 1971, № 19, 5—79.

*Shaw A. B.* Time in stratigraphy. McGraw-Hill, N. Y., 1964.

*Shearman D. J.* Origin of marine evaporites by diagenesis.—*Trans. Inst. Min. Metall.*, 1966, Sect. B, 75, 207—216.

*Shinn E. A.* Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks.—*J. Sedim. Petrol.*, 1968, 38, 215—223.

*Sirna G.* Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Gatali Mamestino (Sicilia nord-orientale).—*Geol. Rom.*, 1962, 1, 191—203.

*Skwarko S. K.* Bibliography of the Mesozoic palaeontology of Australia and eastern New Guinea.—*Bur. Min. Res. Canberra Bull.*, 1970, 108.

*Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, 2039—2070.

*Smith A. G., Hallam A.* The fit of the southern continents.—*Nature*, 1970, 225, 139—144.

*Smith A. G., Briden J. C., Drewry G. E.* Phanerozoic world maps.—*Spec. Papers Palaeont.*, 1973, № 12, 1—39.

*Smithson F.* The Middle Jurassic rocks of Yorkshire: a petrological and palaeogeographical study.—*Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 1942, 98, 27—59.

*Société Chérifienne des Pétroles.* Le bassin du sud-ouest marocain. Assoc. Serv. Géol. Africains, Sympos., Paris, 1966, p. 5—12.

*Sorgenfrei Th., Buch A.* Deep tests in Denmark 1935—1959.—*Danm. Geol. Unders.*, 1964, Ser. 3, № 36.

*Spaeth C., Hoefs J., Vetter U.* Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, 3139—3150.

*Spengler A. de, Castelain J., Cauvin J., Leroy M.* Le bassin secondaire—tertiaire du Senegal. Assoc. Serv. Géol. Africains, Sympos., Paris, 1966.

*Srivastava S. K.* Polosporos from Jurassics of Rayasthan, India.—*Nature*, 1963, 198, 1323—1324.

*Stanley K. O.* Tectonic and sedimentologic history of Lower Jurassic Sunrise and Dunlap formations, west-central Nevada.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, 55, 454—477.

*Stanley K. O., Jordan W. M., Dott R. H.* New hypothesis of early Jurassic paleogeography and sediment dispersal for western United States.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, 55, 10—19.

*Stauffer P. H., Gobbett D. J.* Southeast Asia a part of Gondwanaland?—*Nature Phys. Sci.*, 1972, 240, 139.

*Stehli F. G., McAlester A. L., Helsey C. E.* Taxonomic diversity of Recent bivalves and some implications for geology.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, 78, 455—466.

*Stevens C. H.* Distribution and diversity of Pennsylvanian marine faunas relative to water depth and distance from shore.—*Lethaia*, 1971, 4, 403—412.

*Stevens G. R.* The Jurassic and Cretaceous belemnites of New Zealand and a review of the Jurassic and Cretaceous belemnites of the Indo-Pacific region.—*N. Z. Geol. Surv. Paleont. Bull.*, 1965, 36.

*Stevens G. R.* Upper Jurassic fossils from Ellsworth Land, West Antarctica, and notes on Upper Jurassic biogeography of the South Pacific region.—*N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1967, 10, 345—393.

*Stevens G. R.* The Jurassic system in New Zealand.—*N. Z. Geol. Surv. Rep.*, 1968, 35.

*Stevens G. R.* Relationship of isotopic temperatures and faunal realms to Jurassic—Cretaceous palaeogeography, particularly of the S. W.—Pacific. *J. Roy. Soc. N. Z.*, 1971, 1, 145—158.

*Stevens G. R.* Jurassic belemnites.—In: A. Hallam (ed.). *Atlas of Palaeogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973, p. 259—274.

*Stevens G. R., Clayton R. N.* Oxygen isotope studies on Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance.—*N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1971, 14, 829—897.

*Stipaničić P. N.* El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquen), el Oxfordense y el diastrofismo divésiano (Agassiz—Yaila) en Argentina.—*Rev. Assoc. Geol. Argentina*, 1966, 20, 403—478.

*Stipaničić P. N.* El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber.—*Rev. Assoc. Geol. Argentina*, 1969, 24, 367—388.

*Stipaničić P. N., Reig O. A.* El Complejo porfirico de la Patagonia extrandiana y su fauna de anuros.—*Acta Geol. Lilloana*, 1956, 1, 185—230.

*Stipaničić P. N., Rodrigo F.* El diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile.—*Cuart. J. Geol. Argentinas*, 1970, 2, 353—368.

*Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran: a review.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, 52, 1229—58.

*Stöcklin J., Ejteghar-Nezhad J., Hushmand-Zadet A.* Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran).—*Geol. Surv. Iran Rep.*, 1965, 3.

*Strakhov N. M.* Principles of Lithogenesis. Vol. 1. (English translation of Russian text edited by S. I. Tomkeieff and J. C. Hemingway.) Oliver & Boyd, Edinburgh, 1967.

*Sturani C.* Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del massiccio dell'Argentera (Alpi Merittime). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 1961, 22.

*Sturani C.* La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurasiche della Prealpi Venete occidentale. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 1964a, 24.

*Sturani C.* Ammoniti mediogiurasiche del Veneto: Faune del Baiociano terminale (zone a Garantiana e a Parkinsoni). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 1964b, 24.

*Sturani C.* Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne—Barrême area (south-eastern France, Dept. Basses-Alpes).—*Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 1966, 5, 3—57.

*Sturani C.* Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the Venetian Alps.—*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 1971, 28, 190 p.

*Surlyk F., Birkelund F.* The geology of southern Jameson Land.—*Rap. Grøn. Geol. Unders.*, 1972, 48, 61—74.

*Surlyk F., Callomon J. H., Bromley R. G., Birkelund T.* Stratigraphy of the Jurassic—Lower Cretaceous sediments of Jameson Land and Scoresby Land, East Greenland.—*Grøn. Geol. Undersøg. Bull.*, 1973, № 105.

*Sykes R. M.* The stratigraphy of the Callovian and Oxfordian in northern Scotland.—*Scot. J. Geol.*, 1975, 11, 1—28.

*Sylvester Bradley P. C., Ford T. D.* (eds.). *The geology of the East Midlands*. Leicester Univ. Press, 1968.

*Szulczewski M.* Observation sur la genèse des calcaires nuduleux des Tatras.—*Ann. Soc. Geol. Pol.*, 1965, 35, 243—261. (In Polish, with French Summary.)

- Szulczewski M.* Jurassic stromatolites of Poland.—*Acta Geol. Pol.*, 1968, 18, 1—99.
- Takin M.* Continental drift in the Middle East.—*Nature*, 1971, 235, 147—149.
- Talbot M. R.* Calcite cements in the corallian beds (Upper Oxfordian) of southern England.—*J. Sedim. Petrol.*, 1971, 41, 261—273.
- Talbot M. R.* The preservation of scleractinian corals by calcite in the corallian beds (Oxfordian) of southern England.—*Geol. Rundschau*, 1972, 61, 731—741.
- Talbot M. R.* Major sedimentary cycles in the Corallian Beds.—*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1973, 14, 293—317.
- Talbot M. R.* Ironstones in the Upper Oxfordian of southern England.—*Sedimentology*, 1974, 21, 433—450.
- Tan F. C., Hudson J. D.* Isotopic studies of the paleaecology and diagenesis of the Great Estuarine Series (Jurassic) of Scotland.—*Scot. J. Geol.*, 1970, 10, 91—128.
- Tan F. C., Hudson J. D., Keith M. L.* Jurassic (Callovian) paleotemperatures from Scotland.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 9, 421—426.
- Tanner W. F.* Upper Jurassic paleogeography of the Four Corners region.—*J. Sedim. Petrol.*, 1965, 35, 564—574.
- Tarling D. H.* Another Gondwanaland.—*Nature*, 1972, 238, 92—93.
- Taylor J. H.* Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. *Mem. Geol. Surv. G. B.*, 1949.
- Taylor J. H.* Geology of the country around Kettering, Corby and Oundle. *Mem. Geol. Surv. G. B.*, 1963.
- Teofilak-Maliszewska A.* The petrography of the Liassic deposits in the Polish lowland area.—*Biul. Inst. Geol.*, 1967, 207, 67—155. (In Polish, with English summary).
- Termier H., Termier G.* Atlas de Paléogéographie. Masson, Paris, 1960.
- Terris A. P., Bullerwell W.* Investigations into the underground structure of southern England.—*Adv. Sci. Lond.*, 1965, 22, 232—252.
- Thomas W. A., Mann J. C.* Late Jurassic depositional environments, Louisiana and Arkansas.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1966, 50, 178—182.
- Thompson A. O., Dodson R. G.* Geology of the Bur Mayo-Tarbaj area.—*Rep. Geol. Surv. Kenya*, 1960, 47.
- Tollman A.* Ostalpensynthese. Deuticke, Vienna, 1963.
- Torrens H. S.* Revised zonal scheme for the Bathonian stage of Europe.—*Rep. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. 7th Congr. Sofia*, 1965, pt. 2, vol. 1, p. 47—55.
- Torrens H. S.* Field meeting in the Sherborne—Yeovil district.—*Proc. Geol. Assoc. Lond.*, 1969, 80, 301—330.
- Torrens H. S., Callomon J. H.* The corallian beds, the Amphill clay and the Kimmeridge clay.—In: P. C. Sylvester Bradley, T. D. Ford (eds.). *The Geology of the East Midlands*. Leicester Univ. Press, 1968, 291—299.
- Tourtélet H. A., Rye R. O.* Distribution of oxygen and carbon isotopes in fossils of Late Cretaceous age, Western interior region of North America.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, 80, 1903—1922.
- Townson W. G.* Facies analysis of the Portland beds. Unpubl. D. Phil. thesis Univ. Oxford, 1971.
- Trümpy R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, 71, 843—908.
- Trümpy R.* Sur le Jurassique de la zone Helvétique en Suisse.—*Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*, 1971, 54, 369—382.
- Trusheim F.* Halokinese und strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.—*Z. deutsch. geol. Ges.*, 1957, 109, 111—151.
- Uhlig V.* Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide.—*Mitt. geol. Ges. Wien*, 1911, 4, 329—448.
- Urlichs M.* Zur Fossilführung und Genese des Feuetlethens, der Rät—Lias—Grenzschichten und des unteren Lias bei Nürnberg.—*Erlanger Geol. Abh.*, 1966, 64, 1—42.

*Vakhrameev V. A.* Jurassic floras of the Indo-European and Siberian botanical—geographical regions. Publ. Inst. Grand-Ducal, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, 1964, 411—421.

*Vakhrameev V. A.* Jurassic floras of the U.S.S.R.—*Palaeobotanist*, 1965, 14, 118—123.

*Valencio D. A., Vilas J. F.* Palaeomagnetism of some Middle Jurassic lavas from south-east Argentina.—*Nature*, 1970, 225, 262—264.

*Valentine J. W.* Plate tectonics and shallow marine diversity and endemism, an actualistic model.—*System. Zool.*, 1971, 20, 253—264.

*Valentine J. W.* Conceptual models of ecosystem evolution.—In: T. J. M. Schopf (ed.). *Models in Paleobiology*. Freeman & Cooper, S. Francisco, 1972, p. 192—216.

*Valentine J. W., Moores E. M.* Global tectonics and the fossil record.—*J. Geol.*, 1972, 80, 167—184.

*Van Straaten L. M. J. U.* Origin of Solnhofen limestone.—*Geol. Mijnb.*, 1971, 50, 3—8.

*Veevers J. J., Wells A. T.* The geology of the Canning basin, Western Australia.—*Bur. Mineral. Resources, Geol. Geophys. Bull.*, 1961, 60.

*Verma H. M., Westermann G. E. G.* The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico.—*Bull. Amer. Paleont.*, 1973, 63, 107—320.

*Veselinović D.* La biostratigraphie du faciès récifal du Jurassique supérieur dans la zone carpato-balkanique et le parallèle avec la zone dinarique intérieure (Serbie).—*Assoc. Geol. Carpato-Balkan. 5th Cong.*, 1963, vol. 3, pt. 2, 295—306.

*Viniegra D.* Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, 55, 478—494.

*Visser W. A., Hermes J. J.* Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea.—*Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouw. Genook*, 1962, 20.

*Vossmerbäumer H.* Untersuchungen zur Bildungsgeschichte des Unteren Lias in Schonen (Schweden).—*Geologica et Palaeontologica*, 1970, 4, 167—193.

*Wall D.* Microplankton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain.—*Micropaleont.*, 1965, 11, 151—190.

*Watt W. S.* The crust-parallel dyke swarm of south west Greenland in relation to the opening of the Labrador Sea.—*Can. J. Earth Sci.*, 1969, 6, 1320—1321.

*Weber H. S.* Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Braunjura (Dogger) der östlichen Schwäbischen Alb.—*Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart*, N. S., 1964, 44, 1—174.

*Wells J. W.* Corals as bathometers.—*Mar. Geol.*, 1967, 5, 349—366.

*Wendt J.* Stratigraphisch—paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsizilien.—*Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 1964, 2, 57—145.

*Wendt J.* Stratigraphie und Paläogeographie des roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol Österreich).—*N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 1969, 132, 219—238.

*Wendt J.* Stratigraphische kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys.—*N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1970, 7, 433—448.

*Wendt J.* Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im Mediterranen Jura.—*Palaeontographica*, 1971a, 136, 121—192.

*Wendt J.* Die Typokalitalität der Adneterschichten (Lias Österreich).—*Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*, 1971b, 54, 105—116.

*Wesley A.* Jurassic plants.—In: A. Hallam (ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, 1973, 329—338.

*West I. M.* Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset.—*Proc. Yorksh. geol. Soc.*, 1964, 34, 315—330.

*West I. M.* Marcocell structure and enterolithic veins in British Purbeck gypsum and anhydrite.—*Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, 1965, 35, 47—58.

- Westermann G. E. G.* The ammonite fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula. Pt. 1. Lower Bajocian.—Bull. Amer. Paleont., 1964, 47, 327—503.
- Westermann G. E. G.* Sucesion de ammonites del Jurassico medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquen.—Rev. Assoc. Geol. Argentina, 1967, 22, 65—73.
- Westermann G. E. G.* The ammonite fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula. Pt. 2. *Sonninia sowerbyi* zone (Bajocian).—Bull. Amer. Paleont., 1969, 57, 5—226.
- Westermann G. E. G., Getty T. A.* New Middle Jurassic Ammonitina from New Guinea.—Bull. Amer. Paleont., 1970, 57, 231—321.
- Westermann G. E. G., Riccardi A. C.* Amonitas y estratigrafía del Aaleño—Bayociano en los Andes Argentina—Chilenos.—Ameghiniana, 1972, 9, 357—389.
- Wetzel R., Morton D. M.* Contribution à la Géologie de la Transjordanie.—Notes Mém. Moyen-Orient., 1958, 7, 95—191.
- Whittaker A.* Intra-Liassic structures in the Severn Basin area.—I. G. S. Rep., 1972, 72/3.
- Wiedenmayer F.* Obere Trias bis mittleren Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik.—Ecl. geol. Helv., 1963, 56, 529—640.
- Wierzbowski A.* L'Oxfordien supérieur et le Kimmeridgian inférieur du Plateau de Wielun.—Acta Geol. Pol., 16, 127—200. (In Polish, with French summary.)
- Williams M. D.* Stratigraphy of the Lower Indus basin, West Pakistan.—Proc. 5th World Petrol. Congr., 1959, Sect. 1, 377—394.
- Wilson R. C. C.* Upper Oxfordian palaeogeography of southern England.—Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1968a, 4, 5—28.
- Wilson R. C. C.* Carbonate facies variation within the Osmington oolite series in Southern England.—Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1968b, 4, 89—123.
- Wilson V., Welch F. B. A., Robbie J. A., Green G. W.* Geology of the country around Bridport and Yeovil. Mem. Geol. Surv. G. B., 1958.
- Wincierz J.* Küstensedimente und Ichnofauna aus dem oberen Hettangium von Mackendorf (Niedersachsen).—N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1973, 144, 104—141.
- Wobber F. J.* Sedimentology of the Lias (Lower Jurassic) of South Wales.—J. Sedim. Petrol., 1965, 35, 683—703.
- Wolfenden B.* Bau mining district, west Sarawak, Malaysia. Pt. 1. Bau.—Geol. Surv. Borneo. Bull., 1965, 7.
- Woodland A. W.* The Llanbedr (Mochras Farm) borehole.—I. G. S. Rep., 1971, 71/18.
- Woodland A. W.* (ed.). Petroleum and the continental shelf of north-west Europe. Vol. 1. Geology. L., Applied Sci. Publishers, 1976. 501 p.
- Woodwell G. M., Smith H. H.* (eds.). Diversity and stability in Ecological Systems. Brookhaven Sympos. Biol., 1969, 22.
- Worssam B. C., Ivimey-Cook H. C.* The stratigraphy of the Geological Survey borehole at Warlingham, Surrey.—Bull. Geol. Surv. G. B., 1971, № 36, 1—144.
- Wright J. K.* The stratigraphy of the Callovian rocks between Newtondale and the Scarborough coast, Yorkshire.—Proc. Geol. Assoc. Lond., 1968, 79, 363—399.
- Wright J. K.* The stratigraphy of the Yorkshire Corallian.—Proc. Yorksh. Geol. Soc., 1972, 39, 225—264.
- Yeats R. S.* Southern California structure, sea floor spreading and history of the Pacific basin.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, 79, 1693—1702.
- Yen T. C.* Molluscan fauna of the Morrison formation. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 233B, 1950, 21—51.

Zanzucchi G. Le ammoniti del Lias superiore (Toarciano) di Entratico in Vel Cavallina (Bargamasco orientale).—Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. Milano, 1963, 13, 101—146.

Zeiss A. Untersuchungen zer Paläontologie der Cephalopoden der Unter-Tithon der südlichen Frankenalb.—Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abh., N. S., 1968, 132.

Ziegler B. Stratigraphische und zoogeographische Beobachtungen an Aulacostephanus (Ammonoidea — Oberjura).—Paläont. Z., 1961, 35, 79—89.

Ziegler B. Die Fauna der Lemeš-Schichten (Dalmatien) und ihre Bedeutung für den mediterranen Oberjura.—N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963, 8, 405—421.

Ziegler B. Boreal Einflüsse im Oberjura Westeuropas?—Geol. Rundschau, 1964, 54, 250—261.

Ziegler B. Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura.—Geol. Rundschau, 1967, 56, 439—464.

Ziegler P. A. Zur stratigraphie des Sequanien im zentralen schweizer Jura.—Beitr. Geol. Schweiz., N. S., 1956, 102, 37—101.

ИБ № 2485

Хэллем Антони

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Редактор издательства Э. М. Бородянская. Переплет художника А. И. Бородин. Техн. редактор А. Б. Ящуржинская. Корректор В. Н. Малахова. Сдано в набор 26.05.78. Подписано в печать 05.09.78. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,96. Тираж 1400 экз. Заказ 209/498. Цена 3 р. 20 к. Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

3 p 206

2630