Границы геологических систем

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Order of the Red Banner of Labour
Geological Institute

B. Meinecke.

Границы геологических систем

551.7+Мен

К 70-летию
академика
Владимира Васильевича
МЕННЕРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1976

Институт геологических Наук
Библиотека

УДК 551.7

В работе рассматриваются границы геологических систем докембрия и фанерозоя на основании детальной корреляции пограничных слоев. Дается палеонтологическое обоснование принятым границам на основании анализа вертикального распространения остатков фауны и флоры. Обсуждаются общие принципы проведения границ.

BOUNDARIES OF GEOLOGICAL SYSTEMS

To the 70-th Anniversary
of Academician
V. V. MENNER

«Nauka», Moscow 1976

Редакционная коллегия:

Академик А. В. ПЕЙВЕ
(главный редактор),

В. Г. ГЕРБОВА, В. А. КРАШЕНИННИКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

Б. М. КЕЛЛЕР

20801—268
055(02)—76 (БЗ—86—9—1975)

© Издательство «Наука», 1976 г.

Владимир Васильевич Меннер — стратиграф, палеонтолог и геолог

Настоящая книга подготовлена коллективом авторов к юбилею известного советского геолога, стратиграфа и палеонтолога академика Владимира Васильевича Меннера.

Ученик М. В. и А. П. Павловых, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, В. В. Меннер является не только продолжателем славных традиций, начало которым было положено этими замечательными исследователями, но и создателем ряда новых направлений в стратиграфии и палеонтологии.

Владимир Васильевич Меннер родился 19 ноября 1905 г. В 1922 г. поступил на естественно-историческое отделение физико-математического факультета Московского государственного университета. Уже в студенческие годы В. В. Меннер проявил те качества, которые характерны для него вообще: кипучую энергию, огромную работоспособность, широту научных интересов, способность охватывать весь круг вопросов, связанных с той или иной проблемой, и умение по-новому подойти к их решению.

Будучи студентом, В. В. Меннер участвовал в исследованиях КМА и работах на Кавказе под руководством Н. С. Шатского; в 1927 г. Н. С. Шатским и В. В. Меннером опубликована совместная работа по стратиграфии палеогеновых отложений. Надо сказать, что В. В. Меннер навсегда сохранил особенный интерес к палеогену и впоследствии периодически возвращался к проблемам стратиграфии этой системы; в настоящее время, как известно, он возглавляет Международную подкомиссию по стратиграфии палеогена.

К студенческим годам относится начало палеонтологических исследований В. В. Меннера. Первым крупным вкладом В. В. Меннера в палеонтологию была его дипломная работа по ихтиофаунам третичных отложений. Она положила начало целой серии исследований по палеонтологии позвоночных. Значительное место среди них занимают работы, посвященные ископаемым третичным рыбам. Работы Владимира Васильевича о зубах ископаемых акул имеют особое значение: разработанный им метод сыграл в стратиграфии меловых и особенно третичных отложений не меньшую роль, чем позднее микропалеонтологический и палинологический методы. Участие В. В. Меннера в 1926—1927 гг. в раскопках ископаемых слонов близ г. Грозного и скелетов ихтиозавров под Москвой предопределило интерес Владимира Васильевича к палеонтологии высших позвоночных; впоследствии он посвятил одну из своих широко известных монографий плезиозаврам.

С 1927 по 1930 г. Владимир Васильевич проходил курс аспирантуры под руководством акад. А. П. Павлова и одновременно работал в Москов-

ском Отделении Геолкома. В составе крымской экспедиции, которую возглавлял А. Д. Архангельский, В. В. Меннер проводил вначале геологические съемки на Керченском полуострове, а затем — на северных склонах Крымских гор, где познакомился с великолепным и сложным по своему строению разрезом палеогена и неогена Восточного Крыма. Работы на Керченском полуострове были тесно связаны с поисками нефтяных месторождений, и позднее многие исследования Владимира Васильевича посвящены проблеме нефтеносности. В 1932—1934 гг. В. В. Меннер работал в Нефтяном геолого-разведочном институте (НГРИ), исследуя вопросы стратиграфии и ихтиофауны палеогеновых отложений Крымско-Кавказской области. Особенно его интересовали глинистые и песчаные отложения майкопской свиты, весьма перспективной в отношении газонефтеносности. В связи с этим необходимость дробного расчленения и корреляции свиты заставила привлечь все имеющиеся палеонтологические данные. Чаще всего среди них указывались остатки сельдевых рыб, скелеты которых неоднократно находили в глинах майкопской свиты. Собранную В. В. Меннером большую коллекцию пополнили также материалы, поступившие в его распоряжение из разных районов Кавказа. В результате, им был изучен уникальный материал по фауне рыб майкопской свиты.

За совокупность работ по стратиграфии и ихтиофауне третичных отложений В. В. Меннеру в 1934 г. были присвоены звания кандидата биологических и геолого-минералогических наук.

Еще к студенческим годам В. В. Меннера относится и начало его педагогической деятельности. В 1930 г., когда был организован Московский геолого-разведочный институт, в возрасте двадцати пяти лет В. В. Меннер стал заведующим кафедрой палеонтологии, заведующим учебной частью МГРИ и заведующим научно-исследовательским сектором. В течение почти сорока лет он с неослабевающей энергией руководил кафедрой палеонтологии, читал курс палеонтологии, а в военные годы также общей геологии, геологии СССР и ряд других курсов, всегда привлекавших многочисленных слушателей и заражавших студентов тем энтузиазмом и горячим интересом к проблемам геологии, стратиграфии и палеонтологии, которые так характерны для В. В. Меннера.

Неудивительно поэтому, что из стен Московского геолого-разведочного института вышла целая плеяда известных советских стратиграфов-палеонтологов.

В 1934 г. Владимир Васильевич приглашается в Геологический и Палеонтологический институты АН СССР. В связи с этим директор ГИН АН СССР академик А. Д. Архангельский писал в Президиум АН СССР: «В. В. Меннер является одним из самых талантливых моих учеников. В ГИН'е предполагаю использовать тов. В. В. Меннера, кроме продолжения его работ по стратиграфии и палеонтологии, для организации

коллективной работы по пересмотру принципов стратиграфии на основе опыта геологических исследований в СССР».

В Геологическом институте с 1934 г. В. В. Меннер руководил работами стратиграфического отдела, в котором создал ряд новых лабораторий и возглавлял Кабинет геологии зарубежных стран. С 1937 по 1940 гг. он возглавлял также Сочинскую бальнеологическую экспедицию, организованную для изучения мацестинских сероводородных вод с целью увеличения их дебита и обеспечения нужд растущего курорта. Работы этой экспедиции характеризует широкий комплексный подход. Основой их явилось тщательное изучение геологического строения обширного региона — всей полосы между Главным Кавказским хребтом и берегом Черного моря. Здесь была проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000 и детально изучены стратиграфия и тектоника региона, которые получили совершенно новое освещение. Применение нового тогда микропалеонтологического метода позволило детально расчленить меловые и палеогеновые отложения, проследить в них резкие фациальные переходы от мощных флишевых толщ на севере к мергельно-известняковым толщам так называемой Абхазской зоны на юге. Было установлено, что флишевая зона надвинута на юго-запад, образуя огромный Воронцовский покров. Выводы о строении покрова были подтверждены такими неоспоримыми доказательствами, что даже сторонники модной в то время гипотезы вертикальных движений, «убравшие» покровы по всему южному склону Кавказа, ничего не могли противопоставить этому классическому примеру.

Геологические исследования в комплексе с детальным изучением подземных вод, проводившемся под руководством А. М. Овчинникова, а позже Ф. А. Макаренко, дали возможность выяснить генезис мацестинских вод, установить, что они являются реликтовыми, и предположить, что они образуют обширный погребенный бассейн в закарстованных известняках мелового возраста. Буровые скважины, заложенные на р. Бзугу, вдали от Мацестинских источников, вскрыли мощные проявления сероводородных вод, блестяще подтвердив эту гипотезу.

В 1941 г. под руководством В. В. Меннера был подготовлен геологический том сводного отчета, подводящий итоги работам Сочинской экспедиции. Раздел, посвященный палеогеновым отложениям, был опубликован им совместно с Б. М. Келлером в выпусках Бюллетеня Московского общества испытателей природы.

В планах Геологического института в 1940—1941 гг. был задуман ряд методических работ, в том числе у В. В. Меннера стояли темы: «Разработка критериев расчленения осадочных свит и корреляции разрезов различных провинций» и «Номенклатура осадочных свит с разработкой стратиграфической таксономии». Великая Отечественная война изменила планы, но позднее В. В. Меннер вернулся к решению названных проблем.

В годы войны на первое место среди геологических проблем встали насущные вопросы обеспечения минерально-сырьевой базы для оборонной промышленности. В связи с резко возросшим значением районов II Баку, большой коллектив ведущих сотрудников Геологического института включается в работы Башкирской нефтяной экспедиции. В 1942 г. В. В. Меннер исследует мезокайнозойские отложения Южного Приуралья, причем не только значительно уточняет возраст большинства толщ, но и впервые устанавливает карстовую природу образованных ими структур и их тесную пространственную связь с солянокупольными структурами верхнего палеозоя. С 1943 г. В. В. Меннер возглавил исследования северных районов Европейской части СССР в качестве заместителя начальника по научной части Северной, впоследствии Полярной экспедиции СОПС АН СССР, созданной по решению Правительства для выяснения перспектив поисков ряда полезных ископаемых. Под его руководством составляется, прежде всего, общая сводка материалов по геологии северо-восточных районов Европейской части Союза, на основе которой был разработан общий план работ экспедиции, продолжавшихся около десяти лет. Основные итоги этих исследований вошли в сводный отчет, удостоенный в 1954 г. премии им. Кирова. К моменту начала работ экспедиции значительная часть региона представляла собой, по существу, «белое пятно» на геологической карте. Именно в таких почти неисследованных, труднодоступных районах Тимана и Приполярного Урала В. В. Меннер проводил полевые работы в военные и первые послевоенные годы. Им был освещен ряд запутанных вопросов стратиграфии древних докембрийских толщ. Вопросы стратиграфии докембрия с этого времени не выходили из поля зрения В. В. Меннера, и позднее вместе с Н. С. Шатским он стал одним из главных инициаторов постановки в Геологическом институте исследований по стратиграфии верхнего докембрия; им введен принцип биостратиграфического направления в изучении этих толщ, получившего сейчас, как хорошо известно, успешное развитие. Он является также инициатором создания в Геологическом институте специальной лаборатории по изучению этих пород, а также особой комиссии по верхнему докембрию при МСК. На посту вначале руководителя Отдела стратиграфии, а затем заместителя директора Геологического института АН СССР и заведующего Стратиграфическим сектором В. В. Меннер развил в Институте ряд новых направлений, уделяя особое внимание развитию микропалеонтологических методов, проблемам единой (международной) стратиграфической шкалы, а в последнее время — вопросам зональной стратиграфии и палеобиографии.

Деятельность В. В. Меннера как организатора крупных стратиграфических исследований давно вышла за рамки Геологического института. В. В. Меннер — один из организаторов Междуведомственного стратиграфического комитета, созданного в 1955 г. в связи с неизмеримо возросшим

в послевоенные годы размахом геологосъемочных работ и необходимостью унификации стратиграфических шкал на территории всего Советского Союза. С момента создания и до настоящего времени Владимир Васильевич бессменно занимает пост заместителя председателя МСК. В. В. Меннер пользуется заслуженным авторитетом у нас в стране и за рубежом. В 1956 г. он избирается действительным членом Академии наук СССР. В 1968 г. В. В. Меннер был избран на Пражской сессии Международного Геологического конгресса президентом Международной комиссии по стратиграфии на период между XXIII и XXIV сессиями. В настоящее время он является ее вице-президентом. Под руководством В. В. Меннера был разработан проект устава Стратиграфической комиссии, существенно упорядочена ее структура и организован ряд новых ее подкомиссий и рабочих групп для решения актуальнейших вопросов, что является предпосылкой к улучшению современной международной стратиграфической шкалы.

Быть может, еще более важными для решения этой проблемы являются теоретические иследования В. В. Меннера. Получив возможность в середине 50-х годов вернуться к прерванным войной исследованиям общих проблем стратиграфии, Владимир Васильевич к 1960 г. завершил, а в 1962 г. опубликовал монографию «Биостратиграфические методы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит». В этой работе основные теоретические положения, установленные В. В. Меннером, подкрепляются многочисленными примерами, суммирующими опыт работы советских и зарубежных стратиграфов. Автор приходит к выводу, что «биостратиграфические методы, в условиях быстрого развития физико-математических и химических наук, в настоящее время все же являются основными, наиболее простыми в применении и в то же время наиболее точными методами для корреляции осадочных отложений» (Меннер, 1962, стр. 392). Прямая корреляция морских и континентальных отложений становится возможной, благодаря применению спорово-пыльцевого анализа. Этот метод, развитый в работах советских исследователей, подробно анализируется в монографии с показом его сильных и слабых сторон.

История развития органического мира прослеживается В. В. Меннером на фоне истории развития бассейнов прошлых геологических эпох, с рассмотрением взаимоотношений организмов и среды. «Полученные в настоящее время данные с очевидностью свидетельствуют об этапности геологического развития как отдельных бассейнов, так и всей поверхности Земли, прямо отражающейся в этапности развития органических форм». Из этого следует вывод, что стратиграфические подразделения являются реально существующими в природе категориями, отражающими этапы геологической истории как всей поверхности Земли, так и ее отдельных регионов. Это свидетельствует о естественности основных стратиграфических подразделений. «Подразделения стратиграфической шкалы не являются

искусственными единицами, созданными для удобства стратификации геологических разрезов... Это положение ставит перед геологами вопрос о необходимости уже сейчас принципиальной ревизии геологической шкалы».

В последующие годы В. В. Меннер развил и обосновал общие теоретические положения построения единой стратиграфической шкалы и принципов выделения ее подразделений. Статьи по этим вопросам опубликованы В. В. Меннером в различных отечественных и зарубежных изданиях.

Большое место в работах В. В. Меннера занимают вопросы стратиграфической классификации и номенклатуры. При его участии составлялись выпущенные МСК справочники «Стратиграфическая классификация и терминология». В рамках Международной стратиграфической комиссии им проводится большая работа по подготовке Международного стратиграфического кодекса, в котором должны найти отражение методические основы стратиграфической школы, ведущим представителем которой является В. В. Меннер.

В данной книге ее авторы попытались развить выдвинутые академиком В. В. Меннером принципиально новые положения, касающиеся этапности развития и естественности геологических границ.

Б. М. Келлер, М. Е. Раабен, А. Ю. Розанов

Б. М. Келлер, М. А. Семихатов

Стратиграфические рубежи в докембрии

В современной литературе широко обсуждаются такие вопросы, как принципы общего расчленения докембрия, соотношение его стратиграфической и геохронологической шкал, методы обоснования границ и характер выделяемых подразделений. Поэтому для стратиграфов, изучающих докембрий, особое значение приобретают последовательно отстаивавшиеся В. В. Меннером (1960, 1962; Меннер, Штрейс, 1971; и др.) положения о примате стратиграфической шкалы, об эталонном методе ее построения, о реальном характере стратиграфических границ и о связи общих подразделений с этапами развития земной коры и органического мира.

Особенности расчленения докембрия

При первых попытках общего расчленения докембрия (Emmons, 1888; Walcott, 1889; Van Hise, 1908; Grabau, 1922; Lawson, 1929, 1930, 1934; Sederholm, 1932; Alcock, 1934; Келлер, 1952; Полканов, 1935, 1939; Стратиграфия СССР, 1939; Кратц, 1955, 1963; Обручев, 1958; и др.) выделяемые подразделения обособлялись на базе естественных литостратиграфических комплексов избранных типовых регионов. Геологические рубежи, отделяющие эти комплексы от ниже- и вышележащих отложений, исследователи стремились трассировать далеко за пределы стратотипических местностей, опираясь при этом на структурные соотношения толщ, степень их метаморфизма, особенности вещественного состава и другие историко-геологические критерии. Ныне хорошо известно, что в те годы корреляция на деле нередко сводилась к сопоставлению резко разновозрастных комплексов, обладавших каким-либо сходством с эталонным. Иными словами, такие подразделения, как протерозой, синий и другие, выделявшиеся в качестве общих хроностратиграфических единиц, фактически превращались в региональные литостратиграфические. Этим объясняется распространение представлений о невозможности общего расчленения докембрия (Leith, 1934; Leith et al., 1935; Gill, 1952, 1955; American commision..., 1955; Wilson, 1952; и др.) и критика использования упомянутых терминов (Меннер, 1960; Боровиков, Спижарский, 1965; Gill, 1952, 1957; Wilson, 1958; Crook, 1966; Rankama, 1970б, и др.).

Широкое проникновение методов изотопной геохронологии в практику расчленения докембрия, начавшееся в конце 50-х годов, впервые дало основание прослеживать в докембрии более или менее одновозрастные комплексы. Это обстоятельство в сочетании с достигнутыми к тому времени успехами в региональной стратиграфии протерозоя определили значительный прогресс в его общей стратиграфии.

Вместе с тем активное использование изотопных датировок и широко распространенная одно время явная переоценка возможностей «абсолют-

ной» геохронологии обусловили то, что радиоизотопным данным в докембрии многие исследователи стали придавать роль, обратную той, которую эти данные играют в фанерозое (Виноградов, Тугаринов, 1961; Семененко, 1959, 1962; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Борукаев, 1972; Trendall, 1966; Goldich, 1968; James, 1972; и др.). В фанерозое радиогеохронология, как известно, не более как метод датирования биостратиграфических и геологических рубежей. В докембрии же она нередко стала выдвигаться как самостоятельный и независимый метод построения общей шкалы. Именно поэтому значительное количество предложенных в последние годы шкал расчленения докембрия являются чисто геохронологическими. Некоторые исследователи шли дальше и даже предлагали разделить докембрий на условные отрезки равной продолжительности (Боровиков, Спижарский, 1965; Борукаев, 1972; Trendall, 1966; Goldich, 1968; Rankama, 1970a). По существу близкая позиция была отражена в одном из постановлений МСК 1963 г.: отметив, что главными подразделениями докембрия СССР являются архей и протерозой и что рифей и синий входят в протерозой, МСК уклонился от определения их объема и расчленения и лишь указал в докембрии пять рубежей, установленных по радиогеохронологическим данным (см. Обручев, 1964).

Наряду с популярными среди радиогеохронологов представлениями о возможности создания общей схемы расчленения докембрия на основании простого суммирования изотопных датировок, в последнее время широкое распространение получила идея выделения планетарных тектоно-магматических циклов или этапов, создающих основу периодизации криптозоя и завершающихся эпохами усиленной магматической и тектонической активности. Решающая роль в установлении этих эпох в большинстве случаев принадлежит анализу радиогеохронологических данных (например, Виноградов, Тугаринов, 1961, 1968; Семененко, 1959, 1962; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Gastill, 1960; Stockwell, 1961, 1964; Vajner, 1967; и др.).

В качестве границ в построенных таким путем шкалах выступают стадии кульминации или (реже) моменты окончания эпох тектоно-магматической активности. В установлении этих событий ведущую роль обычно отводят суммированию изотопных данных о возрасте кристаллических пород: сгущения изотопных датировок во времени рассматриваются как адекватное отражение эпох тектоно-магматической активности. Геологическое значение вовлекаемых в статистическую обработку изотопных датировок при этом, как правило, не анализируется, и одни из выделяемых границ опираются на цифры, относящиеся к эпохам завершенной складчатости, а другие — на цифры, характеризующие этапы наложенной динамо-термальной переработки гранито-гнейсовых комплексов («этапы диасхизиса», Семихатов, 1974). Слоистые комплексы в подобных шкалах играют роль пассивных наполнителей стратиграфических интервалов, разделенных этими границами. Следовательно, на практике рассматриваемый путь приводит к созданию геохронологической шкалы в отрыве от стратиграфической.

Вторым существенным недостатком рассматриваемого пути расчленения докембрия является то, что он предполагает датирование границ на основании статистической обработки всей суммы радиологических данных, относящихся к данной стадии, в том числе значительного количества $K—Ar$ цифр, полученных по слюдам. Эти цифры, как правило,

отражают довольно поздние события геологической истории породы и потому в своем большинстве лишены стратиграфического смысла. Следовательно, статистическая обработка радиогеохронологических данных, как уже отмечалось в литературе (Салоп, 1963, 1964; Moorbath, 1967; Семихатов, 1974; и др.), не дает действительной информации о возрасте и не может служить целям стратиграфического анализа. В решении стратиграфических задач она должна быть заменена рассмотрением конкретных цифр с дифференциацией их по методам и объектам определения изотопного возраста. Подтверждением сказанного является эволюция взглядов на возраст границ в канадской шкале расчленения докембрия (Stockwell, 1964, 1968, 1972; Stockwell et al., 1970), обусловленная использованием разных приемов статистической обработки цифр и разных методов датирования.

Наконец, третьим слабым местом собственно геохронологических шкал является то, что их подразделения не имеют стратотипов и за ними не стоит ничего, кроме наших представлений об их длительности.

Весь опыт построения фанерозойской части общей шкалы, как недавно подчеркнул Г. П. Леонов (1973, т. 1), убеждает в том, что наиболее стабильными явились те единицы, объем и границы которых определялись на основе конкретных стратотипов и именно они образовали основной костяк современной стратиграфической шкалы. Объем этих единиц в принципе сохранился в ходе изучения, несмотря на уточнение положения их границ, отдельные случаи пересмотра ранга и т. п.

Еще бóльшее значение типовые разрезы имеют в докембрии, где возможности палеонтологического метода ограничены и основную роль в сопоставлении подразделений, или, по удачному выражению Б. С. Соколова (1971а), в «сборке» шкалы, имеет гораздо менее точный радиогеохронологический метод.

Жизнеспособность таких подразделений как протерозой, синий, рифей, венд и другие в значительной мере объясняется тем, что они связаны с конкретными типовыми разрезами, содержание которых остается неизменным, вне зависимости от происшедших в последние 15—20 лет кардинальных изменений во взглядах на продолжительность и соотношения этих подразделений друг с другом. Этот пример говорит о том, что факт постоянного уточнения изотопных датировок является аргументом не против эталонного метода построения общей шкалы докембрия, как иногда думают, а в пользу этого метода

Нужно подчеркнуть, что не только перечисленные выше, но и ряд других подразделений докембрия, претендующих на роль общих единиц (карпентарий, наллагайний и аделаидий в Австралии, афебий в Канаде и др.), выделены эталонным методом на основе типовых разрезов или стратотипических местностей. В качестве границ всех этих подразделений обычно принимались поверхности крупных угловых несогласий, отделяющие в избранных типовых районах один комплекс слоистых пород от других.

Целиком основывается на выделении эталонов историко-геологический, или тектонический, метод расчленения докембрия, примененный Н. С. Шатским (1945, 1958, 1960) при обосновании выделения рифейской группы. Он заключается в установлении крупных тектонических циклов или тектонических эр на основании анализа формационного состава слоистых комплексов горных пород. В течение полного тектонического цикла

геосинклинальные прогибы проходят полную стадию развития с закономерной сменой формаций от сланцевых и эффузивных начальной стадии к флишеподобным толщам на более поздней и к молассам на завершающем этапе. Выделенные этим методом подразделения резко отличаются от единиц, установленных на основе анализа изотопных дат, связанных со стадиями тектоно-магматической активности. Рассматриваемый путь позволяет выделять естественные геологические тела, которые дают возможность подойти к естественной периодизации истории докембрия. Именно на основании указанного метода возникла возможность обособления такого подразделения как рифейская «группа».

Формационный анализ в расчленении докембрия получил дальнейшее развитие в трудах ряда исследователей (Келлер, 1952, 1973б; Келлер, Хоментовский, 1960; Салоп, 1964, 1968, 1973 и др.; Беккер, 1968, 1972; Зайцев, Филатова, 1971; Семихатов, 1972а, б, 1974), часть из которых особенное внимание уделяла выявлению докембрийских моласс.

Принципиально новым шагом в стратиграфии докембрия было внедрение в нее палеонтологического метода (см. ниже). При современной стадии изученности органических остатков криптозоя этот метод применим только для рифея, тогда как историко-геологические рубежи того или иного значения и широты проявления выделяются в значительно большем диапазоне докембрийского разреза. Это побуждает нас начать обзор с историко-геологических рубежей. При этом мы будем опираться в основном на недавно опубликованные обобщающие работы авторов (Семихатов, 1972а, б, 1973, 1974; Келлер, 1973а, б; Келлер и др., 1974).

Приводимые ниже значения радиологического возраста отвечают следующим значениям констант: $\lambda_к = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$; $\lambda_{Rb} = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$.

Историко-геологические рубежи

Граница архея и протерозоя

Наиболее древний рубеж, обладающий определенным стратиграфическим смыслом, имеет возраст около 2600±100 млн. лет. В более глубоком докембрии с большей или меньшей достоверностью намечаются следы важных тектонических и магматических событий, но ведущую роль в их установлении имеют радиогеохронологические данные, а стратиграфическое значение этих событий еще предстоит выяснить.

Планетарный рубеж с возрастом около 2600 млн лет отделяет заключительные этапы кеноренской, пенокенской, родезийской и других позднеархейских складчатостей и одновременные с ними проявления диасхизиса от этапа формирования чехла протоплатформ и развития линейных геосинклинальных систем, обладавших дифференциацией на мио- и эвгеосинклинальные зоны. Множественность районов, в которых геологическими и (или) радиогеохронологическими методами доказывается проявление позднеархейских складчатостей и гранитизации, говорят о высокой роли археид в формировании остова будущих континентов (Муратов, 1965, 1970, 1973; Тугаринов, Войткевич, 1966; Богданов, 1969; Хаин, Рошкован, 1969; Борукаев, 1970; Кратц и др., 1973; Muehlberger et al., 1967; Goodwin, 1968; Геохронологические рубежи..., 1972; Шубер, Фор-Мюре, 1973), а существенные различия в стиле тектонического развития

и в формационном составе разделенных этими событиями комплексов (Павловский, 1964; Салоп, 1964, 1968, 1973; Виноградов, Тугаринов, 1968; Кратц и др., 1973; Муратов, 1970, 1973; и др.) свидетельствуют об очень большом значении рассматриваемого рубежа. Поэтому понятно стремление большинства исследователей совместить с ним стратиграфическую границу весьма высокого ранга. В стратотипической местности протерозоя — в южной части Канадского щита — она отделяет гранитизированные в ходе кеноренской складчатости осадочно-вулканогенные толщи Киватина от обычно слабо метаморфизованных обломочных толщ Гурона. Канадские геологи последовательно используют эту границу для разделения архея и протерозоя (библиографию см. Семихатов, 1964; Stockwell et al., 1970). Аналогичное значение рубежу с возрастом около 2600—2700 млн. лет придают в наиболее употребительной стратиграфической шкале докембрия СССР. Вместе с тем в нашей стране получает широкое распространение мнение о том, что протерозой, благодаря своему огромному объему, утратил значение конкретного стратиграфического подразделения и должен быть разделен на самостоятельные единицы. Не предрешая здесь вопроса о сохранении протерозоя в стратиграфической шкале докембрия СССР, авторы хотели бы подчеркнуть, что с их точки зрения между археем и кембрием следует выделять два очень крупных стратиграфических подразделения — афебий и рифей (Келлер, 1973а, б; Семихатов, 1972а, 1974). Афебий отвечает среднему и верхнему протерозою действующей ныне шкалы, а рифей — верхнему протерозою (включая венд).

Недавно Л. И. Салоп (1970, 1972, 1973) предложил значительно изменить (увеличить) датировку верхней границы архея и ряда других рубежей докембрия. Он опирается при этом на выдающиеся из общей выборки в бо́льшую сторону единичные изотопные определения, интерпретируя их как «реликтовые», сохранившиеся в особых локальных условиях от «омоложения» под воздействием позднейших термальных событий. Это предложение не было поддержано другими исследователями, так как оно не учитывает возможности значительного завышения («удревнения») датировок. Между тем такое удревнение доказано сейчас для большого количества случаев, особенно для *K—Ar* датировок минералов и валовых проб базитов (Wanless et al., 1970; Brewer, 1969; Геохронологические рубежи..., 1972; Геохронология СССР, 1973; и др), составляющих значительную часть тех цифр, которые Л. И. Салоп рассматривает как «реликтовые».

Рубежи внутри афебия

Обобщение материалов по районам классического развития докембрия на различных континентах показывает, что в ряде этих районов фиксируются рубежи с возрастом около 2300 и 2100 млн. лет. В отдельных схемах они используются для обоснования границ главных стратиграфических подразделений. Ниже мы увидим, что по своему геологическому значению и широте проявления они значительно уступают некоторым другим рубежам и потому могут рассматриваться лишь как второстепенные.

К отрезку времени, отстоящему от нас примерно на 2300 млн. лет, относится этап метаморфизма и гранитизации в Карелии, наложившийся на гимольскую серию и на доладожский субстрат Приладожья (Gorokhov

et al., 1970; Геохронологические рубежи..., 1972), значительная структурная перестройка в Западной Австралии, приведшая к заложению прогиба Наллагайн и накоплению в нем существенно вулканогенной серии Фортескью (Daniels, 1966; Compston, Arriens, 1968), смена витватерсрандского осадконакопления интенсивным вулканизмом серии Вентерсдорп в Южной Африке (Van Niekerk, Burger, 1964), термальные события, а, возможно, и магматизм некоторых районов Канадского щита, фиксируемые по изохронным *Rb — Sr*, а иногда и *U — Pb* датировкам архейских пород, лежащим в пределах 2350—2250 млн. лет (Fairbairn et al., 1966; Purdy, Jork, 1966, 1968; Banks, Van Schmus, 1971; Sossano et al., 1972). Возможно, что термальные события близкого возраста проявились в некоторых районах Сибири и на Кольском полуострове, где часть омоложенных *K—Ar* датировок амфиболов архейских пород близка к 2300 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Геохронологические рубежи..., 1972). Видимо, те же события в беломорском комплексе и в фундаменте карелид Норвегии отражают сходные по значению *U — Pb* определения цирконов (Геохронологические рубежи..., 1972).

В австралийской стратиграфической шкале рубеж с возрастом 2300 млн. лет принят в качестве границы архея и протерозоя (Mc Dougall et al., 1965; Dunn et al., 1966; Браун и др., 1970). Этой точке зрения противоречит следующее. Во-первых, данный рубеж по масштабу резко уступает рубежу, связанному с завершением беломорско-кенорских событий и в каждом из районов своего проявления имеет специфические выражения, во-вторых,— и это главное — в полных разрезах базальные горизонты протерозоя заведомо древнее 2300 млн. лет. Поэтому граница с возрастом 2300 млн. лет может быть лишь одной из внутренних границ протерозоя или афебия, но не их подошвой.

Геологические события с возрастом около 2100 млн. лет наиболее отчетливо фиксируются в Африке, где близкими цифрами определяется время кульминации плутонизма, связанного с эбурнейской складчатостью. В западной и центральной частях материка с нею связано замыкание обширных геосинклинальных систем и последующее накопление локально сохранившихся моласс (Тарквий и его аналоги) (Cahen, Snelling, 1966; Clifford, 1968; Елизарьев, Забродин, 1970; Шубер, Фор-Мюре, 1973).

На Балтийском щите рассматриваемый рубеж отделяет ранний этап плутонизма и метаморфизма в свекофенско-карельской геосинклинальной системе (возраст этапа 2300—2100 млн. лет; Геохронологические рубежи..., 1972) от времени формирования ятулия и аналогичных ему толщ (возраст от 2150—2050 до 1900—1950 млн. лет). Как известно, ятулий одними исследователями рассматривается как орогенные образования (Кратц, 1963; Кратц, Чернов, 1971), а другими — как платформенный (Соколов, 1964; Соколов и др., 1970) или протоплатформенный комплекс (Палей, 1970, 1973).

На более широкой площади Северной Евразии, а также в Северной Америке события с возрастом примерно 2100 млн. лет фиксируются по повторяющимся значениям *K—Ar* и немногочисленных пока *Rb—Sr* и *U—Pb* датировок кристаллических пород (Геохронология докембрия..., 1968; Геохронологические рубежи..., 1972; Stockwell et al., 1970; Banks, Van Schmus, 1971; Davidson, 1972; и др.). Эти цифры частично относятся к метаморфическим толщам нижнего протерозоя и прорывающим их интрузиям и знаменуют замыкание некоторых раннепротерозойских прогибов (например,

Гуронского), но в своем большинстве они происходят из архейских кристаллических пород и определяют время их высокотемпературного диафтореза.

В некоторых современных канадских работах развивается мнение, что афебий Канадского щита состоит из двух комплексов, разделенных Эпохой складчатости и (или) внедрения базитов с возрастом около 2100 млн. лет. Типичным представителем нижнего комплекса считается Гурон, а к верхнему относят надсерии Анимики, Грейт-Слейв, Каниапуски и их аналоги в геосинклиналях Коронейшен и Циркум-Унгава (Roscoe, 1969; Hoffman et al., 1972; Hoffman, 1973), либо только надсерию Анимики (Stockwell et al., 1970).

Эта точка зрения, восходящая к старым взглядам о неодновозрастности Гурона и Анимики, ныне как будто получила поддержку со стороны радиогеохронологических данных. С одной стороны, было доказано, что Гурон по соотношению с диабазами Ниписсинг и по собственным изохронным *Rb — Sr* датировкам древнее 2150 млн. лет (Van Schmus, 1965; Fairbairn et al., 1969). С другой стороны, для магматических и метаморфических пород, предшествующих надсериям Грейт-Слейв, Каниапуски и их аналогам на севере Канадского щита, указываются *K — Ar* цифры, близкие к 2100—2200 млн. лет. В последнее время датировка 2100 млн. лет была получена изохронным *U — Pb* методом по цирконам из порфировидных гранитов, которые считаются более древними, чем надсерия Анимики на юге щита (Banks, Van Schmus, 1971).

Имеющиеся изохронные *Rb — Sr* датировки пород перечисленных надсерий не могут помочь решению вопроса о возрасте последних: эти датировки, лежащие в пределах 1870—1635 млн. лет (Peterman, 1966; Hanson et al., 1971; Faure, Kovach, 1969; Fryer, 1972; и др.), оказались меньше *U — Pb* и отдельных *K —Ar* цифр, полученных по геологически более молодым синорогенным гудзонским гранитам. Что же касается геологических данных, то они противоречат двучленному делению канадского афебия по границе 2100 млн лет. Корреляция горизонтов тиллитов и перекрывающих их высокоглиноземистых кварцитов доказывает, что по крайней мере Верхний Гурон находит свои аналоги в нижней части надсерии Анимики (Church, Young, 1970; Young, 1970, 1973; Семихатов, 1964, 1974). С другой стороны, наличие ураноносных конгломератов и налегающих на них тиллитов в Гуроне и в развитых на северо-западе Канадского щита формациях Монтгомери-Лейк и серии Харуиц (Young, 1970, 1973) перекидывает мост между этими подразделениями, а серия Харуиц по общей последовательности напластования сравнима с надсерией Грейт-Слейв (Stockwell et al., 1970).

Таким образом, геологическое и стратиграфическое значение рубежа с возрастом около 2100 млн. лет еще требует значительного уточнения. Но уже сейчас можно констатировать, что соответствующие цифры в ряде случаев означают не более, чем время повторных преобразований архейских пород. Возможно, эти преобразования явились отголоском ранних фаз гудзонско-буларепидско-свекофенских движений и плутонизма.

Видимо, более общим следствием названных движений явилось то, что верхние горизонты многих дорифейских толщ разных щитов, образовавшиеся до главных фаз раннепротерозойских складчатостей, отличаются повышенной ролью песчано-конгломератовых, нередко литокластических толщ, иногда выделяются меньшей степенью дислоцированности и мета-

морфизма, а в геосинклинальных разрезах, кроме того, исчезновением джеспилитов. Состав этих горизонтов и их место в формационном ряду позволяет относить их к молассам (Кратц, 1963; Каляев, 1965; Елизарьев, Забродин, 1970; Кратц, Чернов, 1971; Семихатов, 1972а, 1974; Hoffman et al., 1971; и др.).

Граница афебия и рифея

Карельский (свекофенский, гудзонский) тектонический цикл, охватывающий афебий, заканчивается накоплением орогенных формаций, известных на разных континентах. В полном виде его можно изучать в прогибе Коронейшн на севере Канады, по западному обрамлению Северо-Американской платформы. Этот прогиб выполняется вначале разнообразными терригенными толщами, выше — флишем и, наконец, типичными молассами серии Эт-Зен (Hoffman et al., 1971). Менее отчетлив этот цикл в Карелии, где известны кварцевые песчаники и кварциты ятулия, которые рядом авторов рассматривались как молассы, но, видимо, представляют собой достаточно характерную фалаховую формацию, выше которой залегают сланцевые толщи аспидной формации. Молассы карельского (свекофенского) тектонического цикла ряд авторов видят в вышележащих толщах Балтийского щита.

Молассы, как образования, отражающие заключительные моменты афебийского (раннепротерозойского) этапа развития, имеют исключительное значение для расчленения докембрия. Вместе с тем в позднем афебии выделяется ряд рубежей иного значения и обоснования, которые находят свое отражение в современных схемах расчленения докембрия. Один из самых ярких таких рубежей — это эпоха кульминации интрузивного магматизма и метаморфизма с возрастом около 1900 млн. лет, которая отчетливо проявилась на всех континентах (Виноградов, Тугаринов, 1961, 1968; Семененко, 1962; Обручев, 1964; Салоп, 1964, 1968; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Кратц и др. 1971; Геохронологические рубежи..., 1972; Семихатов, 1972б, 1974; и др.). В развитие идей Г. Штилле (Stille, 1944, 1958) эту эпоху нередко рассматривают как важнейшую границу во всем докембрии. Данный рубеж на всех континентах рельефно выступает как наиболее яркий пик на гистограммах распределения изотопных датировок во времени. Именно это создало ему славу первоклассного возрастного репера. В схемах советских геологов его обычно рассматривают как границу раннего протерозоя или адекватных единиц и следующего за ним подразделения.

На пути использования данного рубежа для построения стратиграфической шкалы встает ряд трудностей: 1) чем ярче выражены вызывающие его тектоно-магматические события, тем сильнее метаморфизованы предшествующие ему отложения и тем менее применимы для их расчленения и корреляции обычные стратиграфические методы; 2) в связи с агрессивностью свекофенско-гудзонского плутонизма и метаморфизма по отношению к областям более ранней консолидации и с широким развитием синхроничного диасхизиса значительное количество изотопных датировок, близких к 1900 млн. лет, получены по переработанным архейским гранито-гнейсовым комплексам и, следовательно, не имеют отношения к стратиграфическому расчленению протерозоя; 3) стадия кульминации складчатости по своему геологическому смыслу является не рубежом меж-

ду какими-либо двумя этапами развития, а неотъемлемым элементом одного из них; поэтому правильнее стратиграфические границы относить к моменту окончания складчатости, как это делается, например, в современной канадской шкале и в некоторых других шкалах; 4) завершение раннепротерозойской складчатости и соответствующего этапа магматизма, как мы увидим ниже, относится к несколько более позднему моменту истории, который отстоит от нас на 1700±50 млн. лет.

В стратиграфических шкалах докембрия Австралии и Канады выделяется граница с возрастом 1800 млн. лет. Она используется для разделения наллагайния и карпентария Австралии и афебия и хеликия Канады. Данная граница носит чисто стратиграфический характер: в специально определенных типовых районах она отделяет комплекс пород, дислоцированных и метаморфизованных в ходе гудзонской и буларенидской складчатостей, от вышележащих неметаморфизованных и почти недислоцированных толщ, которые австралийскими и канадскими геологами целиком включаются в платформенный чехол. В основе этого вывода лежат только структурные соотношения метаморфизованных и неметаморфизованных образований в некоторых районах Канадского щита и Австралии. Вместе с тем анализ формаций (Келлер, 1971, 1973б; Семихатов, 1972а, б, 1974) показывает, что в конце карельского (свекофенского) тектонического цикла в разных странах чрезвычайно широко распространены орогенные серии пород, которые не могут быть объединены в одно целое с вышележащими платформенными образованиями.

На всех континентах в поясах завершенной раннепротерозойской складчатости и в некоторых смежных участках областей более ранней консолидации в одинаковой структурной позиции выделяются позднеорогенные литокластические и полимиктовые песчано-конгломератовые толщи и пространственно связанные с ними наземные вулканиты и гипабиссальные интрузии, отражающие заключительные стадии формирования раннепротерозойских складчатых систем (Келлер, 1971, 1973б; Семихатов, 1972а, б, 1974). Сюда относятся серии Эхо-Бей, Камерун-Бей, Эт-Зен, Нонача, нижняя часть серии Дубонт в Канаде, Клиффдейл, Уайтуотер, Спиуа, Кимберли и их аналоги в Австралии, Тарквий, Уэд-Сусс, Лоскоп (Ватерберг) и другие в Африке, субиотний Балтийского щита, улканская, уянская и акитканская серии Сибири и их аналоги. Учитывая орогенный характер этих толщ, трудно согласиться с объединением их с вышележащими платформенными образованиями в единые комплексы. Правда, некоторые исследователи думают, что рассматриваемые образования нельзя считать орогенными, исходя из особенностей строения выполненных ими структур и соотношений последних со структурами собственно геосинклинального этапа свекофенид — гудзонид и их возрастных аналогов. Это возражение нельзя признать сколько-нибудь убедительным, так как структуры, выполненные этими образованиями, со всех точек зрения сравнимы со структурами позднеорогенного этапа развития каледонид и варисцид Евразии, недавно описанными А. А. Моссаковским (1975).

Имеющиеся изотопные данные, в том числе изохронные $Rb-Sr$ и $U-Pb$ датировки, убеждают в общей одновозрастности перечисленных серий: большинство из них формировались 1850±50—1750±50 млн. лет назад и только некоторые африканские и сибирские представители начали накапливаться несколько раньше (Stockwell et al., 1970; Fraser et al., 1971; Robinson, Morton, 1972; Wanless, Lowering, 1972; Compston, Arriens, 1968;

Cahen, Snelling, 1966; Clifford, 1968; Welin, 1966; Welin, Bloomqvist, 1966; Геохронология докембрия..., 1968; Семихатов, 1972а, б, 1974; Геохронология СССР, 1973).

Рассматриваемые молассовые существенно вулканогенные серии раннего протерозоя в австралийской и канадской стратиграфических шкалах и в некоторых других работах относятся к начальным стадиям последующего тектонического цикла, который мы называем байкальским. Неправильность этой точки зрения вытекает из следующих положений.

Во-первых, говоря словами А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова (1968, стр. 28), «магматические процессы, датируемые 1700 млн. лет, обычно связаны с отзвуками более ранней... магматической эпохи, кульминационный момент которой относится к 1900 млн. лет».

Во-вторых, в определенных зонах раннепротерозойских подвижных систем геосинклинальное развитие продолжалось вплоть до 1700±50 млн. лет (поздние свекофениды, маюмбиды, гудзониды южной части Скалистых гор и др.), а в других зонах, уже испытавших к тому времени гранитизацию и складчатость, 1700—1750 млн. лет назад происходил повторный метаморфизм той или иной интенсивности, который вызвал «перевод» $K - Ar$ часов, а местами стер все радиогеохронологические следы предшествующих событий (центральный сектор Скалистых гор, массив Брокен-Хилл, карелиды Карелии и др.).

Общая одновременность формирования поздних гудзонид — карелид и их возрастных аналогов, с одной стороны, и перечисленных выше вулканогенно-обломочных толщ (Эт-Зен, Субиотний и их аналоги),— с другой, в полном согласии с формационным содержанием последних подтверждает их интерпретацию как наиболее поздних образований афебийского этапа развития земной коры.

В-третьих, образования с возрастом 1700—1750 млн. лет и древнее на всех материках отделены от более молодых типично платформенных и миогеосинклинальных отложений рифея важнейшей структурной границей: нижнерифейские толщи в пределах древних платформ и обрамляющих их миогеосинклиналей залегают на самых различных более древних породах и не реагируют изменением своих фаций и мощностей на смену фундамента. Иначе говоря, гудзониды, сфекофениды, карелиды и другие одновозрастные складчатые системы, обладавшие значительной спецификой развития (Муратов, 1970, 1973), около 1700—1750 млн. лет назад утратили ранее присущие им особенности, вошли в состав континентальных массивов того времени, а вслед за тем в пределах этих массивов заложился новый структурный план, на большинстве материков сохранившийся в общих чертах в течение всего рифея (Келлер и др., 1968; Келлер, Семихатов, 1968; Тектоника докембрия континентов, 1970; и др.).

Все сказанное свидетельствует о первостепенном значении обсуждаемого рубежа. Он разделяет два крупнейших этапа развития земной коры, каждый из которых обладал своим рисунком распределения платформ и геосинклинальных систем, специфическими чертами формационного состава отложений и своими особенностями органического мира (см. ниже). Данный рубеж и следует рассматривать как границу рифея и нижележащей части протерозоя, или афебия.

Изложенные данные привели нас к общему двучленному делению протерозоя (Келлер, 1971, 1973а; Семихатов, 1972а, б, 1974. Ранее к такому же выводу на основании рассмотрения докембрийских отложений Евро-

пейской части СССР пришел Ю. Р. Беккер (1972) и, исходя из анализа особенностей развития геосинклинальных систем, М. В. Муратов (1970).

Возраст нижней границы рифея в настоящее время может быть оценен в 1650—1700 млн. лет на основании интерполяции между датировками поздних моласс карелид (свекофенид, гудзонид и их аналогов) и базальных горизонтов рифейского платформенного чехла. В некоторых публикациях авторов данной статьи ранее давались несколько более «молодые» датировки нижней границы рифея (порядка 1550—1600 млн. лет). Основанием для этого служили $K-Ar$ определения дорифейских магматических и метаморфических пород, несогласно перекрытых рифейскими толщами. Касаясь вопроса о возрасте нижней границы рифея, нужно отметить, что нельзя принять предложение о значительном увеличении изотопной датировки этой границы (Салоп, Мурина, 1970; Салоп, 1972, 1973). Это предложение исходит, с одной стороны, из отмечавшегося уже давно некоторого формационного сходства бурзянской серии Урала, обычно считающейся типом нижнего рифея, и ятулия Балтийского щита, а, с другой стороны,— из новых относительно «древних» (1545—1560 млн. лет) $U-Pb$ и изохронных $Rb-Sr$ датировок гранитов, прорывающих названную серию. Отсутствие среди добурзянских образований Урала позднеафибийского орогенного комплекса, довольно значительные, методически надежные датировки добурзянских кристаллических пород (2000±100 млн. лет, $U-Pb$ метод по циркону, Тугаринов и др., 1970), отсутствие достоверных датировок собственно бурзянских отложений и неопределенность максимального возрастного предела распространения содержащихся в них строматолитов — все это не позволяет с уверенностью сказать, принадлежит ли эта серия нижней части нижнего рифея и, следовательно, является пост-карельской, или она отвечает той или иной части карельского комплекса. Если этот второй взгляд подтвердится, то бурзянские отложения должны быть исключены из состава рифея, как это уже давно предлагал А. И. Олли (1959) на основании совершенно иных доводов. Опыт создания общей стратиграфической шкалы нижнего палеозоя с последовательным уменьшением объема силура создает весьма показательный прецедент в этом отношении.

Историко-геологические рубежи внутри рифея

В рифейской части разреза, как уже говорилось, мы имеем дело не только с историко-геологическими рубежами, но и с границами, установленными на основании изучения вертикального распределения органических остатков (рис. 1).

Главнейшими историко-геологическими событиями рифея были эпохи динамо-термальной переработки фундамента древних платформ (диасхизис), сопровождавшиеся в отдельных зонах завершающейся складчатостью и заложением миогеосинклинальных систем. Таких эпох диасхизиса известно две — эльсонская (около 1400 млн. лет) и гренвильская (1100 млн. лет).

Эльсонский диасхизис. Около 1350—1450 млн. лет назад, примерно у границы раннего и среднего рифея, на значительной площади фундамента всех древних платформ, кроме Африканской, проявился этап активного магматизма и (или) повторного метаморфизма и радиологического омоложения более древних пород. Наиболее интенсивно эти процессы выразили

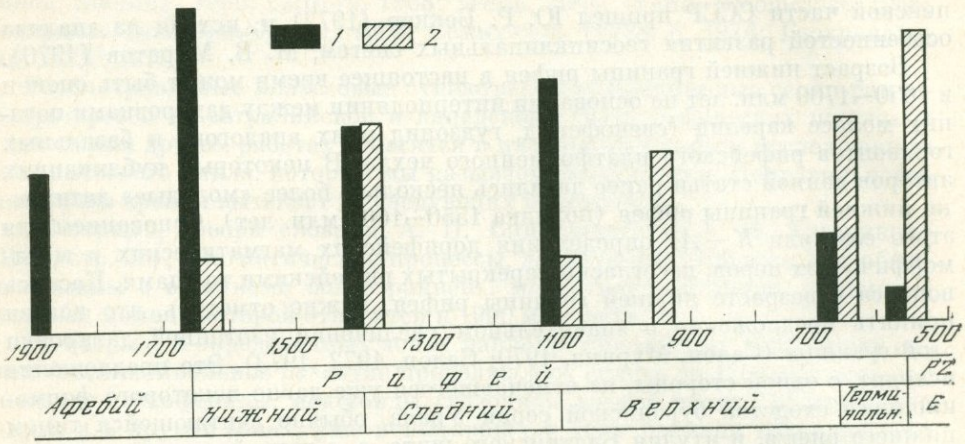


Рис. 1. Важнейшие рубежи в верхнем докембрии

1 — историко-геологические рубежи; *2* — биостратиграфические рубежи

лись на южной и восточной окраинах Мидконтинента Северной Америки. Здесь от границ Вайоминга и Колорадо до Аризоны, Нью-Мексико и Техаса простирается зона анорогенного гранитного магматизма с возрастом 1390—1430 млн. лет и связанного с ним «омоложения» $K-Ar$ и $Rb-Sr$ систем минералов, а вдоль юго-восточной и восточной частей платформы более чем на 1700 *км* трассируется область развития синхроничной вулкано-плутонической ассоциации, имеющей $U-Pb$ и изохронный $Rb-Sr$ возраст 1350—1425 млн. лет (Lidiak et al.,1966; Muehlberger et al., 1966; Bayley, Muehlberger, 1968; Peterman et al., 1968; Peterman, Hedge, 1968; Livingston, Damon, 1968; Shakel, 1972; Mosel, Bickford, 1972).

Аналогичные по сути, но не столь грандиозные по масштабу явления в то же время фиксируются на восточной окраине Канадского щита и в Скандинавии, где они первоначально были описаны как эльсонская и готская складчатости. В действительности эти явления носили иной характер: их главным содержанием было внедрение анорогенных интрузий, повторный метаморфизм архейских и (или) нижнепротерозойских пород и заложение крупных зон разломов (King, 1969; Taylor, 1972; Палей, 1970). Повторный высокотемпературный метаморфизм архейских пород и гранитный магматизм с возрастом 1350—1380 млн. лет отмечается также в некоторых районах Австралии (Compston, Arriens, 1968; Arriens, Lambert, 1969), а в фундаменте Сибирской и Русской платформ 1350—1400 млн. лет назад устанавливается активизация движений по разломам, локальный повторный метаморфизм дорифейских пород и внедрение основных и более редких кислых интрузий (Гаррис, Постников, 1970а, б, 1973; Геохронология докембрия..., 1968; Геохронология СССР, 1973).

Близкие по своему характеру события, сопровождаемые урановой минерализацией с $U-Pb$ возрастом около 1450 млн. лет имели место на западной окраине Канадского щита (Robinson, Morton, 1972). В свое время датировки этой наложенной минерализации послужили основой для установления медвежьеозерской эпохи «складчатости», игравшей важную роль в ряде схем расчленения докембрия.

Описываемые процессы предваряли или сопровождали заложение второй, наиболее широко развитой генерации рифейских миогеосинклиналей (Южная Австралия, Енисейский кряж, Байкало-Патомское нагорье, Скалистые горы в их южной и, вероятно, также в центральной и северной частях и др.), развитие широкой морской трансгрессии, наиболее ярко выраженной на Сибирской, Китайско-Корейской и Австралийской платформах, и заложение ряда авлакогенов, заполнявшихся основными вулканитами и красноцветами (иотний, Кивино).

В Африке, за исключением ее северной окраины и частично Трансвааля, рассматриваемые события не проявились, но и здесь отчетливо выделяется историко-геологический рубеж с возрастом около 1350±50 млн. лет. Он был связан с завершением кибарской складчатости, синорогенные граниты которой имеют изохронные $Rb-Sr$ и $U-Pb$ датировки 1380—1306 млн. лет (Cahen et al., 1967). С этой складчатостью было связано замыкание одноименной геосинклинальной системы и последующие поднятия значительной центральной части материка. Западные конголиды и, видимо, ирумиды в то же время продолжали геосинклинальное развитие.

Таким образом, мы видим, что основным содержанием рассматриваемого историко-геологического рубежа были с различной интенсивностью проявившиеся явления диасхизиса и последовавшие за ними структурные перестройки в пределах континентальных массивов того времени. Яркость этих явлений объясняет стремление ряда исследователей связать с ними стратиграфические границы очень высокого ранга — подгрупп или адекватных единиц (Салоп, 1964, 1968; Богданов, 1967, 1969; Нужнов, Ярмолюк, 1968; Браун и др., 1970; Dunn et al., 1966; Thomson et al., 1964; и др.). Однако по масштабу связанных с ними изменений в структуре земной коры эти явления не идут ни в какое сравнение с карельской (свекофенской) складчатостью, окончание которой определило границу афебия и рифея. Поэтому рубеж с возрастом 1350—1400 млн. лет следует рассматривать как внутририфейский. Далее мы увидим, что он примерно совпадает с границей нижнего и среднего рифея, определяемой по палеонтологическим данным.

Гренвилльский диасхизис. В качестве одной из важнейших границ докембрия часто принимают стадию кульминации либо момент завершения гренвилльских тектоно-магматических событий, нередко описываемых в литературе под именем гренвилльской складчатости. В зависимости от методов изотопного датирования и приемов статистической обработки цифр, оценка ее возраста колебалась от 920—1150 млн. лет. В настоящее время этот возраст считается близким к 1100 млн. лет.

Основой для выделения гренвилльской складчатости в большинстве районов служат радиогеохронологические данные: систематически повторяющиеся датировки кристаллических пород, близкие к 1000—1100 млн. лет. Анализ геологических данных приводит к выводу, что главным содержанием гренвилльских событий была не складчатость в собственном смысле слова и тем более не завершающая складчатость, как это нередко принимается (Муратов, 1965, 1970; Богданов, Хаин, 1968; Тугаринов, Войткевич, 1966; Stockwell, 1964, 1968; Stockwell et al., 1970; и др.), а динамо-термальная переработка фундамента окраин древних платформ, значительно оторванная во времени от процессов формирования этого фундамента, анорогенный основной и кислый интрузивный магматизм в преде-

лах платформ и развитие в них зон крупных разломов. Среди позднедокембрийских геосинклинальных систем, видимо, лишь Ирумиды и Антиатласиды на данном рубеже испытали завершающие складчатости. В прочих же системах в это время либо продолжалось сквозное развитие, либо фиксируется частная фаза складчатости, более ясно выраженная в миогеосинклинальных поясах. На платформах с теми же движениями была связана активизация рельефа; одним из следствий этого было широкое распространение на окраинах платформ и в прилежащих миогеосинклиналях фалаховой формации (Келлер, 1970, 1973а).

В типовом разрезе рифея, на Южном Урале, движения гренвилльского возраста обусловили несогласие под зильмердакской свитой каратавской серии (Гаррис, Постников, 1970а, 1973; Тугаринов и др., 1970). Данное несогласие, начиная с первой схемы общего расчленения рифея (Келлер, 1952), традиционно используется для обоснования границы среднего и верхнего рифея. Последние при этом понимаются как определенные литостратиграфические комплексы типового уральского разреза и их аналоги.

Эта точка зрения получила широкое распространение. Ее популярности способствовало то, что события гренвилльского возраста проявились на всех континентах, а вслед за ними обширные зоны были вовлечены в погружение (синеклизы Таудени, Конго, катангиды, северо-западная Австралия, северное побережье Европы и др.). Вместе с тем трассирование этого рубежа при межкоптинентальной корреляции связано со значительными трудностями. Так, гренвилльский диасхизис практически не улавливается в Сибири, на Северо-Востоке СССР, на Китайско-Корейской платформе, в Южной Австралии и в некоторых других районах (Комар и др., 1970; Семихатов, 1974). Здесь рубеж, связанный с гренвильскими движениями, пока не удается наметить с достаточной точностью. Поэтому не случайно, что в стратиграфической шкале докембрия Австралии нет границы с «гренвильским» возрастом. В парастратотипическом разрезе Восточной Сибири рассматриваемый рубеж предположительно попадает в среднюю часть майской серии.

Историко-геологические рубежи в основании и внутри вендомия (юдомия)

Важный историко-геологический рубеж в верхней части докембрия нередко связывают с первой широкой морской трансгрессией на платформе, начавшей палеозойский этап их развития (Соколов, 1958, 1964, 1968, 1972а; Келлер и др., 1968; Хоментовский, 1974; и др.). Структурные соотношения фундамента и широко распространенного докембрийского чехла платформ неоднократно предлагались как главный критерий проведения нижней границы венда и, как подчеркнул Б. С. Соколов (1972а), именно историко-геологическая концепция этого подразделения оказалась наиболее популярной.

Анализ строения верхних горизонтов докембрия различных континентов привел Б. М. Келлера и его соавторов (1974) к выводу о непригодности данного рубежа для широких стратиграфических построений.

«Во-первых, далеко не на всех древних платформах широкая трансгрессия и формирование осадочного плаща начались в венде. На многих из них эти процессы начались значительно раньше, в позднем или даже среднем

рифее (Западно-Африканская платформа, северная и северо-западная Австралия, Китайско-Корейская платформа). В противоположность этому на одной из самых крупных платформ, Северо-Американской, обширные трансгрессии и формирование осадочного покрова начались главным образом в позднем кембрии или ордовике.

Во-вторых, на тех платформах, на которых начало формирования осадочного чехла падает на венд, трансгрессия и связанное с ней начало широкого осадконакопления не были одновременными и развивались постепенно, в течение длительного времени. Современное состояние стратиграфии верхних горизонтов докембрия позволяет определенно устанавливать эту разновозрастность. Например, в пределах Сибирской платформы наиболее крупная позднедокембрийская морская трансгрессия началась в начале юдомского времени, но ряд обширных положительных структур первого порядка оказался затопленным только во второй половине юдомия (Алданский щит) или даже в немакит-далдынское время (северные районы Анабарского массива)...

На Русской платформе... наиболее полные разрезы известны в узких грабенообразных прогибах, а затопление обширных территорий здесь приходится на более позднее валдайское (поздневендское) время (Брунс, 1964; Соколов, 1964; Якобсон, 1966; Кирсанов, 1970; Солонцев, Аксенов, 1970; и др.).

В южной части Австралийской платформы обширная морская трансгрессия тоже произошла не в самом начале венда, а в уилпенское время, после накопления тиллитов Марино, коррелируемых с лапландскими. На остальной части Австралийской платформы аналоги этих тиллитов, действительно, нередко лежат трансгрессивно на более древних отложениях, но заложение общего структурного плана территории относится здесь, как уже говорилось, к середине позднего рифея или еще более отдаленным от нас моментам геологической истории.

Таким образом, обширные трансгрессии, охватившие в конце докембрия древние платформы и вызвавшие их структурные перестройки, не были одновозрастными. На одних платформах они начались в среднем или позднем рифее и продолжались в терминальном рифее, на других начались в терминальном рифее или венде и продолжались в кембрии, а на третьих — были целиком палеозойскими. Поэтому нет оснований рассматривать венд как принципиально новый палеогеографический этап развития древних платформ и тем более использовать структурные соотношения чехла и фундамента для стратиграфических построений. Попытки совместить во времени подошву наиболее молодых верхнедокембрийских трансгрессивных комплексов приводили к крупным стратиграфическим ошибкам, например, к выводу об одновозрастности эокембрия, или варягия, синия, виндия, Адуду и других подразделений» (Келлер и др., 1974, стр. 77—79).

Более важное значение для стратиграфии верхних горизонтов докембрия имеет прослеживание горизонта тиллитов, залегающего в основании венда Русской платформы и получившего название лапландского. Этот горизонт уверенно прослеживается на огромных просторах Европы и Северной Атлантики, намечается в Северной Африке и в Канаде, а радиогеохронологические и палеонтологические данные позволяют сопоставлять с ним широко развитые в Австралии отложения оледенения Эган (Марино) (Чумаков, 1971, 1972, 1974; Келлер и др., 1974; Семихатов, 1973, 1974; Dunn et al., 1971).

Теоретические выкладки о стратиграфическом значении тиллитов и широкое распространение тиллитов и тиллоидов в верхней части докембрия объясняют стремление ряда геологов использовать их для обоснования стратиграфических границ (Zimmerman, 1960; Holtedahl, 1961; Harland, Rudwick, 1964; Cloud, 1961, 1968; Dunn et al., 1971; Соколов, 1972а; и др.). На этом пути существует, однако, ряд трудностей. Чисто практические из них связаны со сложностью диагностики тиллитов, прерывистостью их распространения и с наличием нескольких ледниковых горизонтов в составе верхнего и терминального рифея. Трудности более общего порядка вытекают из того, что ни один из наиболее широко распространенных горизонтов тиллитов, видимо, не совпадает с каким-либо биостратиграфическим рубежом. Поэтому представляется методически более правильным использовать тиллиты не для расчленения, а только для корреляции.

Последний историко-геологический рубеж связан с завершением байкальского тектонического цикла и окончанием формирования моласс. Этот рубеж не является строго синхронным на разных материках, что хорошо подтверждается имеющимися палеонтологическими данными. Величина скольжения границы моласс байкальского тектонического цикла с вышележащими платформенными образованиями колеблется от основания терминального рифея (Восточная Сибирь) до пограничных горизонтов рифея и кембрия (Европейская часть СССР, восточная часть США), т. е. от 680—700 млн. лет до 550—570 млн. лет (Келлер, 1973б). Естественно, что при такой величине скольжения этот рубеж не может быть использован в стратиграфических целях и на первый план выходят палеонтологические границы, которые будут рассмотрены ниже.

Палеонтологические границы

Использование палеонтологического метода в стратиграфии докембрия после первых попыток Ч. Уолкотта, В. П. Маслова, К. Л. и М. А. Фентонов встало на прочную основу сравнительно недавно, после того как И. К. Королюк (1958, 1960) в Прибайкалье показала отличия докембрийских строматолитов от кембрийских, а сотрудники Геологического института АН СССР по инициативе В. В. Меннера изучили строматолиты и микрофитолиты в наиболее полных разрезах рифея СССР (Келлер и др., 1960; Комар и др., 1964; Журавлева, 1964; и др.). Проведенное изучение показало, что в ряде удаленных разрезов Сибири и Урала происходит одинаковая вертикальная смена групп строматолитов, установленных по морфологическим признакам. Эти эмпирические данные позволили связывать изменения строматолитовых сообществ с эволюцией водорослей — строматолитообразователей и противопоставить данный вывод господствовавшим представлениям об исключительно абиотическом, фациальном контроле за морфологией строматолитов.

Полученные данные были подкреплены монографическими описаниями строматолитов из основных опорных разрезов рифея СССР (Семихатов, 1962; Крылов, 1963, 1967; Опорные разрезы..., 1972; Раабен, 1964, 1969; Комар и др., 1965; Нужнов, 1967; Семихатов и др., 1970; Раабен, Забродин, 1972; Шаповалова, 1974) и легли в основу расчленения рифея сперва на три, а затем на четыре комплекса, или фитемы (Келлер, 1966).

Подобная смена строматолитовых сообществ позднее была установлена за пределами СССР, в том числе и на других континентах (Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Bertrand — Sarfati, Raaben, 1970; Valdiya, 1969; Walter, Preiss, 1972; Bertrand — Sarfati, 1972; Walter, 1972; Preiss, 1972; и др.), в результате чего открылась возможность использования этих ископаемых для межконтинентальной корреляции рифейских отложений в рамках четырехчленной схемы их деления.

Ценные результаты для стратиграфии рифея Северной Евразии дало также изучение микрофитолитов, послуживших первым палеонтологическим обоснованием терминального рифея (юдомия) и внесших существенные дополнения в палеонтологическую характеристику более древних подразделений (Журавлева, 1964, 1968; Забродин, 1967; Нарожных, 1965, 1973; Мильштейн, 1970; и др.).

Внедрение палеонтологического метода в стратиграфию докембрия привело (в полном соответствии с опытом создания стратиграфической шкалы фанерозоя) к изменению содержания выделяемых единиц и как следствие этого — к уточнению положения их границ в стратотипах. Примером этому является отнесение к терминальному рифею укской свиты со специфическим комплексом строматолитов и микрофитолитов; эта свита входит в каратавскую серию, которая ранее в полном объеме рассматривалась как тип верхнего рифея.

Несмотря на широкое распространение органических остатков по разрезу докембрия, палеонтологический метод расчленения при настоящей стадии изученности применим, как мы уже говорили, только к рифею. Тем не менее сейчас вырисовываются определенные различия органического мира всех крупнейших подразделений докембрия.

На основании находок в серии Свазиленд (возраст 3,0—3,4 млрд. лет) в архейскую биоту включались «примитивные одноклеточные прокариотные микроорганизмы ограниченного биологического разнообразия и относительно малой морфологической сложности», среди которых указывались бактерии и синезеленые водоросли (Schopf, 1969, стр. 163—164). Органическая природа этих находок ныне ставится под сомнение (Schopf, 1975). В верхней части архея появляются первые находки строматолитов, известные из карбонатных толщ серии Булавая Южной Африки (MacGregor, 1941; Schopf et al., 1971), имеющей возраст более 2,9—3,0 млрд. лет, и серии Стипрок Канады (Hoffman, 1973). Они представлены пластовыми постройками, сравнимыми со *Stratifera* и столбчато-пластовыми формами.

К афебию (2600±100—1650±500 млн. лет) относится этап морфологической и экологической дифференциации прокариот и, вероятно связанная с ним, латеральная экспансия и выработка значительного морфологического разнообразия строматолитов. Среди биот этого времени, известных в Северной Америке, Африке и Австралии, господствовали прокариотные микроорганизмы, включавшие как нитчатые, так и сфероидальные (в том числе колониальные) синезеленые водоросли, железобактерии, а также другие микроорганизмы неясного систематического положения. Среди них господствовали несомненные прокариоты, среди которых, возможно, появлялись формы, переходные по клеточной организации (Schopf, 1969, 1975). В литературе имеются указания на находки здесь первых эокариот, но, по мнению В. Шопфа, данных для уверенного суждения об этом явно недостаточно.

Строматолиты афебия, известные из нескольких десятков месторождений в Северной Америке, Австралии, Азии, Европе и Африке, представлены многочисленными пластовыми и столбчато-пластовыми формами, первыми столбчатыми и редкими желваковыми постройками. Выяснение полного систематического состава этого комплекса (или комплексов) является делом будущего. Имеющиеся данные, по полноте резко уступающие данным о рифейских строматолитах, показывают, что в афебии присутствуют как группы очень широкого вертикального распространения (*Stratifera, Gongylina, Omachtenia, Colonnella, Conophyton, Jacutophyton, Kussiella* и др.), проходящие в рифей, а частично и в более молодые отложения, так и специфические раннепротерозойские таксоны. Среди последних в литературе описаны лишь немногие (*Katernia, Gruneria, Sundia, Olenia, Alcheringa, Pilbaria* и др.), а ряд групп известен пока только в коллекциях.

Несмотря на неполноту знаний об афебийских строматолитах, некоторые из характерных раннепротерозойских групп уже сейчас установлены на двух или на трех континентах и представлены на них одними и теми же близкими формами (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, Preiss, 1972; Walter, 1972).

Вместе с тем в афебии среди столбчатых ветвящихся строматолитов известны постройки, по ряду морфологических признаков очень близкие к гимнозоленам, миньяриям, тунгуссиям и некоторым другим группам, характерным для среднего или верхнего рифея. Подобные строматолиты отмечены в афебии Карелии, Канады и Австралии (Крылов, 1966; Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969; Walter, 1972; Preiss, 1972). Важнейшей очередной задачей палеонтологии докембрия является детальное изучение этих строматолитов для того, чтобы установить, имеем ли мы в афебии действительно представителей только что перечисленных групп или мы встречаемся с явлениями конвергентного развития различных строматолитов афебия и рифея.

Органический мир рифея, или верхнего протерозоя, также характеризовался господством низших растений, но во второй половине этого этапа появляются первые несомненные доказательства существования многоклеточных животных. Наиболее древние остатки, относившиеся к Metazoa, известны в верхней части среднего рифея Туруханского района (деревнинская свита, возраст около 1000 млн. лет). Отсюда описаны остатки *Sabellidites* ex. gr. *cambriensis* Jan. (Драгунов, 1958), позднее отнесенные Б. С. Соколовым (1965) к погонофорам, к их новому роду *Paleolina* Sok. В рифее известны следы жизнедеятельности червей (Розанов и др., 1969; Zabrodin, 1972; Келлер и др., 1974), а в наиболее высоких слоях рифея, в той или иной мере отвечающих юдомию, на различных континентах описаны разнообразные отпечатки бесскелетных Metazoa (библиографию см. Cloud, 1968; Glaessner, 1971; Соколов, 1972б; Келлер и др., 1974), придающие большое своеобразие комплексу органических остатков этих слоев.

Рифейские флоры включали в себя «разнообразную ассоциацию микроскопических таллофитов, многие из которых морфологически сравнимы с ныне живущими формами. Синезеленые водоросли, обладавшие на этой стадии эволюционного развития широким разнообразием, были доминирующими компонентами в экстенсивно развитых биогермных сообществах. В отличие от более ранних комплексов, однако, позднедокембрийские био-

ценозы включали эокариотные водоросли и, вероятно, грибы» (Schopf, 1970, стр. 345). Имеющиеся данные позволяют предполагать, что эокариоты возникли не позднее 1300 млн. лет назад (находки в доломитах Бек-Спринг Восточной Калифорнии) или 1500 млн. лет назад (находки в доломитах Бангл-Бангл Австралии) или даже ранее, но бесспорные их находки имеются только, начиная с верхнего рифея (свита Биттер-Спрингс Австралии, возраст около 900 млн. лет) (Schopf, 1975). Таким образом, поздний докембрий — это прежде всего широкая дивергенция таллофитов как ранее существовавших, так и вновь появившихся таксонов и их экстенсивное расселение.

Особенности органического мира в сочетании с широким развитием мелководных морских бассейнов предопределили небывалый расцвет строматолитов в рифее. Рифейские строматолиты вместе с тем отличаются неповторимым в истории Земли систематическим разнообразием и господством столбчатых форм, обладавших растущим во времени набором микроструктур.

В крупном рифейском этапе развития строматолитов выделяется четыре последовательные стадии, которые различаются систематическим составом этих ископаемых (табл. 1) и составляют палеонтологическое содержание выделяемых ныне четырех общих стратиграфических подразделений (фитем) рифея.

Раннерифейский комплекс строматолитов объединен с предшествующим рядом общих групп (см. табл. 1), но отличается от него составом формальных видов некоторых из них и изменением относительной роли таксонов: в раннем рифее на первый план впервые вышли столбчатые строматолиты (*Conophyton, Kussiella*, отчасти *Colonnella, Jacutophyton* и др.), тогда как в афебии они играли подчиненную роль. Из-за отсутствия данных о микрофитолитах афебия мы не можем судить о сходстве или различии их раннерифейского и более древнего комплексов.

Среднерифейский комплекс строматолитов объединен с раннерифейским развитием названных и ряда других групп и даже некоторых видов (форм) (например, *Conophyton cylindricus, Con. garganicus, Kussiella kussiensis* и др.). Его выделяет неповторимое сочетание этих таксонов с массово развитыми *Baicalia, Tungussia*, более редкими *Svetliella, Anabaria* и другими группами, представленными определенными формами, широчайшее распространение якутофитонов, появление ряда новых форм в ранее существовавших группах (см. табл. 1) и резкое сокращение количества куссиелл. Специфический облик данному комплексу придает также широкое развитие столбчатых «активно» ветвящихся бесстеночных построек, которые, хотя и развиты ниже и выше по разрезу, нигде не пользуются таким обилием, как в среднем рифее.

Смена двух рассмотренных комплексов строматолитов определяет собою границу нижнего и среднего рифея. На том же рубеже среди микрофитолитов в большинстве разрезов на смену раннерифейской ассоциации радиозусов, астеросфероидесов и некоторых других групп приходит существенно везикуляритесовая ассоциация (Журавлева, 1964, 1968; Забродин, 1967; Нарожных, 1973).

Имевшиеся изотопные датировки палеонтологически охарактеризованных отложений СССР, полученные главным образом $K - Ar$ методом по глаукониту, позволили М. А. Гаррис и др. (1964) датировать границу нижнего и среднего рифея 1350±50 млн. лет. Современные данные

Таблица 1

Вертикальное распределение важнейших групп строматолитов в афебии и рифее
(Krylov, Semikhatov, 1975)

подтверждают эту датировку: среднерифейский комплекс строматолитов, известный ныне на всех континентах, повсеместно появляется после эпохи диасхизиса с возрастом 1350—1450 млн. лет.

Граница нижнего и среднего рифея по палеонтологическим данным ныне трассируется во всех опорных разрезах СССР и намечается в некоторых разрезах Индии. Наиболее полно она обоснована в Сибири (Оленекское поднятие, Учуро-Майский район). Вне упомянутых регионов из-за слабой изученности соответствующих строматолитов главным в установлении рассматриваемой границы является корреляция с типовыми разрезами и прослеживание близкого по возрасту историко-геологического рубежа.

В типовом уральском разрезе непосредственная смена среднерифейского комплекса строматолитов верхнерифейским еще не прослежена. Здесь строматолитовые доломиты авзянской свиты среднего рифея с изотопным возрастом 1260 млн. лет с несогласием покрываются терригенной зильмердакской свитой, обычно относимой к верхнему рифею и заключающей редкие, пока не изученные, линзы карбонатных пород. Первые строматолиты верхнего рифея на Урале появляются в вышележащей катавской свите, ниже находок глауконита с возрастом 965 млн. лет в подинзерской свите. К предзильмердакскому несогласию приурочены дайки диабазов, имеющие $K - Ar$ возраст 1010—1190 млн. лет (среднее значение 1120±50 млн. лет, Гаррис, Постников, 1970б).

Резкая смена строматолитовых комплексов на рассматриваемом уровне в непрерывных разрезах наблюдается на Сибирской платформе и в ее обрамлении. Эта смена определяется массовым развитием групп *Gymnosolen, Minjaria, Inzeria, Jurusania,* представленных определенными формальными видами, резким сокращением количества конофитонов и якутофитонов при полной смене их видового состава, сильной редукцией, а во многих разрезах и исчезновением байкалий и колоннелл. Вместе с тем в верхнем комплексе появляются *Boxonia, Tinnia, Katavia* и некоторые другие группы более узкого географического распространения, а у ряда проходящих групп (*Tungussia, Stratifera* и др.) происходит смена состава формальных видов. В ряде разрезов с рассмотренными изменениями в составе строматолитовых комплексов совпадают значительные преобразования комплексов микрофитолитов (Журавлева, 1964, 1968; Дольник, Воронцова, 1972; Нарожных, 1973; и др.). Имеющиеся $K - Ar$ датировки показывают, что эти изменения происходили около 950±50 млн. лет назад (Гаррис и др., 1964; Геохронология СССР, 1973).

Необходимо отметить, что ниже обсуждаемого рубежа, определяемого сменой двух комплексов строматолитов, в составе первого из этих комплексом в некоторых сибирских разрезах появляются редкие миньярии (*Minjaria uralica* Kryl., согласно В. Ю. Шенфилю, или *M. sakharica* Kom., согласно Вл. А. Комару), гимнозолены и инзерии, присутствующие среди отложений лахандинского и ципандинского горизонтов. Некоторые исследователи появлению этих групп отводят решающее значение в определении границы среднего и верхнего рифея (Хоментовский, Шенфиль, Якшин, 1972; Хоментовский и др., 1972). В то же время другие аторы данную границу определяли и определяют сменой двух упомянутых комплексов строматолитов и проводят ее в основании игниканской свиты Учуро-Майского района и ее аналогов (Крылов и др., 1968; Раабен, 1969; Семихатов, 1972а, б, 1973, 1974; Крылов, 1972; Шаповалова, 1974; и др.). Точно наметить положение данного рубежа в стратотипическом разрезе Урала

пока не представляется возможным и существует по крайней мере три варианта корреляции сибирских разрезов с уральскими (Мусатов, 1967; Опорные разрезы..., 1972; Геохронология СССР, 1973; Крылов, Шаповалова, 1970; Семихатов, 1972а, 1973, 1974; Келлер, 1973а; Комар, 1973; и др.).

Вне СССР рассматриваемая смена комплексов строматолитов устанавливается в верхней части серии Садану КНДР, в верхней части серии Барра Южной Австралии и сопоставимых с нею толщах и намечается в некоторых разрезах Северной Америки и Африки (Крылов, 1972; Семихатов, 1972а, 1974; Claessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, Preiss, 1972; Preiss, 1972, Bertrand — Sarfati, 1972).

Вне зависимости от того, как решится вопрос о месте этого рубежа в уральском разрезе, смена строматолитовых комплексов в слоях с возрастом около 950 млн. лет имеет большое значение и должна быть взята за основу при построении общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия.

В вышележащей части докембрия выделяется граница, разделяющая верхний и терминальный рифей (вендомий, юдомий). В ее обосновании главную роль играет смена верхнерифейского комплекса строматолитов юдомским. При этой смене исчезают типичные для верхнего рифея *Gymnosolen, Minjaria, Inzeria,* появляется ряд новых групп — *Linella, Colleniella, Paniscollenia,* менее широко распространенные *Aldania, Sacculia* и др.,— а в проходящих группах (*Boxonia, Conophyton, Jacutophyton, Jurusania, Tungussia, Stratifera* и др.) происходит полное изменение состава формальных видов (Крылов, 1968, 1972; Семихатов и др., 1970; Келлер и др., 1974). Вместе с тем отмечается общее сокращение роли столбчатых строматолитов и уменьшение размеров их биогермов. Эти явления в литературе нередко трактуют как реакцию водорослей-строматолитообразователей на расселение поедавших и разрушавших их животных (Ginsburg, 1960; Garett, 1970; Awramik, 1971).

Смена верхнерифейского комплекса строматолитов юдомским в разрезах Урала, Шпицбергена и Австралии происходит несколько ниже присутствующих здесь ледниковых отложений, для которых принимается общая одновозрастность (лапландский горизонт Н. М. Чумакова, 1971, 1972, и его аналоги). Эти данные в сочетании с изотопными датировками подтверждают относительную геологическую изохронность упомянутой границы в весьма удаленных регионах.

В серии разрезов Сибири, Урала и Шпицбергена с этим же уровнем совпадает смена III комплекса микрофитолитов IV, или юдомским, их комплексом (Журавлева, 1964, 1968; Раабен, Забродин, 1972; Нарожных, 1973). Но в разрезах на Русской платформе и в Сибири формы IV комплекса указываются в тех отложениях, которые по другим критериям относятся к верхнему рифею (Журавлева и др., 1969; Ревенко, 1970; Нарожных, Постникова, 1971; Опорные разрезы..., 1972; Журавлева, 1974).

Возраст границы верхнего и терминального рифея принят уфимским совещанием 1967 г. в 680±20 млн. лет, исходя главным образом из $K-Ar$ датировок глауконита. Нужно, однако, отметить, что для межледниковых отложений лапландского горизонта в Северной Норвегии недавно были получены две параллельные $Rb-Sr$ изохроны, отвечающие возрасту 665±25 и 680±55 млн. лет (Pringle, 1973). Поэтому можно думать, что возраст упомянутой границы следует определять несколько бо́льшими цифрами, чем это делается сейчас.

Ряд исследователей очень большое значение в обосновании нижней границы наиболее молодого подразделения докембрия отводят палеозоологическим данным. Ее предлагается определять появлением Metazoa, либо появлением и первой значительной экспансией эдиакарского их комплекса (H. Termier, J. Termier, 1960, 1964; Cloud, 1961, 1968, 1973; Соколов, 1968, 1971а, б; Покровская, 1967; и др.). Этим событиям придается столь большое значение, что они считаются определяющими начало фанерозоя.

При оценке данной точки зрения необходимо иметь в виду следующее: 1) появление Metazoa относится не к терминальному рифею, венду, эдиакарию или другим близким по объему подразделениям, а к более глубоким слоям рифея (Розанов и др., 1969; Соколов, 1972б; Glaessner, 1968); первые их достоверные представители известны из верхней части верхнего рифея; 2) пределы вертикального распространения фауны, в литературе объединяемой под названием эдиакарской, недостаточно ясны: некоторые ее представители встречены в серии Нама Южной Африки, которую А. Ю. Розанов считает кембрийской, а наиболее древние, в свете изотопных данных по Чарнвуду (Menеisy, Miller, 1963), видимо, встречаются ниже подошвы терминального рифея. Что же касается главной части находок рассматриваемой фауны, то они приурочены к верхней половине венда. Поэтому момент широкой латеральной экспансии эдиакарской фауны следует, видимо, относить не ко всему венду, как это обычно делается, а лишь к его верхней части; 3) находки Metazoa в верхней части докембрия чрезвычайно редки и потому их нельзя использовать в практической работе стратиграфа для обоснования границ.

Таким образом, терминальный рифей и венд нельзя рассматривать ни как биозону, ни как интервал широкого распространения эдиакарских или вендо-эдиакарских ископаемых.

Двигаясь далее вверх по разрезу, мы встречаем границу докембрия и кембрия, названную В. В. Меннером и Н. А. Штрейсом (1971) «величайшей биостратиграфической границей», гораздо более яркой, чем все остальные биостратиграфические рубежи. Ей посвящена следующая глава данной книги.

Заключение

Проведенный обзор показывает, что при попытках общего расчленения докембрия используются рубежи трех совершенно различных категорий.

1. Рубежи, связанные с изменениями органического мира докембрия и выраженные в смене (появлении) определенных комплексов органических остатков (например, метазоа, водорослей) или таких органо-седиментационных структур, как строматолиты и микрофитолиты. К рубежам этого рода относятся границы протосистем (фитем) в пределах рифея.

2. Рубежи, связанные с завершением одного крупного тектонического цикла и началом другого и выраженные, прежде всего, в смене характерных формаций слоистых пород и в изменении характера магматизма. Такова, например, граница афебия и рифея.

3. Рубежи, связанные со стадиями усиления (с кульминациями) тектоно-магматической активности в ходе завершающей складчатости (например, рубеж с возрастом около 1900 млн. лет) или в процессе диасхизиса (эльсонского, гренвилльского и др.)

Ясно, что рубежи третьей категории не являются собственно стратиграфическими. Вызывающие их события наиболее ярко проявляются в глубоко метаморфизованных комплексах, которые обычно не поддаются расчленению обычными стратиграфическими методами, а в случае диасхизиса и значительно оторваны от этих комплексов во времени (наложенная динамо-термальная переработка значительно более древнего субстрата). Вопрос о корреляции упомянутых событий с событиями, фиксируемыми в осадочных толщах данного возраста, представляет собой самостоятельную задачу, которая далеко не всегда может быть решена однозначно. К сожалению, при построении общей шкалы расчленения докембрия эта задача нередко вообще не ставится и события рассматриваемой категории — вернее, данные об их изотопном возрасте — прямо используются для обоснования границ выделяемых подразделений докембрия. В результате эти подразделения превращаются в чисто геохронологические категории, часто не имеющие адекватных стратиграфических единиц.

В отличие от этого, рубежи первых двух из перечисленных выше категорий являются собственно стратиграфическими, разделяющими определенные комплексы слоистых пород.

При использовании этих рубежей в общем расчленении докембрия критическим является вопрос об их геологической синхронности или диахронности, с одной стороны, и о возможности прослеживания на широкой площади (в максимально возможном количестве разрезов),— с другой. При прослеживании историко-геологических рубежей на различных континентах, естественно, трудно ожидать их строгой изохронности, даже в геологическом смысле этого слова. Но при этом надо иметь в виду, что современные методы изотопного датирования имеют абсолютную погрешность не менее ±3%, что в пограничных горизонтах афебия и рифея составляет ±50 млн. лет, а в нижней части афебия — ±75 млн. лет. Анализ имеющихся методически надежных датировок заключительных образований свекофенско-гудзонского тектоно-магматического цикла (вулканогенные поздние молассы и одновозрастные глубинные комплексы) показывает, что колебания их возраста на всех континентах, как правило, не выходят за пределы ошибки. Поэтому данные образования в пределах точности метода могут считаться относительно изохронными. То же самое нужно сказать о границах, связанных с изменениями органического мира протерозоя.

Что же касается пространственной выдержанности рассматриваемых рубежей, то, как мы видели, ряд важнейших историко-геологических событий докембрия является несомненно планетарным, а строматолитовые комплексы, составляющие ядро палеонтологического обоснования четырех подразделений рифея, в настоящее время прослеживаются на большинстве континентов.

Изложенные выше данные позволяют сделать два вывода:

1. Среди множества предложенных в последние годы шкал расчленения докембрия наиболее широко используются и оказываются наиболее стабильными те, которые построены на стратиграфическом принципе. Это относится, прежде всего, к шкалам докембрия Канады, протерозоя Австралии и рифея СССР.

2. В опорных разрезах протерозоя с той или иной степенью достоверности выделяется ряд стратиграфических рубежей различного ранга и значения, которые сохраняют адекватное выражение и относительную геологическую изохронность на большинстве континентов.

А. Ю. Розанов

Граница докембрия и кембрия

Обсуждая проблемы, связанные с границей кембрия и докембрия, необходимо учитывать специфику этого рубежа и методические особенности его установления. Достаточно напомнить, что до самого последнего времени не было единого мнения по поводу метода установления границы кембрия и докембрия, хотя при этом не было никаких сомнений в методе определения границ фанерозойской шкалы.

Не останавливаясь на истории вопроса, достаточно полно изложенной в ряде работ (Розанов и др., 1969; Келлер, Розанов, 1973; Савицкий, 1975; Cowie, Glaessner, 1975; и др.), отметим, что в настоящее время мы, наконец, стоим не перед выбором метода и определением принципа установления границы, а перед выбором наиболее приемлемого стратотипа границы.

Предпосылками выбора нижней границы кембрия являются: 1) установление резкого различия в фауне докембрия и кембрия, подчеркнутого более или менее одновременным приобретением рядом групп возможности строить скелет; 2) представление о запаздывании проявления этой возможности у трилобитов и, в связи с этим, о существовании в основании кембрия подразделения со специфическими фаунами, но без трилобитов; 3) представление о том, что первый наиболее представительный комплекс скелетных ископаемых может быть репером в определении нижней границы кембрия.

Успехи изучения органического мира позднего докембрия и раннего кембрия показали с очевидностью единственную возможность решать проблему границы на палеонтологической основе. Однако степень детальности расчленения верхов докембрия и низов кембрия настолько разная, что она-то в сущности предопределила в ряде случаев формальный подход к решению вопроса о выборе подходящего уровня. Именно поэтому к настоящему времени, кроме сторонников проведения границы по основанию первого зонального комплекса ископаемых (зона A. sunnaginicus на Сибирской платформе), сложилась группа исследователей, предпочитающих забить «золотой гвоздь» между двумя зонами томмотского яруса.

О решениях всесоюзных и региональных совещаний в СССР и о деятельности рабочей группы по международной проблеме геологической корреляции

В СССР, так же как и за рубежом, не было единодушия по вопросу о методе установления границы кембрия и докембрия (см. Розанов и др., 1969). Лишь в 1967 г. в Уфе на Всесоюзном совещании, специально посвященном этому вопросу, было зафиксировано: «при определении нижней границы

кембрия в первую очередь следует основываться на палеонтологических данных... важнейшим критерием при определении нижней границы кембрия служит появление представителей скелетной фауны (археоциат, хиолитов, гастропод, хиолительминтов, сабеллидитов, лаворталлид и др.), образующих четко выраженный зональный комплекс. На Сибирской платформе это подошва зоны Al. sunnaginicus, на Русской платформе — подошва балтийской серии с *Sabellidites* и *Saarina*». Ясное указание на конкретные зоны не оставляет сомнений по поводу мнения участников совещания о методе определения границы. Правда, не всем исследователям этот уровень представлялся наиболее удачным. В. Е. Савицкий, например, отстаивал необходимость понижения границы кембрия и докембрия до основания немакит-далдынского горизонта (позднее зоны Anabarites trisulcatus) (Савицкий и др., 1972).

После двух международных симпозиумов (1956 г. в Мексике и 1957 г. в Париже), собравших наиболее крупных знатоков древних толщ, но, к сожалению, не приведших к позитивным решениям, в 1966—1970 гг. была проведена работа по созданию Международной рабочей группы по проблеме границы кембрия и докембрия сначала при стратиграфической комиссии МСГН, а позднее в МПГК. Инициаторами первоначальных проектов были тогда Д. Стабблфилд, М. Глесснер, Д. Кауи, В. В. Меннер, А. Ю. Розанов. Вначале председателем группы стал М. Глесснер, а секретарем А. Ю. Розанов, а позднее обязанности председателя перешли к Д. Кауи. Реальная деятельность рабочей группы началась с осмотра разрезов рек Алдана и Лены и установления в них неофициальных реперных точек, выбор которых, как подчеркнуто в отчете рабочей группы, «...может способствовать дальнейшему развитию работ в СССР и других частях света...» (Кауи, Розанов, 1973).

Результаты первого заседания 1973 г. в Якутии были изложены в упомянутом выше отчете, опубликованном в «Известиях АН СССР» и «Geological Magazin». Результаты деятельности рабочей группы и представления отдельных ее членов были изложены также Б. С. Соколовым (Соколов, 1974б).

Первому заседанию рабочей группы предшествовало распространение вопросника (из пяти вопросов), подготовленного Д. Кауи и А. Ю. Розановым (1973; Cowie, Rozanov, 1974). Как отмечал позднее Б. С. Соколов (1974б, стр. 4), эти вопросы, «хотя и не исчерпывали всей проблемы, однако, несомненно, полностью определяли научное содержание предстоящей встречи и ту роль, которую следовало играть самой Рабочей группе в дальнейшей деятельности...»

Самым главным было единодушное представление членов рабочей группы по основному вопросу — о ведущей роли палеонтологического метода при установлении границы кембрия и докембрия (Кауи, Розанов, 1973, стр. 79). Так же как и участники Уфимского совещания 1967 г., члены рабочей группы не видели необходимости возвращаться к предложениям об установлении границы кембрия и докембрия на основе историко-геологических (тектонических, литологических, гляциостратиграфических и т. п.) критериев.

Следующее заседание (Париж, 1974 г.) позволило еще больше сблизить позиции участников рабочей группы. Было определено, что заведомо докембрийской следует считать эдиакарскую фауну, а несомненно кембрийскими — первые трилобиты (в том числе оленеллиды, фаллотасписы)

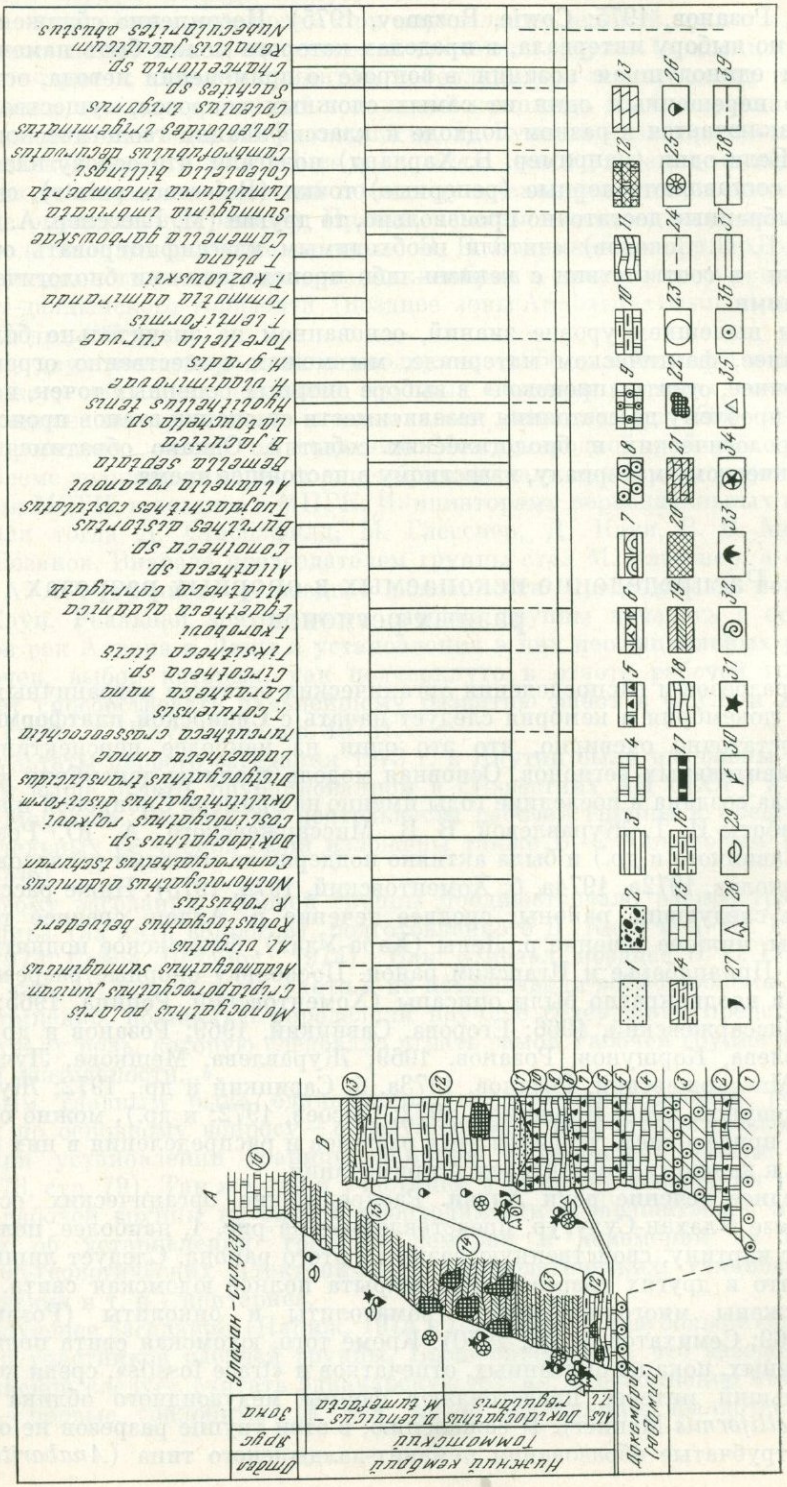
(Кауи, Розанов, 1975; Cowie, Rozanov, 1975). Несомненно сближение позиций по выбору интервала, в пределах которого может быть намечен рубеж, и единодушная позиция в вопросе о применении метода, оставили однако нерешенным один из самых сложных вопросов, существо которого заключается в разном подходе к классификации геологического времени. Если одни (например, Б. Харланд) полагали, что основу классификации составляют опорные (реперные) точки (Reference points), сами по себе выбранные достаточно произвольно, то другие (М. Глесснер, А. Ю. Розанов, Б. С. Соколов) считали необходимым классифицировать отрезки времени в соответствии с какими-либо происходившими биологическими событиями.

При нынешнем уровне знаний, основанном на значительно бóльшем, чем ранее, фактическом материале, мы можем существенно ограничить или, точнее, сузить «произвол» в выборе опорных реперных точек, не доводя эту проблему до состояния независимости от оценки этапов происходивших геологических и биологических событий. Однако обратимся вновь к фактическому материалу, известному в настоящее время.

Распределение ископаемых в опорных разрезах разных регионов

Обзор разрезов и распределения органических остатков пограничных отложений докембрия и кембрия следует начать с **Сибирской платформы**, так как достаточно очевидно, что это один из наиболее перспективных и представительных регионов. Основная модель границы докембрия и кембрия была создана в последние годы именно на примере Сибирской платформы (работы И. Т. Журавлевой, В. В. Миссаржевского, А. Ю. Розанова, В. Е. Савицкого и др.) и была активно поддержана многими исследователями (Соколов, 1972а, 1974а, б; Хоментовский, 1974, 1975). Ниже рассматриваются следующие районы: среднее течение р. Алдан, среднее течение р. Лены, нижнее течение р. Лены (Хара-Улах), Оленекское поднятие, Западное Прианабарье и Игарский район. Поскольку опорные разрезы этих районов неоднократно были описаны (Хоментовский, Репина, 1965; Розанов, Миссаржевский, 1966; Егорова, Савицкий, 1969; Розанов и др. 1969; Журавлева, Коршунов, Розанов, 1969; Журавлева, Мешкова, Лучинина, 1969; Миссаржевский, Розанов, 1973а, б; Савицкий и др., 1972; Журавлева, Коршунов, 1965; Коршунов, 1972; Сысоев, 1972; и др.), можно ограничиться приведением графиков этих разрезов и распределения в них фауны и дать к каждому комментарии и примечания.

Среднее течение реки Алдан. Распределение органических остатков в разрезе Улахан-Сулугур, представленное на рис. 1, наиболее полно отражает картину, свойственную разрезам этого района. Следует лишь добавить, что в других разрезах, где вскрыта полнее юдомская свита, в ней обнаружены многочисленные строматолиты и онколиты (Розанов, и др., 1969; Семихатов и др., 1970). Кроме того, юдомская свита полна всевозможных, пока не описанных, отпечатков и «trace fossils», среди которых наибольший интерес представляют формы медузоидного облика (типа *Beltanelliformis* Menner). К сожалению, в этой группе разрезов не обнаружены трубчатые образования немакит-далдынского типа (*Anabarites, Pa-*


Отдел
Ярус
Зона
Нижний кембрий
Томмотский
Аldanella – Cambrotubulus
Дискинский (нижний)
Aldanella – Cambrotubulus
D. lenticulus – M. sumerfeldi
Micrina (Paramicrina) sibirica
Micrina (Paramicrina) sibirica
Micrina (Paramicrina) sibirica

leolina). Наиболее сложной в разрезе Улахан-Сулугур является интерпретация взаимоотношений юдомской и пестроцветной свит и положения подошвы зоны Al. sunnaginicus — T. licis, т. е. положения слоя 8 (см. рис. 1).

Одни исследователи считают, что слой 8 является основанием зоны Al. sunnaginicus — T. licis и образовался в результате нормального отложения осадка, обогащенного глауконитом. Другие, вслед за Д. Айткиным, полагают, что слой 8 образовался во время отложения слоя 12 за счет карстовых явлений. Сейчас нет однозначного ответа на этот вопрос и исследования по этому поводу должны быть продолжены. Ясно, лишь одно, что решение данного вопроса не имеет отношения к обсуждению общей модели границы кембрия и докембрия, а может лишь влиять на выбор стратотипа границы. Учитывая определенную сложность интерпретации слоя 8, во время международной экскурсии проф. Б. Харланд обратил внимание на «целесообразность использования преимуществ этих хорошо изученных, содержащих фауну разрезов, если будет решено провести границу на более высоком уровне» (Кауи, Розанов, 1973, стр. 73). Таким образом родилась идея об установлении опорной (реперной) точки между зонами sunnaginicus и regularis томмотского яруса. Совершенно очевидно, что такое решение было бы чисто формальным, поскольку в докембрии оказался бы комплекс типичных кембрийских ископаемых, почти все формы которого встречены и в вышележащей зоне D. regularis. Кроме того, такая граница может оказаться удобной только для Сибирской платформы. Настоящий уровень наших знаний заставляет думать, что в обозримом будущем мы вряд ли сможем иметь столь же детальное, как в Сибири, зональное расчленение томмотских отложений в разрезах разных континентов.

Рис. 1. Распределение органических остатков в нижней части разреза Улахан-Сулугур (р. Алдан) (по Кауи, Розанову, 1973)

Цифры в кружках:
1—11 — юдомская свита;
12—15 — пестроцветная свита (12 — суннагинский горизонт); 16—тумулдурская свита
1 — песчаники;
2 — конгломераты;
3 — тонкоплитчатые и листоватые глинисто-карбонатные породы;
4 — доломиты;
5 — брекчированные доломиты;
6 — доломитовые аутигенные брекчии;
7 — строматолитовые доломиты;
8 — косослоистые онколитовые доломиты;
9 — онколитовые доломиты;
10 — глинистые доломиты;
11 — волнистослоистые доломиты;
12 — пятнистые доломиты;
13 — доломитизированные известняки;
14 — глинистые доломитизированные известняки;
15 — известняки;
16 — глинистые известняки;
17 — водорослевые известняки (биостромы);
18 — волнистослоистые известняки;
19 — сильно глинистые красноцветные известняки;
20 — пятнистые глинистые известняки;
21 — волнистослоистые четковидные, окрашенные в красноватые тона известняки;
22 — археоциатовые биогермы;
23 — номера пачек;
24 — корреляционные линии;
25—36 — находки окаменелостей:
25 — археоциаты,
26 — хиолиты,
27 — хиолительминты,
28 — томмотииды,
29 — брахиоподы,
30 — водоросли,
31 — ханцеллории и губки,
32 — гастроподы,
33 — трилобиты
34 — мобергеллы,
35 — прочие скелетные окаменелости,
36 — микрофитолиты;
37 — нижняя граница кембрия;
38 — границы между ярусами;
39 — границы между зонами и подзонами

Среднее течение реки Лены. В этом районе представляют интерес разрезы так называемой переходной зоны между западным и восточным фациальными районами (Хоментовский, Репина, 1965). Достоверных выходов юдомских отложений на дневную поверхность в среднем течении р. Лены мы не знаем. Они вскрыты лишь скважинами, обработка материалов которых еще не завершена. Наиболее представительным разрезом, где вскрыты и наиболее древние в этом районе слои, является разрез против дер. Исить, распределение ископаемых в котором показано на рис. 2. Определенные разнотолкования вызывает здесь лишь нижняя пачка (слой 1) доломитизированных известняков. В этой пачке в разное время (Розанов и др., 1969; Журавлева, Мешкова, Лучинина, 1969) указывались находки археоциат, гастропод и т. п. Однако сейчас, после многочисленных проверок, можно с уверенностью сказать, что кроме катаграфий и строматолитов здесь обнаружены лишь трубчатые образования неясного систематического положения. В числе других разрез Исить был осмотрен Международной рабочей группой и именно в нем предполагалось выбрать еще две реперные точки. Первую из них, как и на Алдане, на границе зон sunnaginicus — regularis и вторую — внутри нохоройской пачки, между слоями с *Profallotaspis* и *Fallotaspis*. Реперная точка в кровле зоны sunnaginicus не требует дальнейших пояснений, в то время как второе предложение нуждается в определенных комментариях.

Как видно из распределения ископаемых в разрезе Исить, вторая реперная точка в подошве «зоны» Fallotaspis не может быть аргументирована. Эта точка находится внутри так называемой зоны Profallotaspis (по Хоментовскому, Репиной, 1965), а количество и состав ископаемых не позволяет вообще говорить о каких-либо зонах. Уместно вспомнить здесь и то, что пишет В. В. Хоментовский (1974, стр. 37) о верхней границе «зоны» Profallotaspis: «Изменение комплекса всех групп окаменелостей на этой границе **гораздо более резкое** (подчеркнуто мною.— *А. Р.*), чем в основании зоны Profallotaspis, поэтому именно она рекомендовалась нами в качестве наиболее принципиальной, пригодной для разграничения кенядинского и атдабанского горизонтов, а может быть даже ярусов кембрия. Ее можно даже рассматривать в качестве границы кембрия, в случае если палеозой будет дополнен снизу еще одной системой, так как в настоящее время это самая нижняя в мире палеонтологически обоснованная граница глобального порядка».

Это утверждение базируется на материале практически единственного разреза Журинский мыс (рис. 3), где обнаружены трилобиты *Fallotaspis* sp. (не *Profallotaspis*), а только через 28 *м* пустых, не охарактеризованных фауной пород выше встречены *Paedeumias? subgroenlandicus* Rep., *Archaeaspis hupei* Rep., *Triangallina parvula* Rep (обн. 129, Хоментовский, Репина, 1965, стр. 61). Таково здесь «гораздо более резкое» изменение всех групп окаменелостей. Психологическая подоплека такого утверждения достаточно очевидна — это желание доказать, что и в низах кембрия трилобиты — лучшая группа для расчленения и корреляции. Именно поэтому **«необходимо»** в томмотский ярус включить хотя бы одну трилобитовую «зону».

Здесь следует добавить, что в Париже (1974 г.) на заседании рабочей группы был специально поставлен вопрос: «Что такое зона Fallotaspis?» и является ли она глобальной зоной? Мнения по этому вопросу были дос-

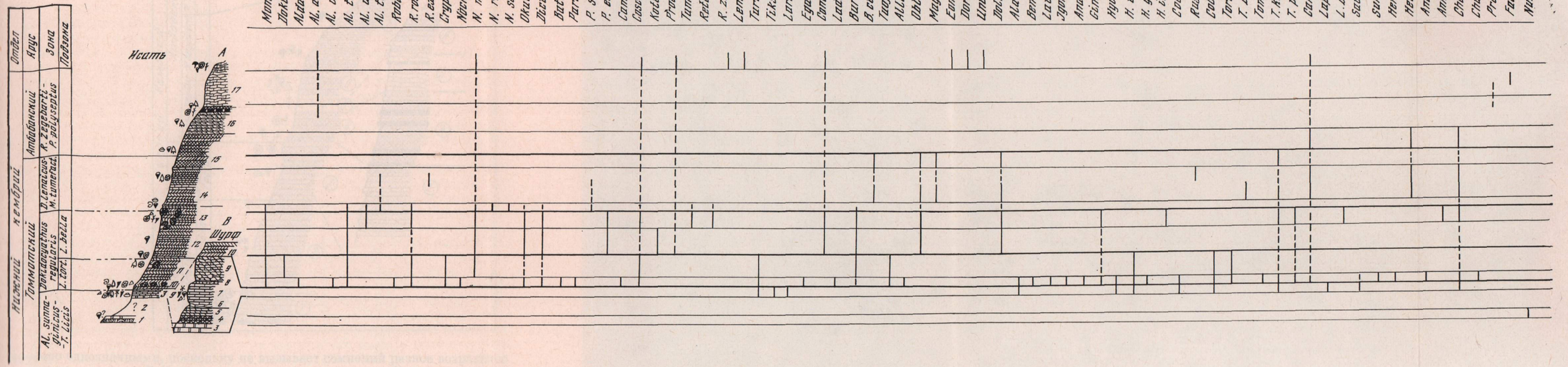


Рис. 2. Распределение органических остатков в разрезе Исить (по Кауи, Розанову, 1973)

Условные обозначения см. на рис. 1

Границы геологических систем

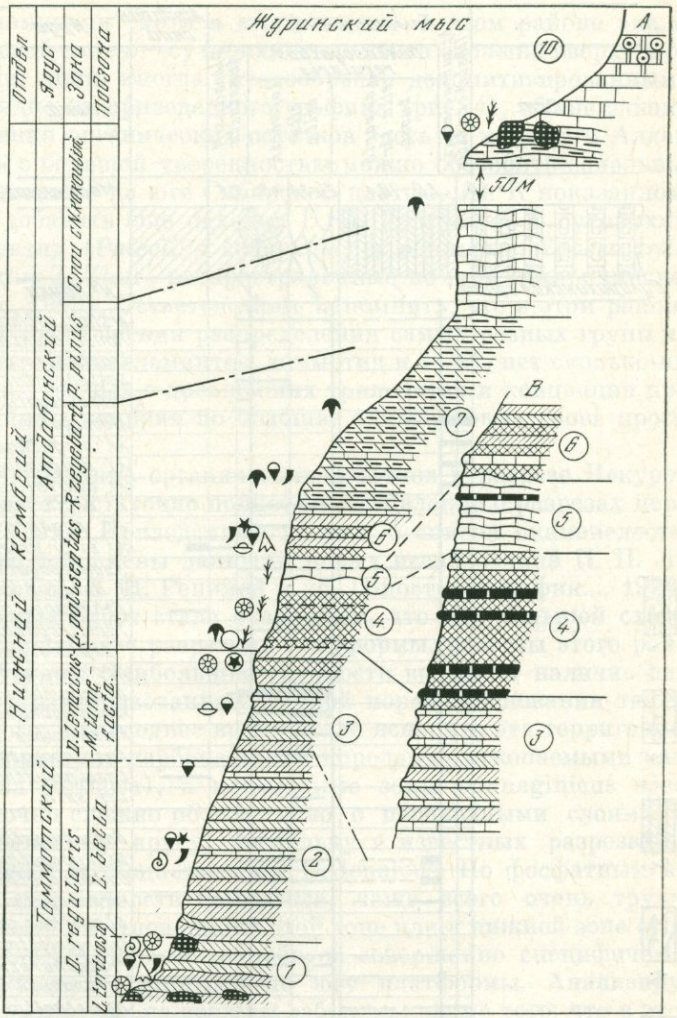
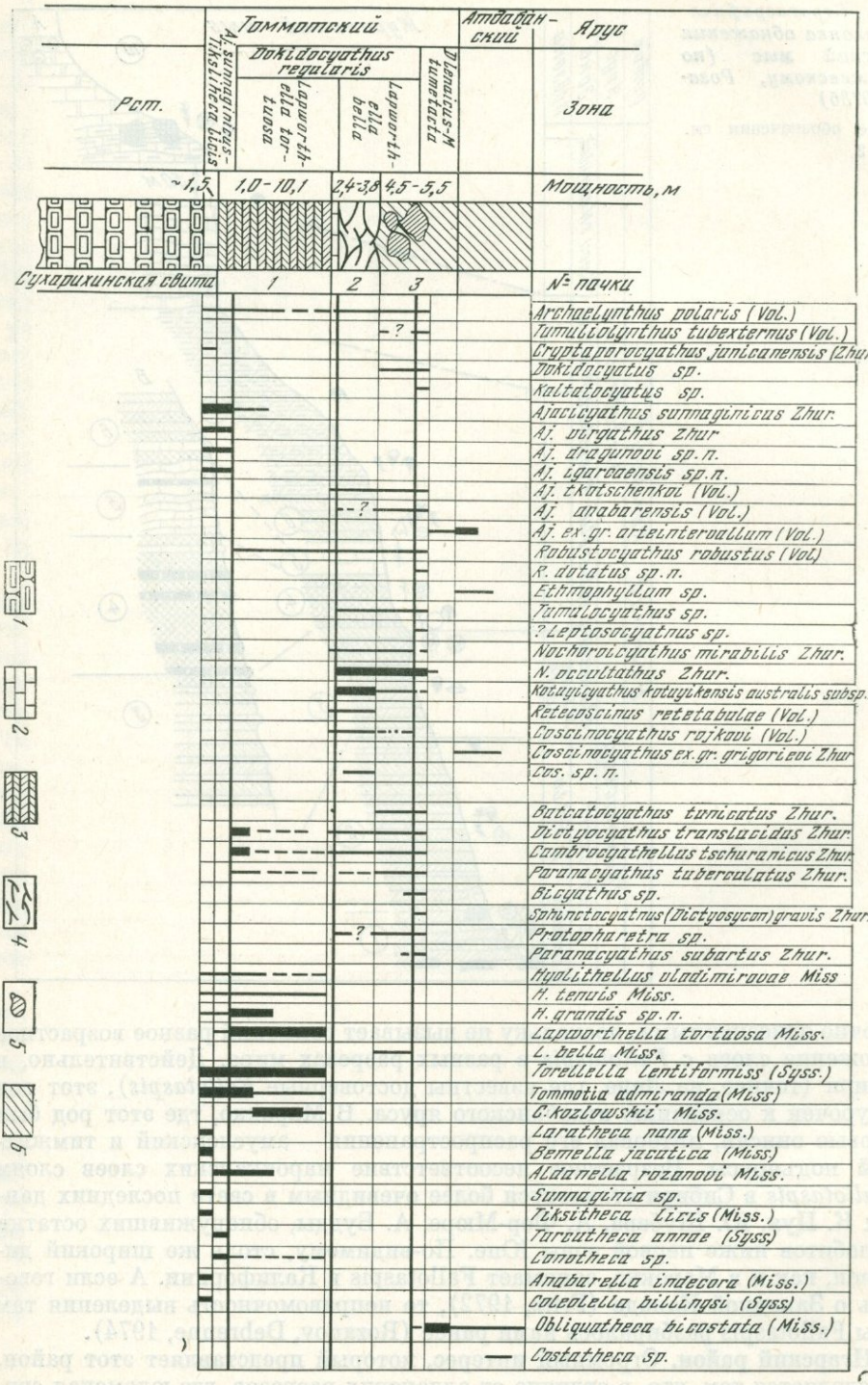


Рис. 3. Стратиграфическая колонка обнажения Журинский мыс (по Миссаржевскому, Розанову, 1973б)

Условные обозначения см. на рис. 2

таточно однозначными, поскольку не вызывает сомнений разное возрастное положение слоев с *Fallotaspis* в разных разрезах мира. Действительно, в Сибири (точнее, на Лене, где известны достоверные *Fallotaspis*), этот род приурочен к основанию атдабанского яруса. В Марокко, где этот род был впервые описан, интервал его распространения — амуслекский и тимжитский подъярусы. Возрастное несоответствие марокканских слоев слоям с *Fallotaspis* в Сибири становится более очевидным в свете последних данных К. Цуя, Ю. Шубера, А. Фор-Мюре, А. Будды, обнаруживших остатки трилобитов ниже первой зоны Юпе. По-видимому, столь же широкий диапазон, как и в Марокко, занимает Fallotaspis в Калифорнии. А если говорить о Западной Канаде (Fritz, 1972), то неправомочность выделения там зоны Fallotaspis разбиралось нами ранее (Rozanov, Debrenne, 1974).

Игарский район. Огромный интерес, который представляет этот район, определяется тем, что, в отличие от алданских разрезов, где юдомская сви-


Томмотский
Атдабанский
Ярус
Dokidocyathus regularis
Aldanicus-M. tumefacta
Tiksitheca licis-A. sunnaginicus
Lapworthella tortuosa
Lapworthella bella
Зона
Рст.
~1,5
1,0-10,1
2,4-3,8
4,5-5,5
Мощность, м
Сухарихинская свита
1
2
3
№ пачки
Archaelynthus polaris (Vol.)
Tumulolynthus tubexternus (Vol.)
Cryptaporocyathus janicanensis (Zhur.)
Dokidocyatus sp.
Kaltatocyatus sp.
Ajacicyathus sunnaginicus Zhur.
Aj. torgathus Zhur
Aj. dragunovi sp.n.
Aj. igarcaensis sp.n.
Aj. tkatschenkoi (Vol.)
Aj. anabarensis (Vol.)
Aj. ex.gr. arteinteroallum (Vol.)
Robustocyathus robustus (Vol.)
R. dotatus sp.n.
Ethmophyllum sp.
Tumulocyathus sp.
? Leptosocyathus sp.
Nochoroicyathus mirabilis Zhur.
N. occultathus Zhur.
Kotuykicyathus kotuykensis australis subsp.n.
Retecoscinus retetabulae (Vol.)
Coscinocyathus rojkovi (Vol.)
Coscinocyathus ex.gr. grigorjeoi Zhur.
Cos. sp.n.
Batcatocyathus tunicatus Zhur.
Dictyocyathus translucidus Zhur.
Cambrocyathellus tschuranicus Zhur.
Paranacyathus tuberculatus Zhur.
Bicyathus sp.
Sphinctocyatnus (Dictyosycon) gravis Zhur.
Protopharetra sp.
Paranacyathus subartus Zhur.
Hyolithellus vladimirovae Miss
H. tenuis Miss.
H. grandis sp.n.
Lapworthella tortuosa Miss.
L. bella Miss.
Torellella lentiformiss (Syss.)
Tommotia admiranda (Miss)
C. kozlowskii Miss.
Laratheca nana (Miss.)
Bemella jacutica (Miss)
Aldanella rozanovi Miss.
Sunnaginia sp.
Tiksitheca licis (Miss.)
Turcutheca annae (Syss)
Conotheca sp.
Anabarella indecora (Miss.)
Coleolella billingsi (Syss)
Obliquatheca bicostata (Miss.)
Costatheca sp.
1
2
3
4
5
6

та представлена доломитами (хотя и вторичными), в этом районе аналог верхней части юдомской свиты — сухарихинская свита сложена вверху в основном известняками, лишь иногда гнездообразно доломитизированными. Вместе с тем, как видно из приведенного графика (рис. 4), общие закономерности распределения органических остатков здесь те же, что и Алданских разрезов. Здесь с большой уверенностью можно обособить зональные подразделения, выделенные на юге Сибирской платформы. К показанному на рисунке следует добавить еще находки В. И. Драгунова в сухарихинской свите сабеллидитид (*Paleolina evenciana)* и обильные *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. varius* Z. Zhur., распространенные по всей сухарихинской свите (Розанов и др., 1969). Остается лишь напомнить, что в этом районе, крайне интересном с точки зрения распределения самых разных групп ископаемых (археоциат, хиолительминтов, томмотид и т. д.), нет сколько-нибудь обнадеживающих данных о древнейших трилобитах и концепция проведения нижней границы кембрия по подошве трилобитовых слоев просто не может обсуждаться.

Хара-Улах. Распределение органических остатков в разрезе Чекуровского мыса (рис. 6) дает достаточно полное представление о разрезах переходных толщ Хара-Улаха. Приведенные на рис. 5 списки окаменелостей могут быть несколько дополнены данными новых исследований Н. П. Лазаренко, Н. П. Мешковой, Л. Н. Репиной и др. (Биостратиграфия..., 1974). После всех проведенных работ стало очевидным, что при большой сходимости зональных ассоциаций с разрезами платформы, разрезы этого района имеют ряд недостатков. Наибольшие трудности вызывает наличие пачки терригенных неохарактеризованных фауной пород в основании тюсерской свиты. Кроме того, в последнее время стало ясно, что эта терригенная пачка перекрыта терригенно-карбонатными породами с ископаемыми зоны D. regularis (подзона tortuosa), а ископаемые зоны sunnaginicus здесь отсутствуют. Достаточно сложно обстоит дело с переходными слоями от томмотского к атдабанскому ярусу, поскольку в известных разрезах на Хара-Улахе отсутствуют археоциаты зоны D. lenaicus. По фосфатным ископаемым, особенно при бедности комплекса, чаще всего очень трудно решить вопрос об отнесении отложений к этой зоне или к нижней зоне атдабанского яруса. Состав же первых трилобитов совершенно специфичен и пока не может быть увязан с данными по югу платформы. Анализируя материалы по Хара-Улаху, мы не должны забывать, кроме того, что в этом разрезе так много перерывов, что мы не находим здесь в полном объеме практически ни одной зоны.

Оленекское поднятие. Распределение органических остатков в этих разрезах показано, по данным В. В. Миссаржевского [1], на рис. 6. Не вызы-

[1] Аналогичные результаты приводятся и в статье В. Е. Савицкого и его соавторов (Савицкий и др., 1972) с той лишь разницей, что в ней применяется иная номенклатура зональных и ярусных подразделений.

←

Рис. 4. Схема распределения органических остатков в разрезе р. Сухарихи (Розанов и др., 1969)

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — красноцветные глинистые известняки; *4* — археоциатово-водорослевые биогермы; *5* — археоциатовые биогермы; *6* — пестроцветные глинистые известняки

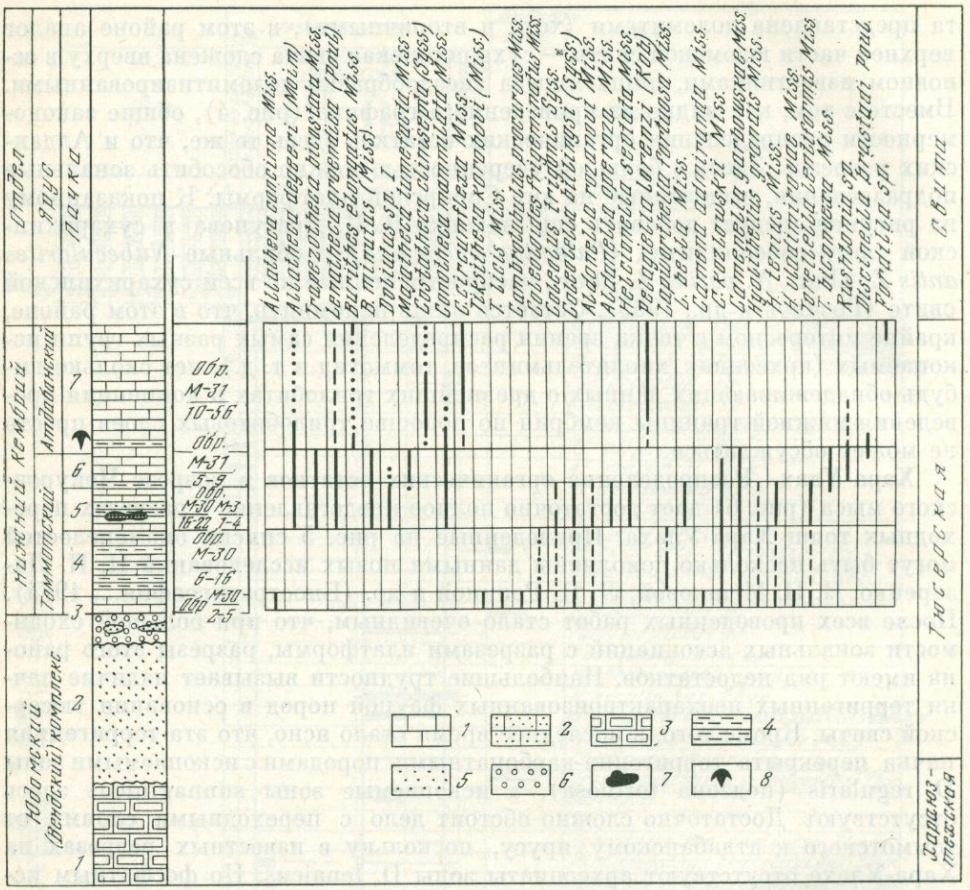


Рис. 5. Стратиграфическая колонка и распределение окаменелостей в разрезе у пос. Чекуровка (по Миссаржевскому)

1 — известняки; *2* — песчанистые известняки; *3* — доломиты; *4* — сланцы; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — археоциатовые биогермы; *8* — первые находки трилобитов

вает сомнений практически полная идентичность обнаруженных комплексов с известными в Приангарье и Хара-Улахе. Правда, Н. П. Мешкова, И. Т. Журавлева и В. А. Лучинина (1973) представляют распределение фаунистических остатков в этих разрезах несколько иным. Однако, как наличие в низах кессюсинской свиты томмотских ископаемых (см. обн. 8 на стр. 196 в цитированной работе), так и сама увязка этого обнажения с обн. 13, 14, исходя из данных других исследователей, вызывает большие сомнения (Лазаренко, Никифоров, 1972; Савицкий и др., 1972).

Огромное значение имеет открытие типичного лонтовасского комплекса акритарх (данные Р. Н. Огурцовой и Н. А. Волковой) совместно с ископаемыми зонами Al. sunnaginicus — T. licis (положение пробы показано на рис. 6). Здесь обнаружены следующие акритархи: *Granomarginata* cf. *prima, G. squamacea, Leiosphaeridia* тип B, *Leiosphaeridia* тип C, *Tasmanites*

tenellus. Интересно также и наличие котлинских акритарх в низах кессюсинской свиты (Огурцова, 1975), однако обнаруженный здесь комплекс столь беден, что заключение о его возрасте не может считаться безусловным.

Разрезы Оленекского поднятия являются хорошим дополнением к изученным более подробно разрезам Прианабарья и дают возможность еще раз реально оценивать органический мир немакит-далдынского (=маныкайского) времени.

Западное Прианабарье. Огромное внимание привлекают разрезы Прианабарья, где был впервые установлен немакит-далдынский (=маныкайский) горизонт. Из работ В. Е. Савицкого и Б. Б. Шишкина (1966), Н. А. Кутейниковой и др. (1973) видно, что наиболее полные разрезы интересующих нас отложений находятся на западном склоне Анабарского поднятия в районе р. Котуйкан. Не трудно видеть, что появление комплекса скелетных ископаемых зоны Al. sunnaginicus [1] проходит здесь столь же резко, как и в разрезах Алдана и Сухарихи (см. рис. 1, 4 и 7). Однако здесь ниже этого комплекса имеется *Anabarites trisulcatus*, проходящий выше, *Protohertzina anabarica, Paleolina evenciana* — формы, известные пока только из этих отложений, и некоторые водоросли, ранее обычно считавшиеся кембрийскими (*Girvanella problematica*, *Renalcis* sp.) и новая водоросль (*Korilophyton*) (Воронова, Миссаржевский, 1969; Розанов и др., 1969).

Верхняя часть немакит-далдынского (=маныкайского) горизонта — это пачка известковистых доломитов или доломитизированных известняков серого и зеленовато-серого цвета, которая довольно хорошо картируется в этом районе. Эта пачка была названа В. В. Миссаржевским — корилской. Подчеркну, что верхняя поверхность этой пачки достаточно неровная, чтобы предполагать незначительный во времени перерыв. Иными словами, мы имеем здесь в литологическом смысле ситуацию, близкую к той, которую мы наблюдали на Алдане.

Так же, как и при анализе Алданского разреза, можно было бы сказать, что древнейшая кембрийская фауна зоны sunnaginicus откуда-то мигрировала. Такое предположение кажется на первый взгляд совершенно справедливым. Однако мы не должны подходить к оценке данного явления с обычными мерками фанерозойской истории развития скелетных фаун. Если мы допускаем, что где-то на рубеже кембрия и докембрия ряд групп приобрел возможность строить скелет, то нам не нужно искать место, откуда эта фауна мигрировала. Достаточно вспомнить, что «внезапное» появление кембрийской фауны происходит во всех известных нам разрезах Сибирской платформы; известные в настоящее время данные не дают возможности предположить, где можно было бы найти источник возникновения скелетной фауны.

Возвращаясь к рассмотренному разрезу Прианабарья, следует еще раз подчеркнуть, что это несомненно один из лучших разрезов для проведения границы кембрия и докембрия, однако его удаленное местоположение заставляет отказаться от использования его как международного стандарта. Сравнение Прианабарского разреза с Алданским дает основание считать,

[1] Вопрос об отнесении слоев с многочисленными ископаемыми, находящихся выше корилской пачки (см. рис. 8) к зоне *sunnaginicus* обсуждался нами подробно ранее (Розанов и др., 1969; Миссаржевский, Розанов, 1975).

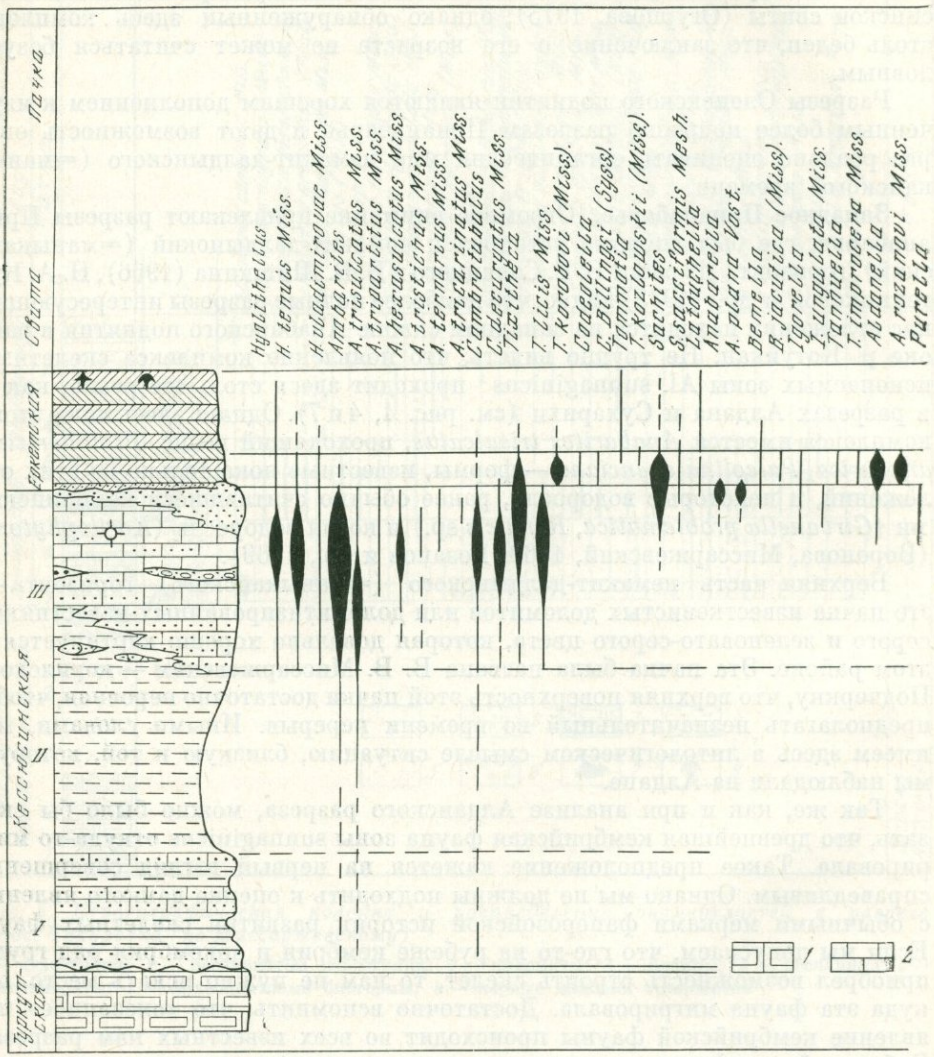


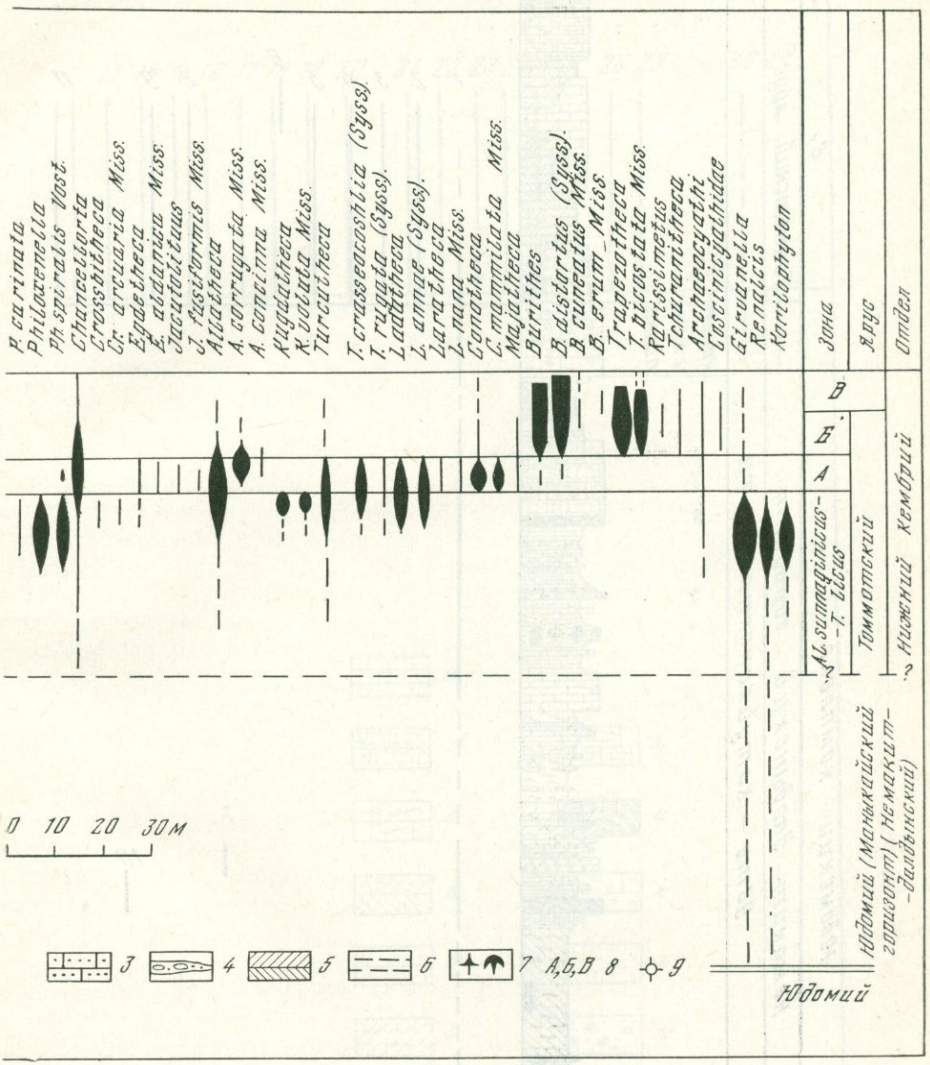
Рис. 6. Распределение органических остатков в разрезах западного склона Оленекского поднятия (р. Оленек) (по Миссаржевскому)

что при выборе последнего в качестве основного стандарта не было сделано большой ошибки.

Таким образом, общая схема строения пограничных отложений кембрия и докембрия Сибирской платформы выглядит следующим образом (сверху вниз):

IV. Атдабанский ярус, в нижней части которого находятся, кроме археоциат (Розанов, 1973), трилобиты родов *Profallotaspis, Fallotaspis, Bigotinops.*

III. Томмотский ярус, с его зонами и подзонами, выделенными по археоциатам, томмотидам, хиолитам и др. В отложениях этого подразделения нет в настоящее время достоверных находок трилобитов. Нижняя его



1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — песчанистые известняки; *4* — линзы и прослои гравелитов; *5* — пестроцветные известняки; *6* — глинистые породы; *7* — находки трилобитов и костатек; *8* — А — зона *regularis*.
Б — зона *lenaicus*; В — атдабанский ярус; *9* — лонтоваские акритархи

граница определяется подошвой зонального (Al. sunnaginicus) комплекса скелетных ископаемых. Интересно, что томмотские фауны известны уже сейчас на Восточно-Европейской платформе, в Скандинавии, Англии и Монголии (данные Миссаржевского, Лендзён, Бенгтсона, Мэттьюза и др.).

II. Немакит-далдынский (=маныкайский) горизонт, в отложениях которого обнаружены только тубулярные образования (*Anabarites, Protohertzina, Paleolina*), некоторые водоросли и ряд специфических микрофитолитов (Розанов и др., 1969; Путеводитель, 1973).

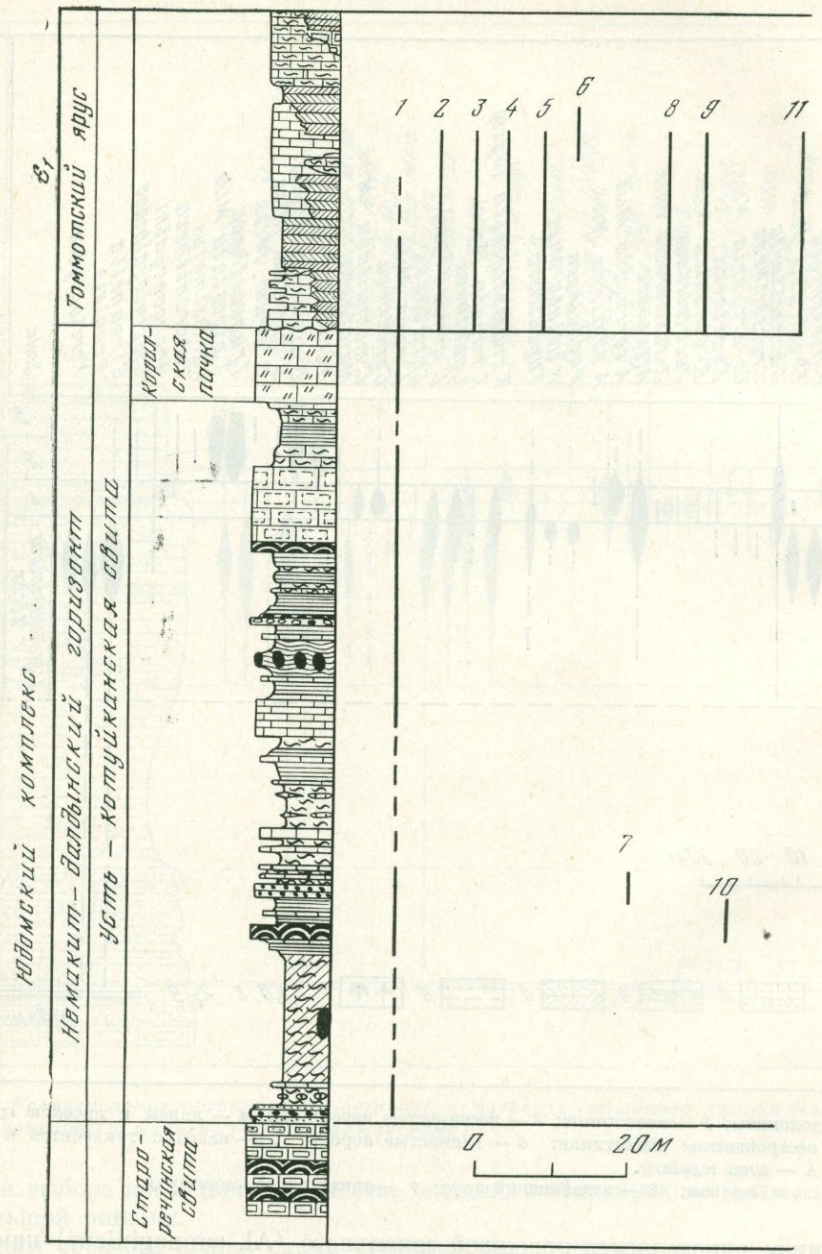
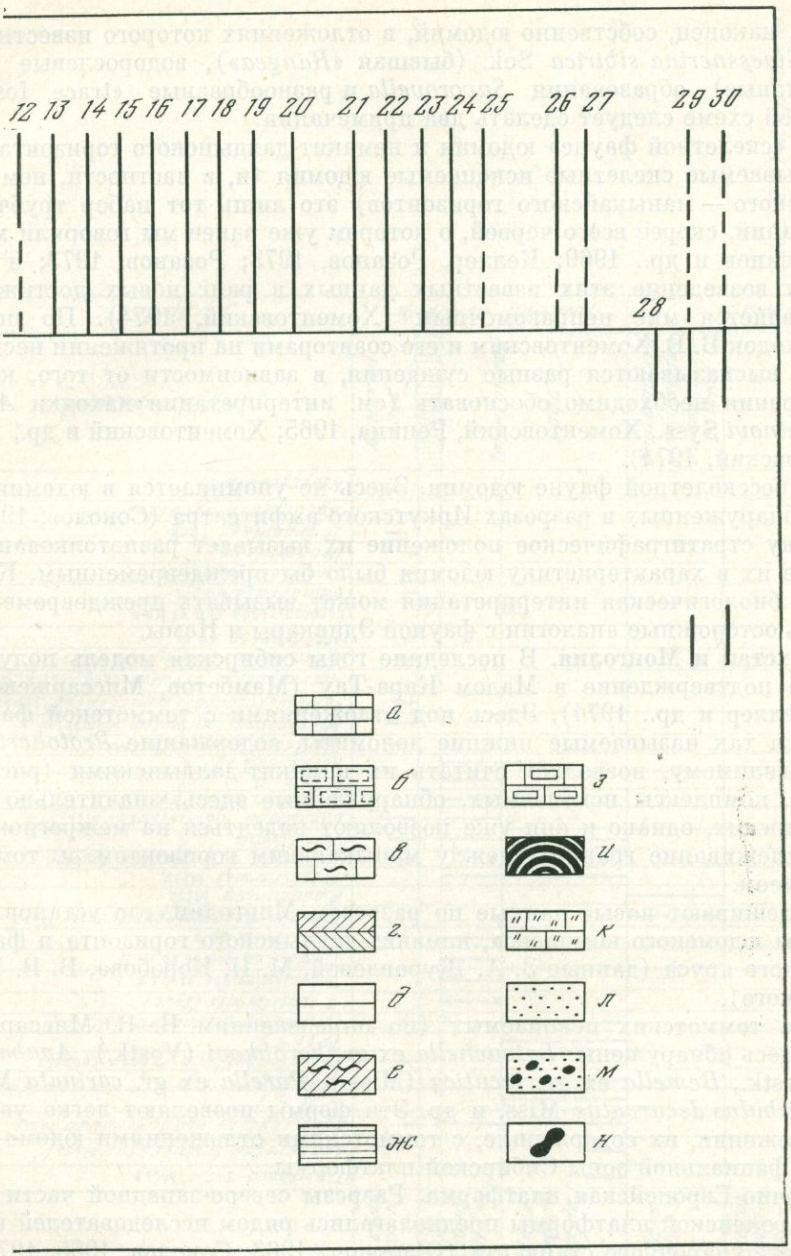


Рис. 7. Распределение органических остатков в разрезах приустьевой части р. Котуйкана (Приенабарье) (по Миссаржевскому)

Цифры на схеме:
1 — *Anabarites trisulcatus*;
2 — *A. tripartitus*;
3 — *A. tricarinatus*;
4 — *A. tristichus*;
5 — *A. ternarius*;
6 — *A. compositus*;
7 — *Protohertzina anabarica*;
8 — *Fomitchella infundibuliformа*;
9 — *Fomitchella* sp. nov.;
10 — *Paleolina evenkiana*;
11 — *Aldanella crassa*;
12 — *A. utchurica*;
13 — *A. rozanovi*;
14 — *A.* ex gr. *attleborensis*;
15 — *Latouchella korobkovi*;
16 — *L. memorabilis*;
17 — *L. sibirica*;
18 — *Bemella jacutica*;
19 — *Anabarella plana*;
20 — *Purella cristata*;



21 — *Circotheca kuteinikovi*;
22 — *Turcutheca kotuiensis*;
23 — *Ladatheca annae*;
24 — *Kugdatheca voluta*;
25 — *Allatheca* sp.;
26 — *Hyolithellus* sp.;
27 — *Torellella* sp.;
28 — *Korilophyton inopinatus*;
29 — *Girvanella problematica*;
30 — *Renalcis* sp.
а — известняки;
б — доломитизированные известняки;
в — глинистые известняки;
г — известковые глины;
д — аргиллиты;
е — красноцветные аргиллиты;
ж — тонкослоистые мергели;
з — доломиты;
и — строматолитовые доломиты;
к — водорослевые известняки;
л — песчаники;
м — конгломераты;
н — водорослевые биогермы

I. И, наконец, собственно юдомий, в отложениях которого известна находка *Glaessnerina sibirica* Sok. (бывшая «*Rangea*»), водорослевые (а не медузоидные) образования *Suvorovella* и разнообразные «trace fossils».

К этой схеме следует сделать два примечания:

1. О «скелетной фауне» юдомия и немакит-далдынского горизонта. Все так называемые скелетные ископаемые юдомия (и, в частности, немакит-далдынского — маныкайского горизонтов) это лишь тот набор трубчатых образований, скорее всего червей, о котором уже ранее мы говорили много раз (Розанов и др., 1969; Келлер, Розанов, 1973; Розанов, 1973; и др.). Поэтому возведение этих известных данных в ранг новых достижений представляется мне неправомочным (Хоментовский, 1974). По поводу этих находок В. В. Хоментовским и его соавторами на протяжении нескольких лет высказываются разные суждения, в зависимости от того, какую точку зрения необходимо обосновать (см. интерпретация находки *Aimithes rabotnovi* Syss., Хоментовский, Репина, 1965; Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1974).

2. О бесскелетной фауне юдомия. Здесь не упоминается в юдомии ряд форм, обнаруженных в разрезах Иркутского амфитеатра (Соколов, 1972а), поскольку стратиграфическое положение их вызывает разнотолкования и введение их в характеристику юдомия было бы преждевременным. Кроме того, их биологическая интерпретация может вызывать преждевременные не очень осторожные аналогии с фауной Эдиакары и Намы.

Казахстан и Монголия. В последние годы сибирская модель получила хорошее подтверждение в Малом Кара-Тау (Мамбетов, Миссаржевский, 1971; Келлер и др., 1974). Здесь под отложениями с томмотской фауной находятся так называемые нижние доломиты, содержащие *Protohertzina*, что, по-видимому, позволяет считать их немакит-далдынскими (рис. 8). Конечно, комплексы ископаемых, обнаруженные здесь, значительно беднее сибирских, однако и они уже позволяют надеяться на межрегиональное прослеживание границы между маныкайским горизонтом и томмотским ярусом.

Обнадеживают новые данные по разрезам Монголии, где установлены фитолиты юдомского комплекса, немакит-далдынского горизонта и фауны томмотского яруса (данные З. А. Журавлевой, М. Н. Коробова, В. В. Миссаржевского).

Среди томмотских ископаемых (по определениям В. В. Миссаржевского) здесь обнаружены: *Latouchella* ex gr. *korobkovi* (Vostk.), *Anabarella plana* Vostk., *Bemella* ex gr. *jacutica* (Miss.), *Purella* ex gr. *carinata* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss. и др. Эти формы позволяют легко увязывать отложения, их содержащие, с томмотскими отложениями юдомо-оленекской фациальной зоны Сибирской платформы.

Восточно-Европейская платформа. Разрезы северо-западной части Восточно-Европейской платформы предполагались рядом исследователей в качестве международного стандарта (Glaessner, 1963; Соколов, 1965, 1974б). Однако мы должны отдавать себе отчет в том, что, являясь крайне интересным объектом исследования для стратиграфов, занимающихся древними толщами, Восточно-Европейская платформа в силу специфического материала не может рассматриваться как серьезный претендент на международный стандарт границы кембрия и докембрия. Действительно, основная масса материала по пограничным слоям кембрия и докембрия на Восточно-Европейской платформе происходит из буровых скважин, и лишь

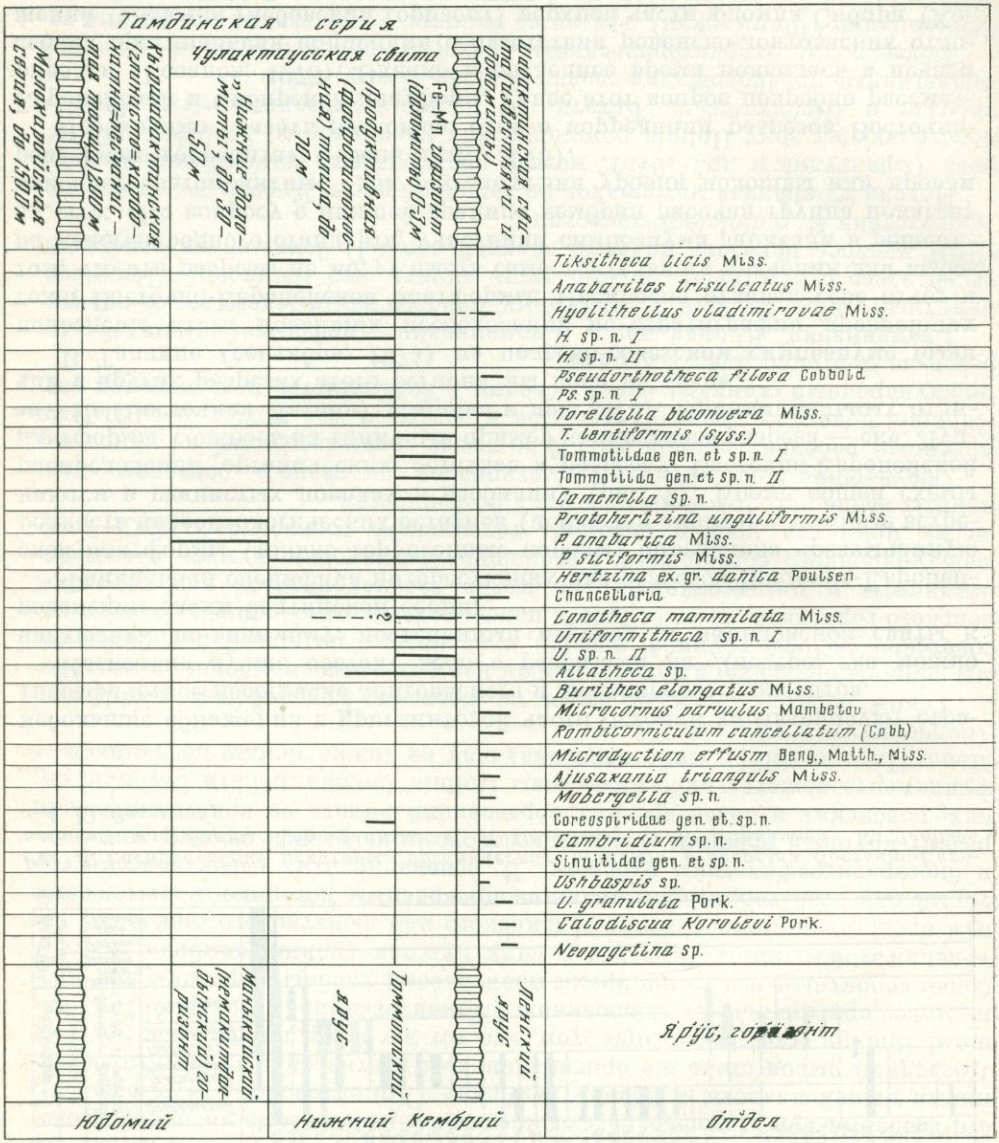


Рис. 8. Распределение органических остатков в разрезах Малого Каратау (по В. В. Миссаржевскому)

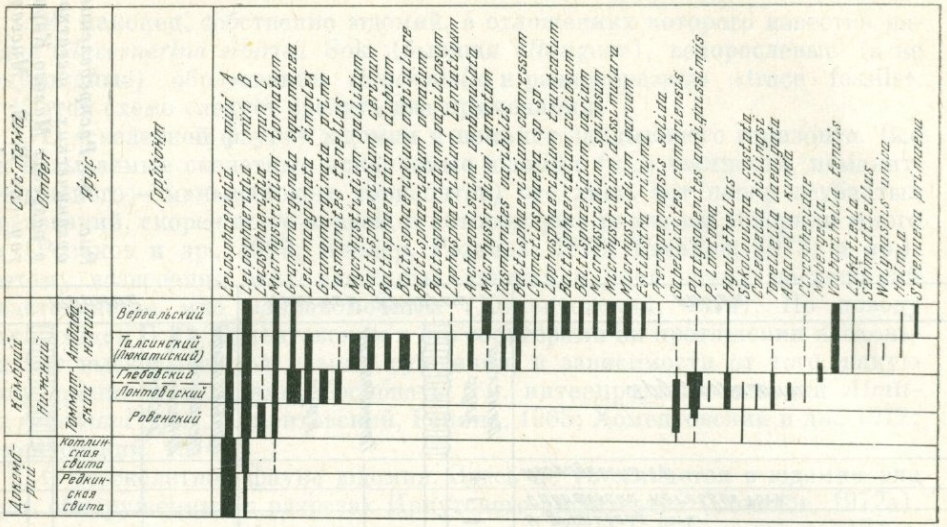


Рис. 9. Распределение некоторых органических остатков в разрезах Восточно-Европейской платформы [по данным Н. А. Волковой, В. В. Кирьянова, К. Лендзён и А. Ю. Розанова)

небольшие обнажения в приглинтовой части Эстонии характеризуют стратиграфическое несогласие лонтоваского и люкатиского горизонтов.

Несколько лучше обстоит дело с разрезами на Днестре, где можно наблюдать, по-видимому, постепенный переход от каниловской свиты к ровенским слоям балтийской серии.

Фациальная специфика интересующих нас разрезов Восточно-Европейской платформы (только терригенные породы) определила чрезвычайную бедность палеонтологических остатков (исключая акритарх, которые встречаются в глинистых породах в изобилии) (рис. 9). Кроме общей схемы распределения органических остатков в разрезах Восточно-Европейской платформы, сошлюсь на типичный пример конкретного разреза — скв. Лудза—15 (Восточная Латвия) (Биркис и др., 1972). Принципиальных отличий в других разрезах этого региона мы пока не знаем.

В Таллине (сентябрь, 1974) на польско-советском симпозиуме были подведены итоги новейших исследований по стратиграфии древнейших толщ Восточно-Европейской платформы. Прекрасно отдавая себе отчет в том, что эти разрезы не могут иметь самостоятельного значения для выбора международного стандарта, участники симпозиума записали в решениях, что: «По вопросу о нижней границе кембрия рабочая группа полагает наиболее благоприятные для рассмотрения уровни подошвы или кровли ровенского горизонта» (Арень и др., 1975).

Необходимо сказать несколько слов о корреляции разрезов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Ранее этот вопрос подробно рассматривался (Розанов, 1973). Однако в последнее время появилась в печати весьма оригинальная концепция соответствия ровенско-лонтоваских отложений (включая глебовский горизонт) верхней части юдомия Сибири (Хоментовский, 1974; Солонцов и др., 1975) и отсутствия на Восточно-Евро-

пейской платформе томмотских отложений, связанного с предлюкатиским перерывом. Такая точка зрения могла появиться лишь вследствие недооценки значения находок в лонтоваских отложениях таких групп, как мобергеллы, брахиоподы, хиолиты и гастроподы. Такие выводы могут быть сделаны, когда анализ имеющихся данных проводят специалисты, не владеющие палеонтологическим материалом. Подтверждением этого является такое утверждение одного из авторов упомянутых работ: «Простейшие приобрели способность образовывать скелет с самого основания юдомского комплекса или даже несколько раньше (спикулы губок в баратальской и нарынской свитах), поэтому потребность и принципиальная возможность его создания вряд ли связана с какими-либо качественными преобразованиями нашей планеты к началу кембрия» (Хоментовский, 1975, стр. 21). Последний вывод столь же оригинален, как и отнесение губок к простейшим! Вполне естественно при этом, что тот же автор пришел и к другому не менее оригинальному заключению (Хоментовский, 1974, стр. 43): «Наиболее вероятным и в то же время практически удобным уровнем для проведения этой границы (имеется в виду нижняя граница кембрия.— *А. Р.*) нам представляется основание талсинского или люкатиского горизонта, который для этой территории **является прекрасным историко-геологическим и биостратиграфическим рубежом. В основании этих слоев повсеместно развит крупный перерыв,** благодаря которому на разные уровни лонтоваских, ровенских и более древних образований вплоть до кристаллического фундамента ложатся либо низы зоны Holmia (толща люкати Эстонии, см. Менс, Пиррус, 1971), либо подстилающая ее толща немых песчаников...» (подчеркнуто мной.— *А. Р.*).

Таким образом, подводя итоги по Восточно-Европейской платформе, мы должны признать: в интересующем нас интервале, намеченном польско-советской рабочей группой, рубежи, связанные с подошвой и кровлей ровенского горизонта, из-за бедности палеонтологических данных (только сабеллидиты и плятисолениты) не могут рассматриваться как варианты международного соглашения. Совершенно безнадежно думать о возможности принятия уровня подошвы талсинского горизонта в силу отмеченных выше историко-геологических особенностей.

Обсуждение многочисленных материалов по разным регионам, проведенные рабочей группой МПГП во время своих заседаний в Сибири и в Париже, показало, что круг разрезов и регионов, где может быть выбран международный стандарт, очень невелик, а большинство классических разрезов не пригодно для этих целей.

Скандинавия. Южная часть Скандинавии — чрезвычайно малоблагоприятный район, так как, по-видимому, аналоги томмотского яруса практически здесь отсутствуют. Можно лишь думать, что Бенгтсону (Bengtson, 1970) удалось показать наличие верхней зоны D. lenaicus на основании присутствия *M. radiolata* и томмотид.

Исходя из анализа материалов по западной части Курземского полуострова (Брангулис и др., 1975), можно предполагать кембрийский возраст подстилающих зону Holmia ринсакерских кварцитов со *Scolithus, Monocraterion* и *Diplocraterion*. Кстати, из наличия указанных «trace fossils» аналогичные предположения сделал Б. Дэли (Daily, 1972).

Более полно охарактеризованные разрезы присутствуют в северной Скандинавии (Финмаркен), где ниже типично холмиевских отложений залегают толщи без трилобитов, но с платисоленитами и, по-видимому, хио-

литами (Kulling, 1960; Bjørlikke et al., 1967; и др.). Однако здесь возникает еще больше проблем, чем в типичных разрезах Восточно-Европейской платформы: палеонтологическая характеристика предположительно томмотских отложений и возможных аналогов валдайской серии еще беднее и сводится только к двум видам *Platysolenites*.

Северная Америка. Анализ возможностей выбора на Американском континенте стратотипа границы кембрия и докембрия дал в последнее время П. Клауд (Cloud, 1973), который показал, с одной стороны, правильность предположения существования глобального бестрилобитового подразделения, с другой — своеобразие канадских и американских разрезов, очень бедно охарактеризованных фауной в интересующем нас интервале лишь на редких отдельных уровнях. Наибольший интерес представляют разрезы Калифорнии и Ньюфаундленда. В Калифорнии мы можем опереться для корреляции только на два уровня: с *Wyattia* и выше — с первыми *Fallotaspis tazemmourtensis*. Однако очевидно, что они не приемлемы как возможные стандарты границы, поскольку между этими уровнями мы не имеем скелетных ископаемых на протяжении нескольких сотен метров, а первый в этом разрезе *F. tazemmourtensis* фиксирует достаточно неопределенный уровень внутри атдабанского яруса (Rozanov, Debrenne, 1974; Розанов, 1973).

Разрезы Ньюфаундленда привлекательны, конечно, наличием в докембрийской части (Conception Group) ископаемых эдиакарского типа и тиллитов — двух наиболее интересных докембрийских реперов. Однако выше толщ с фауной эдиакарского типа и ниже слоев с брахиоподами и *Coleoloides* находятся еще две толщи (серия Gabot и формация Random) обломочных пород, не охарактеризованные органическими остатками. Кроме того, фаунистическая характеристика заведомо кембрийских толщ тоже очень бедна.

Австралия. Итоги изучения австралийских разрезов были подведены недавно Б. Дэли (Daily, 1972). Не останавливаясь на этих результатах, приведем лишь два рисунка из работы Б. Дэли (рис. 10, 11) и отметим, что важнейшим вопросом, требующим решения при анализе данных по Австралии, является определение возраста Юратана и Парачильна формаций. Этот вопрос не может быть однозначно решен, поскольку, кроме единичных *Bemella* из формации Парачильна, других окаменелостей в рассматриваемых свитах нет; в остальных случаях мы имеем дело только с «trace fossils». Однако, если определение из формации Юратана *Rusophycus* справедливо, можно думать, что мы имеем дело с отложениями более молодыми, чем томмотские.

Кроме того, Б. Дэли описывает глубокий размыв кварцитов Паунд и соответственно несогласное налегание заведомо кембрийских отложений на эдиакарские. Эти обстоятельства делают весьма сомнительной возможность выбора типового разреза на юге Австралии, в том числе если мы будем пытаться сделать это на уровне появления первых трилобитов. По-видимому, в лучше всего изученных разрезах хр. Флиндерс самые древние трилобиты определены как *Eoredlichia*.

Марокко. Среди зарубежных разрезов именно на марокканские возлагаются наибольшие надежды, поскольку представляется, что они могут быть, по-видимому, единственным конкурентом сибирских разрезов.

Материалы по разрезам Марокко в этой плоскости анализировались неоднократно (Choubert, Hupé, 1958; Розанов и др., 1969; Daily, 1972;

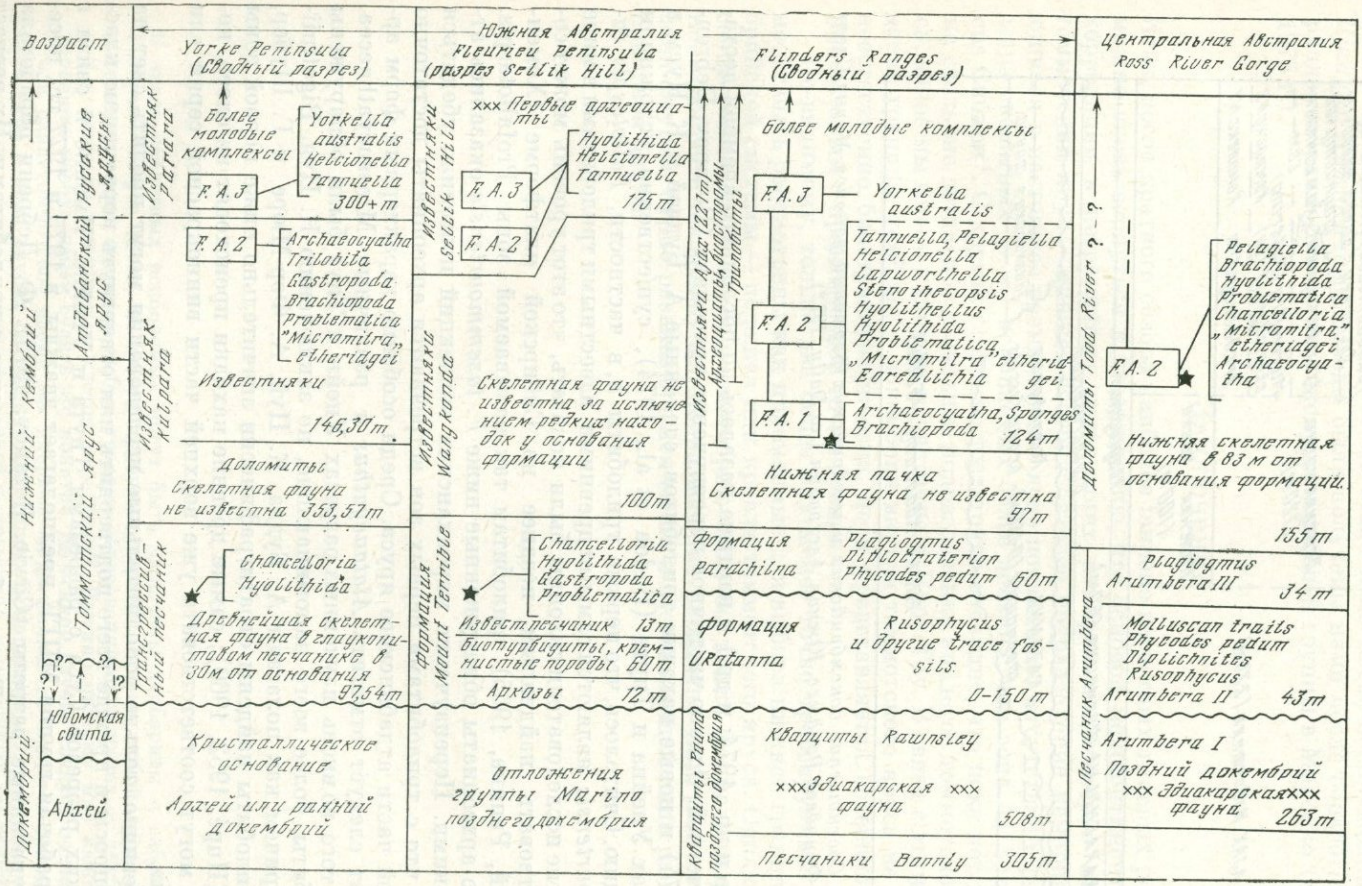


Рис. 10. Корреляция нижнекембрийских разрезов Южной и Центральной Австралии

F. A.— фаунистический комплекс (по Daily, 1956); ★ — положение древнейшей скелетной фауны в разрезе (по Daily, 1972)

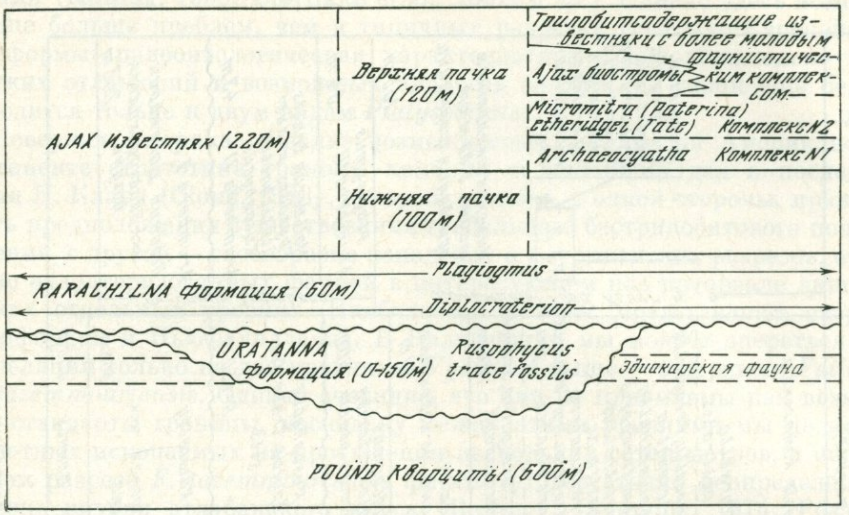


Рис. 11. Соотношение докембрийских и кембрийских формаций районов Маунт Скотт Рэндж, Флиндерс Рэнджес, Южная Австралия (по Daily, 1972)

Келлер и др., 1974; и др.) и картина казалась до последнего времени достаточно четкой. Однако частичное переизучение археоциат (Rozanov, Debrenne, 1974) и новые находки трилобитов, сделанные А. Буддой и К. Цуем в разрезах Унейна и Тиута (Budda et al., 1974), существенно усложнили ситуацию. Считалось, что первые трилобиты и, в частности, *Fallotaspis tazemmourtensis* являются самыми древними известными трилобитами в мире и многие исследователи склонны были полагать, что этот уровень может соответствовать найденным позднее на Сибирской платформе (Хоментовский, Репина, 1965) трилобитам так называемой зоны Profallotaspis. Однако археоциаты обнаруженные ниже *F. tazemmourtensis* оказались атдабанскими. Переизучение марокканских коллекций позволило убедиться в том, что с трилобитами первых зон встречаются археоциаты достаточно высокой части атдабанского яруса. Среди особенно характерных форм археоциат следует отметить *Alataucyathus* и различные Mrassucyathaecea. Более того, во вновь изученных разрезах Унейн и Тиут были обнаружены трилобиты, более всего напоминающие, по заключению К. Цуя, Bigotiniidae. Причем, как полагают А. Будда, К. Цуй, А. Фор-Мюре и Г. Шубер, эти трилобиты найдены стратиграфически значительно ниже первой зоны Юпе (Hupé, 1952, 1960); самые древние находки происходят из слоев, которые могут соответствовать уже верхней части виннокрасной серии «ли де вин».

Очевидно, только дополнительные исследования могут пролить свет на эти вопросы и прежде всего подтвердить или отвергнуть корреляцию классических разрезов Суса с разрезами Тиута и Унейна. Именно в связи с этим рабочая группа МПГК предполагает дважды, в 1975 и 1977 гг., посетить указанные разрезы (Cowie, Rozanov, 1975). Ф. Дебренн обработала археоциаты разреза Тиут, собранные совместно с трилобитами. Их возраст

оказался атдабанским, что особенно стало ясно после обнаружения *Tumulifungia*. Аналогичные выводы были получены нами после обработки материала, собранного во время экскурсии рабочей группы в Марокко (октябрь 1975 г.).

Заключение

Итак, после краткого обзора наиболее широко известных типовых регионов можно вновь вернуться к утверждению, что основой межконтинентальной корреляции в пограничных отложениях кембрия и докембрия является томмотский ярус — нижнее бестрилобитовое подразделение кембрия. Имеющиеся в настоящее время данные ясно показывают отсутствие в разрезах мира скелетных (s. s.) ископаемых более древних, чем зона Al. sunnaginicus Сибири[1]. С другой стороны, достаточно очевидно, что пока нет надежд на столь же детальное зональное подразделение аналогов томмотского яруса, какое мы имеем в Сибири и, частично, в Кара-Тау. В связи с этим проведение границы кембрия и докембрия внутри томмотского яруса не только неестественно биостратиграфически, но и представляется совершенно неприемлемым с практической точки зрения.

По-видимому, только два более или менее точно трассируемых уровня могут быть рассмотрены как приемлемые для выбора нижней границы кембрийской системы — подошва или кровля томмотского яруса. Однако отнесение томмотского яруса к докембрию было бы также формальным решением вопроса, поскольку это подразделение насыщено типичной кембрийской фауной, бурно развивающейся выше и составляющей лицо раннекембрийской биоты.

[1] В число скелетных ископаемых могут быть включены анабариты и сабеллидиты, которые, скорее всего, являются трубками червей. Однако любой исследователь в праве называть скелетом любые твердые образования организмов от трубок червей и даже до каменистых клеток у растений. Именно поэтому мне кажется совершенно необходимым сузить это понятие. Во всяком случае следует подчеркнуть, что в раннетоммотское время мы впервые встречаемся со скелетом моллюскоидного типа и ряда других специфических типов. Принципиальная разница скелетов такого типа и трубок (домиков) червей и, возможно, родственных им групп, конечно, ясна.

М. Н. Чугаева

Граница кембрия и ордовика

Системы нижнего палеозоя были установлены в первой половине прошлого столетия в Великобритании. Изучение отложений этого возраста связано с именами известных английских геологов Сэджвика и Мурчисона. Их научная деятельность вначале протекала в тесном контакте, а позднее — в резком противоречии, что привело к получившему широкую известность в геологических кругах «кембрийскому конфликту». Его сущность состояла в том, что Мурчисон, основоположник силурийской системы, и его последователи «опускали» нижнюю границу силура до основания кембрия в современном понимании. В то время как Сэджвик, основатель кембрийской системы, и его последователи «поднимали» верхнюю границу кембрия до основания или даже середины лландовери современных схем. Подробное изложение этой истории можно найти в работе Г. П. Леонова (1973).

Попыткой положить конец противоречиям и разнотолкованию объема и границ кембрия и силура явилось предложение Ч. Лэпворта о выделении новой системы (Lapworth, 1879б). Он счел возможным нижний палеозой разделить не на две, как это делалось ранее, а на три части, с выделением в его составе кембрийской, ордовикской и силурийской систем. При этом ордовикская система определялась им как «отложения, заключенные между основанием нижнего лландовери и основанием нижнего аренига» (Lapworth, 1879б, стр. 14). В качестве типового для новой системы был указан район, протягивающийся от северо-западного Уэльса к окрестностям озера Бала и верховьям Хирнантской долины.

Однако казавшееся четким определение нижней границы ордовика по подошве нижнего аренига таило в себе досадное недоразумение. Приняв термин «нижний ареиг», Ч. Лэпворт последовал ошибочным взглядам Г. Хикса, считавшего, что «верхний тремадок» должен быть отнесен к аренигской группе (Hicks, 1875, стр. 775) на основании неправильной корреляции южноуэльских разрезов с типовыми, находящимися в Северном Уэльсе. Эти представления Г. Хикса вошли в последующую литературу и корреляционные схемы (Linnarsson, 1878; Lapworth, 1879а, 1880; и др.), дав повод дуалистическому толкованию нижней границы ордовикской системы. Эта граница стала приниматься в основании верхнего тремадока (эквивалентного нижнему аренигу Г. Хикса).

Несколько позднее Ч. Лэпворт (in Groom, 1902), опираясь на палеонтологические данные, полученные к тому времени скандинавскими геологами (Moberg, 1900), допускал возможность включения и нижнего тремадока (слоев с *Dictyonema flabelliforme* s. l.) в состав ордовика. Таким образом, в Великобритании получило распространение и третье толкование кембро-ордовикской границы — по подошве тремадока.

Однако многие британские геологи считают, что принимать в качестве границы другой уровень, чем основание нижнего аренига в объеме стратотипа, указанного Ч. Лэпвортом, значит повторять исторически сложив-

шуюся номенклатурную ошибку. Особенно отчетливо этот тезис звучит в статье Г. Виттингтона и А. Уильямса (Whittington, Williams, 1964).

Геологической предпосылкой совмещения нижней границы ордовика с подошвой аренига служит то, что в Великобритании в основании аренига прослеживается крупный, легко наблюдаемый перерыв, а тремадокские отложения в своем площадном распространении теснее связаны с кембрием, чем с ордовиком.

Выделяя ордовикскую систему, Ч. Лэпворт заложил основы палеонтологического обоснования ее нижней границы. Он принял сложившееся к тому времени представление, полученное И. Баррандом (Barrande, 1852) при изучении смены фаун в разрезах Пражской мульды, о существовании в нижнем палеозое трех различающихся по составу фаун — примордиальной, или первой, второй и третьей. В связи с этим Ч. Лэпворт указывал, что «термин ордовик принимается для серии пород, содержащих вторую нижнепалеозойскую фауну; геологический горизонт, который наиболее естественно и удобно отделяет первую фауну от второй, должен быть по природе вещей базальной линией ордовикской системы» (дискуссии по статье Groom, 1902, стр. 148).

Анализируя состав тремадокской фауны, Уиттард (Whittard, 1952) привел убедительные доказательства тому, что эта фауна скорее ордовикская, чем кембрийская. В числе главных из них указывается, что первые граптолиты «появляются в тремадоке в ассоциации с Trinucleidae *(Orometopus)*, Asaphidae *(Asaphellus, Niobe, Niobina, Borthaspis)*, Nileidae *(Symphysurus, Platypeltis)*, Cyclopygidae *(Cyclopyge)* и Cheiruridae *(Anacheirurus)*, которые представляют собой преимущественно ордовикские семейства. Что касается типичного рода *Shumardia*, то его представители известны, кроме тремадока, только в ордовике, а *Apatokephalus* и *Macropyge* считаются близко родственными ордовикским *Robergia*. Кембрийские элементы фауны представлены: Agnostida, Olenidae *(Leptoplastus, Beltella, Angelina)* и Triarthridae *(Parabolinella, Peltura, Triarthrus)*, но эти семейства широко распространены и в ордовике» (Whittard, 1952, стр. 155). Далее Уиттард отмечал, что не вполне ясным остается возрастная принадлежность *Dikelokephalina* и *Euloma*. Этот анализ и установление в типовом разрезе перерыва в основании тремадока (Stubblefield, 1956) привели к тому, что в стратиграфическом словаре (Lexique stratigr., 1960) тремадокский ярус был включен в состав ордовикской системы.

Однако дебаты по вопросу кембро-ордовикской границы в Великобритании на этом не закончились. Так, при подготовке нижнепалеозойских корреляционных схем Британских островов стратиграфический комитет Геологической службы Англии обратился в подкомитет по нижнему палеозою с просьбой дать рекомендации по выбору приемлемого уровня, где может быть определена кембро-ордовикская граница. Подкомитет готовил этот вопрос и вынес его на обсуждение Геологического общества 2-го октября 1969 г. Заседание проводилось совместно с кембрийской и ордовикской рабочими группами и призвано было обсудить границу кембрия и ордовика и положение тремадокского яруса. После обмена мнениями девятью представителями кембрийской и ордовикской рабочих групп единодушно было принято следующее решение: «Нижнепалеозойский подкомитет Геологического общества Лондона считает, что имеются основания для принятия подошвы ордовикской системы как одной из следующих: 1) основание тремадокской серии; 2) основание «верхнего тремадока»; 3) ос-

пование аренигской серии.[1] Но до принятия международного решения по этому вопросу на основании исторического приоритета следует оставить «подошву нижнего аренига как основание ордовикской системы», как это предлагал Лэпворт (Holland, 1971, стр. 229—230). И на вышедших вслед за этим корреляционных схемах, которые являются официальным справочником геологической службы Англии, тремадокская серия включена в выпуск, посвященный кембрийской системе и отсутствует в ордовикском выпуске (Cowie et al., 1972; Williams, 1973).

Однако подобное положение кембро-ордовикской границы противоречит практике геологов континентальной Европы, где тремадок традиционно влючается в состав ордовикской системы. Лучшие разрезы этого возрастного интервала находятся в Скандинавии. Верхнекембрийские («оленидная серия», по терминологии скандинавских геологов) и тремадокские («ceратопигиевая серия») отложения представлены здесь непрерывной монотонной последовательностью темных «квасцовых» сланцев, иногда с известковыми конкрециями. Разрез тремадока венчается маломощной начкой ceратопигиевых известняков. Расчленение этой серии пород базируется на смене фаун , по разрезу.

Первоначально граница между «примордиальной» и «второй» фаунами проводилась по подошве ceратопигиевых известняков (Barrande, 1846; Linnarsson, 1869), где происходит наиболее отчетливая смена сообществ трилобитов, и фауна ceратопигиевых известняков считалась несомненно нижнесилурийской (=ордовикской) (Linnarsson, 1878).

Позднее были описаны разрезы в окрестностях гор. Осло (Brøgger, 1882), в составе которых установлены (сверху вниз):

3aγ — ceратопигиевые известняки

3aβ — ceратопигиевые сланцы

3aα — сланцы и известняки с *Symphysurus inciniens* (=*Platypeltoides incipiens*).

2c — дитионемовые сланцы.

Часто слои 3aα и 3aβ объединяются в одно подразделение — ceратопигиевые сланцы (s. l.).

При этом границу между «примордиальной» и «второй» фаунами (между кембрием и ордовиком) Брёггер проводил в основании слоев с *Platypeltoides incipien*s (=основание ceратопигиевых сланцев s.l.), т. е. значительно ниже, чем это делали его предшественники. Подобное понижение границы было вызвано находками в ceратопигиевых сланцах трилобитов (*Conophrys, Orometopus, Apatokephalus*), ранее известных только из вышележащих ceратопигиевых известняков.

Подобная трактовка кембро-ордовикской границы просуществовала в Скандинавии до конца столетия. Но в 1900 г. Моберг (Moberg, 1900) на основании находок в диктионемовых сланцах ceратопигидных трилобитов (Hysterolenus) предложил проводить нижнюю границу ордовика в основании диктионемовых сланцев (и выше зоны Acerocare верхнекембрийской оленидной серии). Эта точка зрения в Скандинавии больше не подвергалась ревизии и до настоящего времени является общепризнанной и принимаемой не только скандинавскими, но и всеми европейскими геологами. Стратиграфы, работающие в Африке, Южной Америке, Юго-Восточной Азии и Австралии, также относят тремадок к ордовикской системе.

[1] «Серии» британского ордовика в отечественной литературе называются ярусами.

Официально принятая нижняя граница ордовика в нашей стране также устанавливается в основании тремадока, по подошве зоны Dictyonema flabelliforme (Решения..., 1963). Однако ряд исследователей предлагает иной вариант границы — по подошве «верхнего» тремадока (Обут, 1953; Соколов, 1953; Розова, 1968) или по его кровле (Аполлонов, 1974).

Нижняя граница ордовикской системы в Северной Америке проводится в основании канадской серии (зоны «А» или зоны Symphysurina), а нижележащая зона Saukia тремпильонского яруса считается терминальной зоной верхнего кембрия. Однако анализ фауны, главным образом, трилобитов (Whittington, 1966a; Robison, Pantoja-Alor, 1968) и в меньшей степени других групп показывает, что по крайней мере верхняя часть зоны Saukia, вероятно, коррелируется с европейским нижним тремадоком, а вышележащая зона Symphysurina канадской серии отвечает скорее всего уже началу позднего тремадока. Таким образом, традиционно принимаемая в Северной Америке кембро-ордовикская граница коррелируется скорее всего с границей между нижним и верхним тремадоком Европы. Здесь же следует еще отметить, что корреляция верхней границы тремадока в раковинных фациях в Северной Америке вызывает значительные затруднения. Этот уровень, по мнению некоторых авторов (Flower, 1968), является наименее удовлетворительным в Северной Америке в качестве границы между системами.

Таким образом, складывается представление о трех рубежах, которые могли бы служить в качестве кембро-ордовикской границы:

1. Основание нижнего тремадока, подошва слоев с Dictyonema flabelliforme (s. l.) — официально принятая граница в стратиграфических схемах СССР, всех европейских стран, Африки, Южной Америки, Юго-Восточной Азии и Австралии.

2. Основание «верхнего тремадока» — традиционно принимаемая граница в стратиграфических схемах Северной Америки (США и Канады) и рекомендуемая некоторыми советскими специалистами (А. М. Обут, Б. С. Соколов, А. В. Розова).

3. Основание аренига — официально принятая граница в стратиграфических схемах Великобритании.

Современное понимание объема тремадокского яруса и его подразделений

Прежде чем переходить к рассмотрению достоинств и недостатков каждой из этих границ и тех изменений в фауне, которые происходят вблизи них, необходимо уточнить современное понимание объема тремадокского яруса и его подразделений, а также возможность их корреляции и прослеживания.

Типовой разрез тремадока находится в Северном Уэльсе (Fearnsides, 1905, 1910), а зональная шкала базируется на разрезах шинетонских сланцев Шропшира (Stubblefield, Bulman, 1927). Сверху вниз здесь выделяется следующая последовательность зон:

1* Angelina sedgwicki

* Верхняя зона Angelina sedgwicki не установлена в Шропшире, где на этом уровне в разрезе преобладают песчаники без фауны. Она включена в зональную последовательность на основании ее положения в Северном Уэльсе выше слоев, содержащих *Shumardia pusilla*.

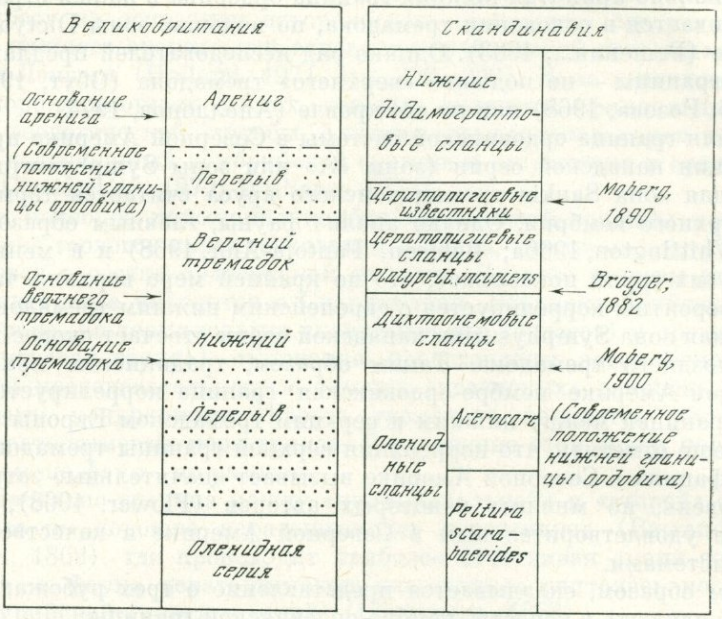


Рис. 1. Сравнение объема тремадока в Великобритании и Скандинавии. Стрелками показаны возможные уровни границы кембрия и ордовика (по Henningsmoen, 1973)

2 Shumardia pusilla
3*
4 Clonograptus tenellus
5 Dictyonema flabelliforme (s. l.)

Сравнение наиболее представительных британских разрезов со скандинавскими (Henningsmoen, 1973) показывает, что на Британских островах и в основании и в кровле тремадока наблюдаются перерывы (рис. 1).

В основании не представлены как самые нижние слои тремадока — зоны Dictyonema flabelliforme (s. l.) (с *D. f. desmograptoides* и *D. f. parabola*), так и аналоги самых верхних горизонтов оленидной серии — верхнего кембрия — зоны Acerocare и части зоны Peltura scarabaeoides. Наиболее молодые дотремадокские отложения в Великобритании могут быть сопоставлены с подзоной Ctenopyge linnarssoni, т. е. примерно с серединой зоны P. scarabaeoides (Rushton, 1968).

Перерыв в кровле тремадока на Британских островах подчеркивается отсутствием аналогов большей части цератопигиевых известняков, которые в Скандинавии венчают тремадок. Более того, нижняя зона аренига, в современном понимании объема этого яруса, зона Tetragraptus approxi-

* Для отложений между зонами Cl tenellus и Sh. pusilla в схеме не дается зонального наименования, поскольку они не содержат окаменелостей, имеющих зональное значение (граптолитов или трилобитов), и представлены песчаниками с остатками баззамковых брахиопод. В региональных схемах Шропшира они носят название «брахиоподовые слои», а в общей британской шкале рассматриваются как «интерзона» (Cowie et al., 1972, стр. 11).

matus, также не установлена в типовых британских размерах и аренig здесь начинается со следующей зоны — Didymograptus deflexus (Skevington, 1969).

Таким образом, и нижняя и верхняя границы тремадока в типовой области отмечаются перерывами в отложениях и его объем здесь заметно меньше общепринятого.

В современную литературу прочно вошли, но не являются официально принятыми, термины «нижний» и «верхний тремадок». Разделение тремадока на две части базируется в первую очередь на особенностях стратиграфии скандинавских разрезов. Здесь граница между этими подразделениями совпадает со сменой фаций и фауны, происходящей в основании цератопигиевых сланцев или слоев с *Platypeltoides incipiens:* диктионемовые слои относятся к нижнему тремадоку, а цератопигиевые — к верхнему. В официальных стратиграфических схемах Великобритании (Cowie et al., 1972) подобного расчленения не дается. Однако по своему стратиграфическому положению между зоной Clonograptus tenellus и зоной Shumardia pusilla «брахиоподовые слои» шинетонских сланцев Шропшира могут соответствовать отложениям с *Platypeltoides incipiens* Скандинавии. При такой корреляции подошва верхнего тремадока может близко совпадать с подошвой «брахиоподовых слоев». Но, как отмечалось выше, эти слои не содержат окаменелостей, имеющих зональное значение, и соответственно базальные слои верхнего тремадока в Великобритании пока не имеют полноценной палеонтологической характеристики, что и не дает возможности судить об объеме здесь нижнего и верхнего тремадока.

Таким образом, в типовых разрезах Великобритании известны отложения с комплексами фаун верхнего кембрия, нижнего, верхнего тремадока и аренига. Они разделены между собой во всех случаях перерывами в последовательности фауны, а в основании тремадока и основании аренига еще и стратиграфическими перерывами. Это делает практически мало реальным установление здесь точной границы между рассматриваемыми подразделениями и соответственно границы между кембрийской и ордовикской системами, на каком бы из трех указанных выше уровней она не принималась.

Состав и изменения фауны вблизи кембро-ордовикской границы

Наиболее важное стратиграфическое значение при решении вопроса границы между кембрием и ордовиком имеют граптолиты, трилобиты, в меньшей степени — брахиоподы. Обнадеживающие результаты получены в последние годы благодаря интенсивному изучению конодонтов. Изменению состава этих групп на стратиграфических рубежах, которые обсуждаются в качестве возможных вариантов кембро-ордовикской границы, и будет уделено основное внимание при дальнейшем изложении.

Граптолиты

а) Основание нижнего тремадока. Достоверные находки древнейших граптолитов известны из верхнекембрийских отложений (Bulman, 1970). Это обычно редко встречающиеся дендроидные и тубоидные

формы, колонии которых были прикрепленными или облекающими и не имели приспособлений, способствовавших планктонному или эпипланктонному образу жизни. Первое массовое появление граптолитов связывается с началом тремадока (Bulman, 1971), когда во многих районах земного шара появились многочисленные вариации *Dictyonema flabelliforme*. Эти формы, в отличие от своих кембрийских предков, обладали некоторыми приспособлениями (коническая форма сикулы, нема, «воздушный пузырь» — пневматофор), которые помогали колонии самостоятельно удерживаться в столбе воды и пассивно в нем перемещаться, что, вероятно, коренным образом изменило и образ жизни дендроидных граптолитов, резко повысив их способность к расселению. Результатом подобных изменений явилось широкое площадное распространение дендроидных граптолитов в начале тремадока.

Наиболее детально последовательная смена подвидов *Dictyonema flabelliforme* прослежена в Скандинавии. Отложения, характеризующиеся преобладанием форм того или другого подвида, выделяются здесь в качестве подзон. Однако ни одна из форм не ограничена строго одной подзоной (Bulman, 1954). Эти подзоны объединяются в единую зону *Dictyonema flabelliforme* (s. l.), по подошве которой и определяется нижняя граница тремадока. Пространственное распространение *D. flabelliforme* (s. l.) велико: от Таймыра на северо-востоке до Аргентины на юго-западе, включая Европу, Среднюю Азию, Казахстан, Южный Урал, Северную Африку, восточный Ньюфаундленд, т. е. районы, входящие в состав Атлантической биогеографической провинции, выделяемой по граптолитам (Skevington, 1969, 1973). Достоверные находки *Dictyonema flabelliforme* в Тихоокеанской провинции (в первую очередь, в австралийских и американских разрезах) пока неизвестны (Skevington, 1973).

б) Основание верхнего тремадока. В типовых и эталонных разрезах основание верхнего тремадока не имеет граптолитовой характеристики, поэтому сейчас нет данных для суждений об изменениях в составе граптолитов вблизи этой границы.

В Скандинавии граптолиты встречаются только в верхах верхнего тремадока на уровне ceратопигиевых известняков. Верхнетремадокские сообщества представлены анизограптидами (*Clonograptus, Bryograptus, Anisograptus)* в сочетании с *Dictyonema*.

Позднетремадокские граптолиты распространены довольно широко. Они известны из Скандинавии, Северной Америки, Австралии, Новой Зеландии, Таймыра, Казахстана и, возможно, Киргизии. Однако пока неизвестны такие разрезы, в которых можно было бы проследить последовательную смену граптолитов от нижнего тремадока к верхнему, а поэтому и нет критериев для определения подошвы верхнего тремадока по граптолитам.

Данные о провинциализме для позднего тремадока отсутствуют, и высказываются предположения об униформности граптолитовых фаун в течение этого времени (Bulman, 1971; Skevington, 1973).

в) Основание аренига. Зона *Tetragraptus appoximatus* считается базальной зоной аренига, но, к сожалению, этот интервал не представлен в стратотипе аренига в современном понимании объема этого яруса. Важным моментом того времени является появление достоверных граптолоидей. Хотя и для позднего тремадока указываются находки *Didymograptus*, но присутствие у этих форм битек дает возможность специалистам не

считать их граптолоидеями и относить к анизограптидам (Skevington, 1973). Появление граптолоидей в основании аренига знаменует собой новый этап в развитии группы — переход к иному способу размножения, чем это наблюдалось у дендроидных форм господствовавших в более древней фауне.

Другой не менее важной особенностью этого возрастного интервала является практически пандемизм *T. approximatus,* который встречен в граптолитовых фациях и Тихоокеанской и Атлантической провинций (Skevington, 1973). *Tetragraptus approximatus* — индекс-вид одноименной зоны, обычно сопровождается анизограптидами (*Clonograptus*), переходящими сюда из более древних отложений, а также видами *Tetragraptus* и *Didymograptus,* которые встречаются и в более молодых отложениях. Так что зона *T. approximatus* определяется не зональным комплексом, а в первую очередь присутствием индекс-вида, что резко снижает точность и надежность установления ее нижней границы.

Таким образом, исходя из развития, последовательной смены и особенностей площадного распространения граптолитов, могут обсуждаться два рубежа: основание зоны D. flabelliforme (s. l.) (совпадающее с основанием тремадока) и основание зоны T. approximatus (совпадающее с основанием аренига). На обоих рубежах происходят важные биологические изменения в развитии группы: в первом случае изменение образа жизни, во втором — изменение способа размножения. Первый рубеж легко определяется массовым появлением *D. flabelliforme;* главный его недостаток состоит в практической нераспознаваемости за пределами Атлантической провинции. Второй рубеж лишен подобного недостатка, но не может быть установлен при отсутствии индекс-вида.

Трилобиты

Трилобитовые фауны тремадока показывают резкую биогеографическую дифференциацию, что не отличает их в целом ни от более молодых, ни от более древних фаун. Не касаясь вопроса биогеографии тремадока, что является предметом особого исследования, при дальнейшем изложении для удобства мы принимаем прочно вошедшие в литературу, вероятно, не совсем удачные термины «тихоокеанская» и «атлантическая» фауны. Первая из них наиболее типично представлена в Северной Америке, а также присутствует на Сибирской платформе и, возможно, в некоторых районах Австралии и Юго-Восточной Азии. Атлантическая фауна типично представлена в европейских разрезах, на западе Южной Америки, а на территории нашей страны в Саяно-Алтайской горной области, на Южном Урале, в некоторых разрезах Южного Казахстана и Средней Азии.

а) Основание тремадока. В Скандинавии среди верхнекембрийских трилобитов преобладают олениды, последовательная смена которых сделала возможным детальнейшее зональное расчленение отложений этого возраста. Кроме оленид, здесь встречаются немногочисленные агностиды (*Agnostuc. Homagnostus*), редкие азафиды (*Niobella*) и ceратопигиды (*Proceratopyge*) (Henningsmoen, 1958).

Комплекс нижнетремадокских трилобитов в Скандинавии (Henningsmoen, 1959) довольно беден, в его составе несколько родов оленид, среди которых *Boeckaspis* и *Jujuaspis* не встречены в более древних отложениях.

Так что в Скандинавии основание тремадока отличается не существенным обновлением трилобитов, а лишь общим обеднением их состава.

В типовых разрезах Великобритании верхнекембрийские трилобиты представлены редкими оленидами, сходными по родовому составу со скандинавскими. Нижнетремадокский комплекс здесь значительно разнообразнее скандинавского. В его составе *Hospes, Macropyge, Conophrys* (=*Shumardia*), *Hysterolenus, Proteuloma, Asaphellus, Niobe, Niobina.* Это сообщество не несет следов преемственности с комплексом из верхнего кембрия, что, возможно, является отражением перерыва в основании тремадока. Можно заметить, что нижнетремадокский трилобитовый комплекс появляется одновременно, но не в самом основании разреза: он довольно скуден в слоях с *Dictyonema flabelliforme* (s. l.) и значительно более разнообразен в переходных слоях и отложениях зоны Clonograptus tenellus. В целом же это сообщество хорошо отличается от более древнего и успешно распознается в данном регионе.

Богатейший нижнетремадокский комплекс трилобитов в сочетании с *D. flabelliforme* установлен в Аргентине (Harrington, Leanza, 1957). И хотя не установлены его соотношения с более древними, верхнекембрийскими, трилобитами, этот комплекс имеет первостепенное значение для распознавания сообществ трилобитов раннего тремадока в других регионах. Среди раннетремадокских трилобитов Аргентины значительное место занимают агностиды, олениды, заметную роль играют ричардсонеллиды (*Kainella*, первые *Apatokephalus)*, а также Hapalopleuridae, Harpididae, ранние Harpidae, Ceratopygidae и другие.

Базируясь на составе трилобитов рассмотренных выше регионов, в литературе сложилось представление, что сочетание *Macropyge, Rhadinopleura*, ранних азафид (таких как *Niobella, Asaphellus*), шумардиид (Hospes, Eulominae) и некоторых других форм характеризует нижнетремадокское сообщество трилобитов. Уровень появления подобного сообщества в разрезе обычно принимается исследователями за основание нижнего тремадока.

Хорошо документированные разрезы верхнего кембрия — тремадока с большим количеством трилобитов установлены в Саяно-Алтайской горной области (Петрунина, 1966). Здесь в составе единой, литологически однородной терригенной серии пород выделяется золото-китатский горизонт, относимый к верхнему кембрию, и вышележащий добринский горизонт, уверенно коррелируемый по составу трилобитов с нижним тремадоком. На границе этих двух горизонтов происходит отчетливая смена сообществ трилобитов на фоне явно выраженной преемственности. Новыми элементами являются Shumaidiidae, Harpididae, Hapalopleuridae, более разнообразны, чем в более древних отложениях, Asaphidae, Ceratopygidae и др.

В целом комплекс трилобитов добринского горизонта имеет свой отчетливый облик, хорошо распознается, и его появление определяет начало становления новой трилобитовой фауны, продолжающей свое развитие в более молодых отложениях.

Сходные ассоциации нижнетремадокских трилобитов, конечно, со своими особенностями в каждом конкретном регионе, встречены на Южном Урале (Варганов и др., 1973), в Казахстане (Никитин, 1972), в Киргизии (Лисогор, 1972 г.), в ряде европейских стран: в ФРГ (Sdzuy, 1955, 1961) на юге Франции (Sdzuy, 1958), Чехословакии (Havlicek, Vanek, 1966) и ряде других районов.

Такое широкое площадное распространение устойчивой ассоциации трилобитов делает их надежным маркером при датировке отложений, а уровень появления этого комплекса в разрезе может определять и нижнюю границу тремадока.

Значительно сложнее обстоит дело с прослеживанием раннетремадокских комплексов трилобитов в разрезах Сибири, Северной Америки, Австралии. Здесь состав сообществ резко отличается от того, что наблюдалось в рассматриваемых выше районах. В качестве примера можно привести анализ, проведенный Г. Виттингтоном (Whittington, 1966a), который показал, что из 68 родов тремпильонских (раннетремадокских) трилобитов только один, *Bienvillia*, встречен в европейском тремадоке. Лишь последовательная дробная корреляция разрезов, сочетающих элементы тремпильонской и нижнетремадокской фауны, позволит выявить особенности состава сообществ трилобитов раннего тремадока в указанных выше регионах. Дело это небезнадежное, поскольку такие разрезы со «смешанной» тремпильонско-нижнетремадокской фауной сейчас известны. В их числе разрезы свиты Тинью в Нью-Мексико (Robison, Pantoja-Alor, 1968), свиты Суркх-Бум в Афганистане (Wolfart, 1970), а на территории нашей страны перспективными в этом отношении, вероятно, являются разрезы Малого Каратау, трилобиты которых изучаются Г. Х. Ергалиевым (Институт геологических наук АН КазССР, г. Алма-Ата). До того времени, пока не будет выяснено, какая часть трепильо эквивалентна нижнему тремадоку, вопрос о составе нижнетремадокских трилобитов в областях распространения тихоокеанских фаун останется открытым. Ясно пока то, что эта фауна тесно связана с верхнекембрийскими сообществами и резко отличается по своему составу от атлантической, представленной в типовых разрезах нижнего тремадока.

Суммируя вышеизложенное, можно сказать, что нижняя граница тремадока по трилобитам может быть уверенно прослежена в районах развития атлантических фаун. На этом рубеже происходит отчетливое изменение и обновление состава трилобитов при определенной преемственности среди оленид, агностид, в меньшей степени — среди азафид, ератопигид и других семейств. В районах распространения тихоокеанской фауны этот рубеж фиксировать пока не удается.

б) Основание верхнего тремадока. В Великобритании позднетремадокское сообщество наиболее типично представлено в отложениях зоны Shumardia pusilla и включает: агностиды, *Shumardia, Bienvillia, Parabolinella, Asaphellus, Symphysurus, Euloma, Orometopus, Leptoplastides, Cyclopyge, Lichapyge* (Stubblefield, Bulman, 1927). Подстилающие их «брахиоподовые слои» (см. выше), по корреляции считающиеся позднетремадокскими, в естественных разрезах трилобитов не содержат. Однако скважинные материалы восполняют этот пробел и показывают (Bulman, Rushton, 1973), что верхнетремадокские *Shumardia pusilla, Orometopus, Anacheirurus* и некоторые другие появляются в отложениях эквивалентных «брахиоподовым слоям». Эти трилобиты сочетаются здесь с *Asaphellus homfraii, Geragnosus callavey, Micrognostus calvus, Leptoplastides salteri,* характерными для нижнего тремадока. Тем самым подчеркивается преемственность между ранне- и позднетремадокскими сообществами, при отчетливо выраженной обособленности каждого из них.

В Скандинавии (Henningsmoen, 1958, 1959) на смену скудному однообразному сообществу раннетремадокских трилобитов в начале позднего

тремадока появляются *Apatokephalus, Orometopus, Shumardia,* немного позднее к ним присоединяется *Ceratopyge,* и максимального разнообразия трилобиты достигают в конце тремадока, во время формирования цератопигиевых известняков. Преемственность с раннетремадокским комплексом наблюдается только среди оленид, в основном же оба сообщества существенно различаются между собой. Подобное обновление состава трилобитов совпадает с изменением состава пород, появлением карбонатных включений и прослоев. Возможно, что частично это и послужило причиной столь существенной обособленности в Скандинавии верхнетремадокской фауны. Базируясь на британских и скандинавских разрезах, в литературе сложилось представление, что сочетание таких форм, как *Ceratopyge forficula, Geragnostus siedenblahdi, Harpides rugosus, Conophrys* (*Shumardia*) *pusilla, Apatokephalus serratus, Orometopus* представляет собой верхнетремадокское сообщество. Его нахождение в полном или частичном объеме в разрезах, отдаленных от типовых, позволяет датировать вмещающие отложения как верхнетремадокские, а по его появлению устанавливать нижнюю границу верхнего тремадока.

Тесная преемственность на родовом, реже — видовом уровне характеризует ранне- и позднетремадокские сообщества трилобитов в Аргентине (Harrington, Leanza, 1957). Присутствие *Geratopyge, Orometopus,* большое разнообразие среди плиомерид обособляет позднетремадокский комплекс, и появление этих и некоторых эндемичных родов маркирует здесь основание верхнего тремадока.

В Саяно-Алтайской горной области трилобиты нижнего тремадока (добринский горизонт) и верхнего тремадока (алгаинский горизонт) показывают отчетливую преемственность (Петрунина, 1966). В обоих горизонтах встречаются одноименные роды агностид, *Euloma, Hospes, Shumardia, Parabolinella, Onchonotellus, Macropyge, Niobe, Harpides, Eocheirurus.* Имеется даже несколько общих видов *Leignostus aff. turgidulus, Onchonotellus amsassensis, Parabolinella* cf. *argentinensis;* сходны некоторые виды родов *Kitatagnostus, Hospes, Marcopyge.* Однако многие общие для обоих горизонтов роды представлены разными видами, а в алгаинском горизонте появляется также ряд неизвестных ранее родов — *Hystricurus*, Nyaya*, Apatokephalus*, Symphysurina, Symphysurus, Dikelakephalina, Ceratopyge, Orometopus*, Pliomeroides* и некоторые другие. Среди них роды, отмеченные звездочкой, являются типичными для верхнего тремадока. Появление этого комплекса в разрезе и определяет подошву верхнего тремадока.

Отчетливая связь нижне- и верхнетремадокских сообществ трилобитов наблюдается и на Южном Урале (Анцыгин, Петров, 1970; Варганов и др., 1973), где в составе верхнетремадокского комплекса присутствует значительное число видов, впервые описанных из цератопигиевых известняков Скандинавии.

В целом можно сказать, что в районах распространения атлантических фаун позднетремадокский комплекс отчетливо обособлен, характеризуется появлением ряда неизвестных ранее родов при очень тесной преемственности среди семейств, родов, реже — видов с сообществом трилобитов раннего тремадока.

Если мы обратимся к районам развития тихоокеанских фаун и, в первую очередь, к наиболее изученным разрезам Северо-американского континента, то здесь наблюдается совершенно иная картина. Сообщества три-

лобитов раннего тремадока (=тремпильо) и позднего (=низы канадия) тремадока практически не имеют между собой ничего общего.

В Северной Америке нижние подразделения канадской серии (трилобитовые зоны „A" — „D") в целом коррелируются с верхним тремадоком. В основании канадской серии выделяется маломощная, но хорошо прослеживаемая в разрезах Канады (штаты Альберта, Британская Колумбия) и США (штаты Северная Дакота, Оклахома и Техас) зона *Missisquoia* с видами рода — индекса, сопровождаемыми *Apoplamias, Pletopeltis.* Немного выше по разрезам, в отложениях уже следующей зоны Symphysurina к этим родам присоединяются *Hystricurus, Symphysurina, Apatokephalus* и др. Генетически трилобиты зоны Missisiquoia тесно связаны с этими более молодыми фаунами. Появление комплекса зоны Missisiquoia фиксирует основание канадской серии и кровлю тремпильо. На этом рубеже происходит резкая смена состава трилобитов: ни один род зоны Corbinia apopsis самых верхов тремпильо не встречается в основании канадия. При этом смена фауны происходит в литологически однородной серии пород, не имеющих следов перерыва, и находки столь различающейся фауны разделены в некоторых разрезах иногда интервалом, не превышающим 1,5—2 *м* (Stitt, 1971).

Совпадает ли точно этот уровень смены фауны, а соответственно и основания канадия, с подошвой верхнего тремадока — пока судить трудно. Во-первых, нет четких критериев для трассирования подошвы верхнего тремадока на Североамериканском континенте, а во-вторых, среди трилобитов зоны Symphysurina указывается род *Jujuaspis* (Derby et al., 1972), распространение которого в районах развития атлантических фаун ограничено лишь нижним тремадоком, что вносит некоторый элемент сомнения в представления о строгом соответствии основания канадской серии и подошвы верхнего тремадока. Данные по конодонтам скорее усугубляют, чем опровергают подобные сомнения, ибо среди конодонтов зоны Symphysurina пока не обнаружены типичные верхнетремадокские представители (см. ниже). Так что есть основания предполагать, что нижняя граница верхнего тремадока проходит где-то в нижней части канадской серии, а не точно совпадает с ее подошвой, и этот вопрос еще требует доработки.

Столь же существенное изменение состава трилобитов наблюдается в основании няйского горизонта (вероятный эквивалент верхнего тремадока) на Сибирской платформе, где появляются *Apatokephalus* и *Nyaya* при полном отсутствии преемственности с более древним сообществом (Розова, 1968). Это в значительной мере явилось одной из причин для А. В. Розовой предлагать подошву няйского горизонта (-верхний тремадок) в качестве нижней границы ордовикской системы, а нижележащие отложения, эквивалентные нижнему тремадоку, относить к кембрию.

В целом верхнетремадокское сообщество представляет устойчивую, менее дифференцированную и шире распространенную ассоциацию, чем нижнетремадокское. Со своими особенностями в каждом конкретном районе оно прослеживается в областях развития как тихоокеанской, так и атлантической фаун.

При этом в районах развития атлантических фаун в основании верхнего тремадока наблюдается заметное обновление состава трилобитов на фоне тесной генетической преемственности. Но изменение состава трилобитов на этом рубеже менее существенно, чем это наблюдалось в основании нижнего тремадока.

Районы распространения тихоокеанских фаун характеризуются резким различием состава нижне- и верхнетремадокских трилобитовых сообществ, не имеющих между собой генетических связей. Уровень резкой смены трилобитов в Северной Америке прослеживается в основании канадской серии, примерно совпадающем с основанием верхнего тремадока. Однако точное соответствие этих границ нуждается еще в детальной корреляции.

Основание аренига. Нижняя граница аренига в современном понимании объема этого яруса фиксируется появлением сообщества граптолитов зоны Tetragraptus approximatus и конодотов зоны II Линдстрёма (Lindström, 1955, 1960). Отсюда самым раннеаренигским можно считать лишь тот комплекс трилобитов, который появляется в отложениях надежно коррелируемых с указанным выше уровнем.

В британских разрезах самые верхи тремадока (аналоги цератопигиевых известняков) и самые низы аренига (аналоги зоны T. approximatus) не установлены и трилобиты встречаются уже в более молодых отложениях аренига. Их состав существенно отличается от более древнего комплекса, характеризуется отсутствием переходных форм, появлением неизвестных ранее семейств Trinucleidae (*Myttonia*), Calymenidae (*Neseuretus*), Raphiophoridae (*Ampyx*) и рода *Ogygiocaris* среди азафид (Whittard, 1955—1967; Whittington, 1966б). Это сообщество широко представлено в Англии, имеет черты сходства с трилобитами Западной Европы и существенно отличаются от скандинавских комплексов того времени (Whittington, 1966б). Подобная систематическая обособленность раннеаренигских трилобитов, возможно, является следствием отчетливо фиксируемого в Англии предаренигского перерыва. Но она мало способствует выявлению особенностей изменений трилобитов на тремадок-аренигской границе.

В Скандинавии, где может быть прослежен переход от тремадока к аренигу в непрерывных разрезах Швеции (Tjernvik, 1956), нижняя часть последнего выделяется как латорпский горизонт с двумя подразделениями: нижним — хуннебергским и верхним — биллингенским подгоризонтами, отчетливо привязанными к граптолитовой и конодонтовой зональности (Lindström, 1955, 1960; Tjernvik, 1956; Skevington, 1966; Мянниль, 1966). Среди трилобитов хуннебергского подгоризонта присутствует значительное число родов, реже — видов, встречающихся и в нижележащих цератопигиевых известняках: *Apatokephalus, Orometopus, Saltaspis, Symphysurina, Varvia, Symphysurus, Niobe, Promegalaspides* (*Borogotia*). Отличие хуннебергского комплекса при сравнении с более древним состоит в первом появлении таких важных родов, как *Plaesiomegalaspis, Megalaspides, Ampyx, Pliomerops,* первых представителей Illaenidae, Remopleurididae, Odontopleuridae. Так что при явных генетических связях фауна самого раннего аренига отличается заметным обновлением состава родов и семейств.

Появление *Ogygiocaris* и *Lonchodomas* при тесной преемственности среди остальных трилобитов характеризует основание аренига на Пай-хое (Бондарев и др., 1970). В других районах установить комплексы трилобитов в точно датируемых отложениях самого раннего аренига пока не удается (Whittington, 1966а).

В литературе принято считать (Whittington, 1966а, б; Ross, 1951; Hintze, 1952), что североамериканские зоны „A“ — „F“ примерно соответствуют верхнему тремадоку, а основание трилобитовой зоны „G — 1“, где наблюдается заметное изменение состава трилобитов, отвечает началу аренига.

Иногда эта граница устанавливается немного выше, по кровле зоны „G — 1" (Hintze, 1973). Однако любой из этих уровней, вероятно, не отвечает основанию аренига, если принимать во внимание данные по конодонтам. А они состоят в том, что в штате Юта в отложениях зоны „G — 1" обнаружены конодонты III комплекса Линдстрёма, характеризующего в Швеции верхнюю часть латорпского горизонта, т. е. биллингенский подгоризонт. И вполне вероятно предположение, что уровень, соответствующий основанию латорпского горизонта (основанию аренига), находится даже ниже, чем подошва зоны „G — 1". Так что вопрос об основании аренига в разрезах Северной Америки, а соответственно и об изменении состава трилобитов на этом рубеже остается пока открытым.

Таким образом, в областях развития атлантических фаун проследить изменение состава трилобитов на рубеже тремадок — ареиг можно лишь в ограниченном числе районов. В районах распространения тихоокеанских фаун не удается проследить изменения состава трилобитов на этом рубеже, вследствие трудностей, возникающих при установлении подошвы аренига.

В целом в течение времени от конца позднего кембрия и до аренига трилобитовая фауна претерпела относительно быстрые и существенные изменения. Семейства, преобладавшие в дотремадокское время, в основном почти все угасли после тремадока. В тремадоке появилось несколько небольших по объему семейств с коротким временем своего существования, которые сопровождались ранними представителями семейств, ставших преобладающими в составе послетремадокской фауны. Подробное рассмотрение состава и особенностей трилобитов тремадока можно найти в работе Г. Уиттингтона (Whittington, 1966a), который справедливо называет этот период времени критическим в эволюции трилобитов.

Среди тремадокских трилобитов присутствуют типично кембрийские семейства. Это, в первую очередь, агностиды и олениды, которые характеризуются чрезвычайным разнообразием в кембрии и в резко сокращенном объеме продолжают развиваться в ордовике. При этом агностиды существуют до конца ордовика, а олениды примерно до его середины.

Некоторые семейства, обычно немногочисленные по родовому составу, особенно характерны для тремадока, но единичные роды могут встречаться и в более молодых отложениях. В их числе Harpididae, Orometopidae, Hapalopleuridae, Lichakephalidae, Shumardiidae, Eulomidae, Pletopeltidae, Ceratopygidae, хотя ранние представители трех последних появляются еще в кембрии.

Ряд семейств возникает в тремадоке или несколько ранее, широко представлены в отложениях этого возраста, но максимального своего разнообразия достигают позднее. Это Harpidae, Asaphidae (единичные представители известны из кембрия), Hungaiidae, Nileidae, Remopleurididae, Cyclopygidae, Pliomeridae, Homalonotidae, Bathyridae, Cheiruridae, Lichidae и некоторые другие. Даже из этого краткого перечисления семейств трилобитов создается впечатление, что своеобразная фауна тремадока генетически теснее связана с ордовикской фауной, чем с кембрийской. Тремадок можно считать временем становления более молодой ордовикской фауны трилобитов. И в этом случае вопрос о том, к какой же системе должен быть отнесен тремадок, решается в пользу ордовика, а не кембрия.

Конодонты

Несмотря на неясность биологической принадлежности организмов — кондонтоносителей, за последние два десятилетия конодонты прочно вошли в число ведущих групп фауны, используемых для стратификации и корреляции ордовикских разрезов. Особенно это относится к средне- и позднеордовикским конодонтам. Заметно слабее изучены тремадокские комплексы и совсем мало сведений о кембрийских конодонтах, которые, насколько сейчас известно, представлены очень простыми формами, не обладающими заметным морфологическим разнообразием, мало изменяются во времени, что затрудняет пока возможность их использования для расчленения кембрия. В тремадоке конодонты же более разнообразны и изменчивы, и это позволяет обособлять отдельные сообщества, иногда называемые зонами, иногда — фаунами или ассоциациями. Степень изученности позднекембрийских и тремадокских конодонтов оставляет желать еще очень многого, прежде чем они станут инструментом при решении кембро-ордовикской границы. Это усугубляется еще и тем, что в Великобритании пока вообще неизвестны конодонты позднего кембрия, тремадока и начала аренига. В Скандинавии конодонты встречены лишь в верхнем кембрии и цератопигиевых известняках верхнего тремадока, а нижний и низы верхнего тремадока здесь также конодонтами не охарактеризованы. Так что на современном уровне знаний пока нет убедительных данных по конодонтам для обоснования любого из трех обсуждаемых вариантов кембро-ордовикской границы ни в типовом, ни в стратоэталонном регионах. Те же разрезы, в которых прослежена смена сообществ конодонтов (Австралия, США, Канада) для возрастного интервала верхний кембрий-тремадок, еще нуждаются в детальной корреляции с типовыми, прежде чем говорить об изменении комплексов конодонтов на любом из трех потенциально возможных уровней границы. Однако полученные за последнее десятилетие материалы по тремадокским конодонтам дают обнадеживающие результаты.

а) Основание нижнего тремадока. В непрерывных карбонатных разрезах Западного Квинсленда (Австралия) установлена последовательная смена конодонтовых сообществ в отложениях, коррелируемых по другим группам фауны с верхним кембрием — тремадоком (Jones et al., 1971; Druce, Jones, 1971) (табл. 1).

В отложениях, относимых здесь к верхнему кембрию, встречаются виды родов *Coelocerodontus, Oneotodus, Sagittodontus* и *Westergaardodina,* из которых только *Oneotodus nakamurai* Nogami переходит в вышележащие отложения. Среди этих конодонтов такие формы, как *Coelocerodontus primitivus, Sagittodontus dahlmani* и *Westergaardodina amplicava* встречаются в оленидной серии Скандинавии (зоны Peltura minor — Acrocare), что позволяет коррелировать отложения пейнтонского горизонта Австралии с верхним кембрием. Выше это кембрийское сообщество сменяется ассоциацией *Cordylodus proavus* Muller, *Cordylodus* cf. *proavus* в сопровождении нескольких видов *Oneotodus.* Уровень появления *C. proavus* принимается австралийскими геологами (Jones et al., 1971) за основание тремадока. Вверх по разрезу наблюдается последовательная смена сообществ конодонтов, определяющая зональность тремадока (см. табл. 1). Уровень смены комплексов, связанный с появлением *Cordylodus proavus,* прослеживается и в некоторых разрезах Северной Америки. В южной части канадских Скалистых гор (Альберта) изучены разрезы формации Сорвей-Пик — переход-

Таблица 1

Конодонтовая зональность тремадока Австралии (по Jones et al., 1971)

Тремадок	Уорендский горизонт	6 зона Chosodina herpurthi — Acodus
		5 зона Cordylodus rotundatus — Cordylodus angulatus
		4 зона Cordylodus prion — Scolopodus
	Дэтсонский горизонт	3 зона Cordylodus oklahomensis — Cordylodus lindströmi
		2 зона Oneotodus bicuspatus — Drepanodus simplex
		1 зона Cordylodus proavus
Верхний кембрий	Пейнтонский горизонт	Зоны не выделены

ных отложений от верхнего кембрия к нижнему ордовику (Derby et al., 1972) с детальным отбором проб на конодонты. В результате было установлено четыре конодонтовых сообщества, сменяющие друг друга по разрезу. Первое из них включает виды родов *Oistodus, Oneotodus, Proconodontus*. Во втором к ним присоединяются *Hirsutodontus hirsutus* Miller, *Cordylodus proavus* Müller и *Cordylodus oklahomensis* Müller. Появление сообщества с *Cordylodus proavus* совпадает с нижней границей трилобитовой подзоны Corbinia apopsis зоны Saukia тремпильонского яруса.

Третье сообщество конодонтов отличается от второго лишь появлением *Fryxellodontus inornatus* Miller и исчезновением *Oneotodus tenuis* Miller. Появление третьего сообщества конодонтов совпадает с основанием трилобитовой зоны Missisiquoia базального ордовика, по представлениям американских геологов.

Чрезвычайно сходная, почти аналогичная смена конодонтовых сообществ наблюдается и в формации Ноч-пик (Noch-Peak) западной части штата Юта (Miller, 1969). Здесь также сообщество с *Oistodus, Proconodontus, Oneotodus* сменяется сообществом *Cordylodus proavus* и сопровождающими его формами. Появление *Cordylodus proavus* совпадает здесь, как и в Канаде, с нижней границей подзоны Corbinia apopsis.

Сообщество *Cordylodus proavus* в сопровождении других конодонтов установлено в формации Тенью в Нью-Мексико (Robison, Pantoja-Alor, 1968). Здесь конодонты встречаются в одних слоях с трилобитами, имеющими сходство с нижнетремадокскими формами Скандинавии и Аргентины и видами *Saukia* американского тремпильо. Формация Тенью несогласно залегает на докембрийских образованиях, поэтому неизвестным остается ее нижний возрастной предел. Вполне возможно, что она отвечает какой-то верхней части нижнего тремадока, ибо в конодонтовом сообществе здесь вместе с *C. proavus* определен *C. angulatus* Pander, который в австралийских, прибалтийских и скандинавских разрезах появляется в более высоких горизонтах тремадока. Тем не менее раннетремадокский возраст этой части формации Тенью у исследователей пока не вызывает сомнений.

Сообщество *Cordylodus proavus* и *Oneotodus singulai* было встречено в отложениях погурейской свиты на Полярном Урале (Наседкина, 1971), раннетремадокский возраст которой устанавливается по брахиоподам.

Исходя из распространения и стратиграфической приуроченности сообщества конодонтов *Cordylodus proavus,* можно предположить, что оно характеризует нижнетремадокские отложения. В этом случае целоцеродонтиды и вестергаардодиниды можно считать верхнекембрийскими, а для тремадока будет характерным разнообразие кордилодид и сколоподид. Закономерная смена этих сообществ в разрезах Австралии и Северной Америки дает возможность предположить, что уровень появления *Cordylodus proavus* может быть принят за основание нижнего тремадока. Начиная с этого рубежа, резко возрастает морфологическое разнообразие конодонтов (Druce, Jones, 1971).

б) Основание верхнего тремадока. Верхнетремадокские конодонты установлены в Скандинавии в цератопигиевых известняках и составляют сообщество, выделенное Линдстрёмом в качестве «зоны 1» (Lindström, 1955, 1960). Ведущее значение в этом сообществе имеют *Cordylodus angulatus* Pander, *C. rotundatus* Pander, *Oistodus inaequalis* Pander, *Oneotodus variabilis* Lindström и другие формы. Этот комплекс занимает совершенно определенное положение в верхах верхнего тремадока, но нижний возрастной предел его распространения в скандинавских разрезах пока еще не установлен из-за отсутствия сведений о конодонтах более древних отложений.

В Эстонии, в маардуской пачке пакерортского горизонта, возраст которого принимается как раннетремадокский (Мянниль, 1966), встречены *Cordylodus prion* Linds., *C. angulatus* Pander, *Oneotodus variabilis* Linds., *Acodus* (Вийра, 1968). Все эти формы присутствуют и в зоне 1 Линдстрёма и в варангусских слоях Северной Эстонии, коррелируемых с верхним тремадоком (Вийра, 1968). В варангусских слоях, кроме перечисленных выше, встречены и *Oistodus inequalis* Pand., *Drepanodus numarcuatus* Linds., *Oistodus parallelus* Pander, *Drepanodus suberectus* (Branson et Mehl.) и ряд других форм. Точный уровень, определяющий смену маардуского и варангусского комплексов, не установлен в едином разрезе.

В Западном Куинсленде (Австралия) сообщество с *Cordylodus rotundatus, Cordylodus angulatus*, отвечающее одноименной зоне («зона 5»), сменяет сообщество зоны Cordylodus prion — Scolopodus («зона 4») и между ними наблюдается определенная преемственность. Среди конодонтов зоны 5 Австралии присутствует значительное число общих форм с теми, которые характеризуют зону 1 Линдстрёма, что служит косвенным доказательством вероятной одновозрастности отложений, содержащих эти комплексы. И австралийские геологи (Druce, Jones, 1971) считают возможным принимать возраст отложений, содержащих кондонтов зон 5 и 6, позднетремадокским. Но остается пока открытым вопрос, где же должна проходить нижняя граница верхнего тремадока — в основании зоны 5 или ниже, в основании зоны 4 с *Cordylodus prion-Scolopodus?* Создается представление, что пока еще нет достаточно убедительных доказательств тому, какое же сообщество конодонтов может датировать основание верхнего тремадока.

в) Основание аренига. Смена состава конодонтов в основании аренига прослежена в хорошо документированных разрезах Скандинавии (Lindrström, 1955, 1960, 1971) и Прибалтики (Вийра, 1966, 1968). Среди

раннеаренигских конодонтов преобладают простые конические формы (*Acontiodus, Acodus, Drepanoistodus, Oistodus, Paroistodus* и др.), виды рода *Prioniodus* и близких к нему других мультиэлементных родов (*Amorphognatus* и *Periodus*) (Bergström, 1973), в то же время кордилодиды, широко представленные в тремадокских фаунах, теряют здесь свое значение. В основании раннего аренига обособляется зона Paroistodus proteus (Linds.), в составе комплекса которой, кроме индекс-вида, в Скандинавии присутствуют *Paltodus inconstans* Linds., *Oistodus gracilis* Linds., *O. forceps* Linds., *O. parallelus Pander, Paracordylodus gracilis* Linds. (Lindström, 1960). В других районах подобная смена конодонтовых сообществ на этом уровне пока не прослежена.

Проведенный краткий обзор конодонтов показывает, что конодонты являются весьма перспективной группой при решении вопроса кембро-ордовикской границы и требуют дальнейшего изучения. На современном уровне знаний отчетливо фиксируется два уровня смены конодонтов. Первый из них связан с резким изменением состава в основании зоны Cordylodus proavus. Этот уровень прослеживается в разрезах Куинсленда Австралии и в ряде разрезов на западе Североамериканского континента и, вероятно, коррелируется с основанием нижнего тремадока. Достоинством этого рубежа является прослеживаемость на разных континентах, но нечеткая связь с трилобитовыми и граптолитовыми фаунами эталонных разрезов несколько снижает его значение.

Второй уровень связан с основанием нижнего аренига и определяется появлением Paroistodus proteus и сопровождающих его форм. Достоинство этого рубежа состоит в том, что он отчетливо привязан к трилобитовым и граптолитовым фаунам эталонных разрезов, но это сообщество узнается пока на ограниченной территории Скандинавии и Прибалтики.

Основание верхнего тремадока еще не фиксируется достаточно отчетливо.

Возможность проследить по конодонтам на широких площадях разных континентов основание нижнего тремадока дает ему определенные преимущества при решении вопроса кембро-ордовикской границы.

Если оценивать биостратиграфическое значение каждого из трех рубежей, которые обсуждаются в качестве возможного варианта границы между системами, то на современном этапе знаний, вероятно, можно отдать предпочтение основанию тремадока. По отдельным ведущим группам фауны или по их сочетаниям этот рубеж может быть прослежен в большинстве регионов развития ордовика на Земном шаре и является более универсальным, чем любой другой уровень.

Х. С. Розман

Граница ордовика и силура

Граница ордовикской и силурийской систем изучена к настоящему времени в немногочисленных разрезах с непрерывной последовательностью или с непродолжительным перерывом у рубежа. Кроме того, подобные разрезы лишь в исключительных случаях являются монофациальными — в Южной Шотландии, в Западной Прибалтике, в Средней Азии, в Западной Туве, в Северных Аппалачах и в Канаде; гораздо чаще они разнофациальны, что затрудняет изучение последовательности бентосных и пелагических групп фаун.

Имеющиеся в литературе сведения позволяют судить о том, что граница ордовика и силура не являлась резким рубежом в развитии раннепалеозойских организмов: не было ни полного вымирания, ни появления каких-либо групп. Вместе с тем, отмечаемые изменения в составе отрядов, надсемейств и семейств на рубеже ордовика и силура происходили в эпоху радикальных физико-географических преобразований. Наиболее важным событием, отразившимся на осадконакоплении и фауне ашгилльских бассейнов было существование ледниковых покровов в Северной Африке и, предположительно, в Южной Америке. Существование этих покровов, как полагает Шихан (Sheechan, 1973), вызвало понижение уровня океана и резкое обмеление эпиконтинентальных морей. По-видимому, похолодание, связанное с ледниковыми покровами, особенно отразилось на стенотермной раковинной и планктонной фаунах. Так, по мнению Берри (Berry, 1973), это похолодание отразилось на составе граптолитов конца раннего лландовери.

Формирование ашгилльской фауны протекало в условиях поясной климатической и зоогеографической дифференциации.

В начале силура в условиях широких трансгрессий силурийская фауна являлась практически космополитной. Этот переход от резко дифференцированных позднеашгилльских фаун к почти однотипным лландоверийским и является наиболее характерной чертой развития органического мира у границы ордовика и силура.

В настоящем очерке рассматриваются типы позднеашгилльских фаун и характер изменения их основных групп у границы ордовика и силура. При этом из бентосных фаун более детально рассматриваются брахиоподы, хорошо освещенные в литературе и наиболее полно отражающие дифференциацию ашгилльских фаун.

История вопроса

История выделения границы ордовика и силура тесно связана с изучением разрезов их типового региона — Великобритании. При выделении ордовикской системы в Англии (Уэльсе) Лэпвортом (Lapworth, 1879a)

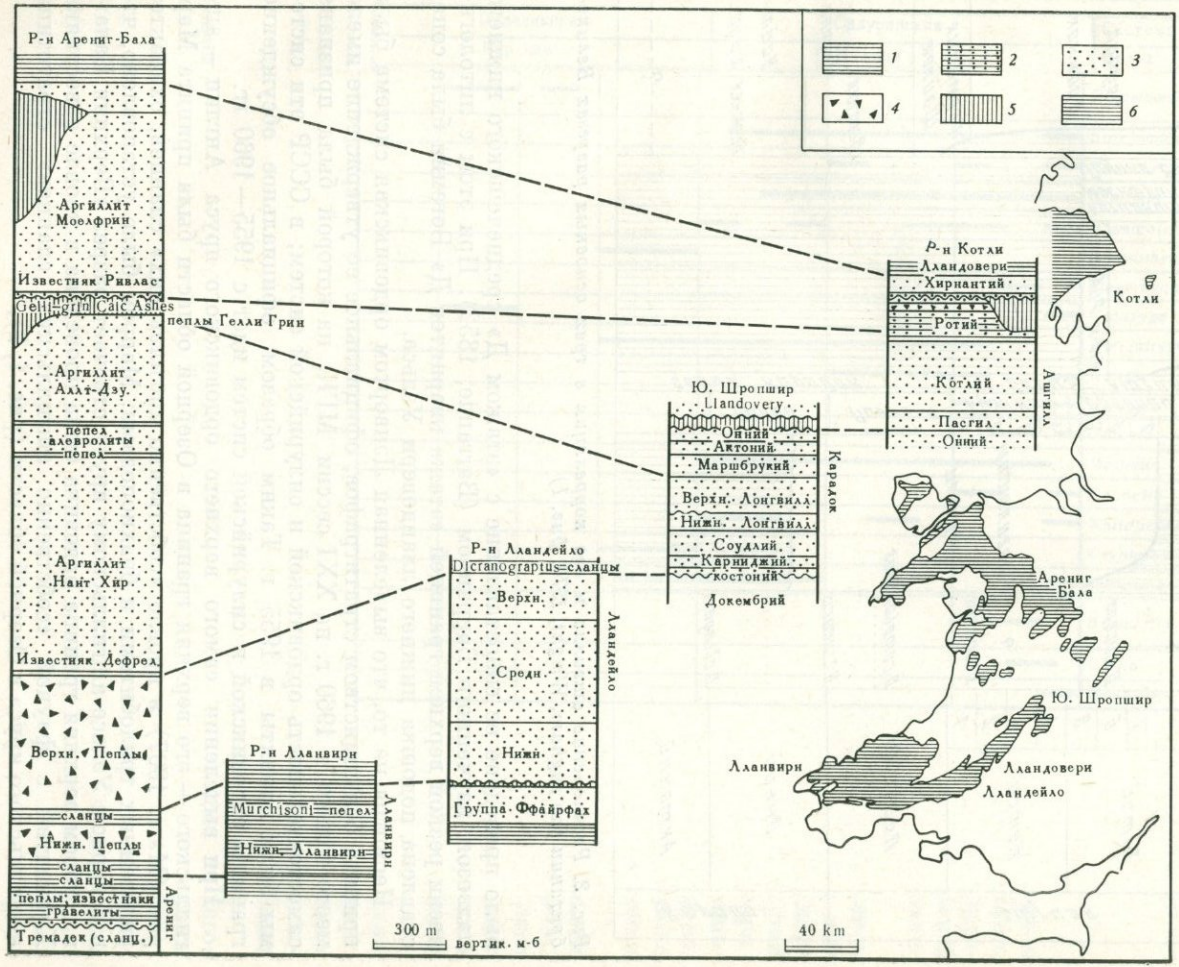


Рис. 1. Соотношение и объем основных разрезов ордовикских ярусов (серий) Англии и Шотландии (по Williams et al., 1972, фиг. 1)

1 — граптолитовые фации; *2* — фации смешанных фаун; *3* — фации раковинных фаун; *4* — фаунистические неохарактеризованные вулканические отложения; *5* — перерывы в разрезах; *6* — выходы ордовика

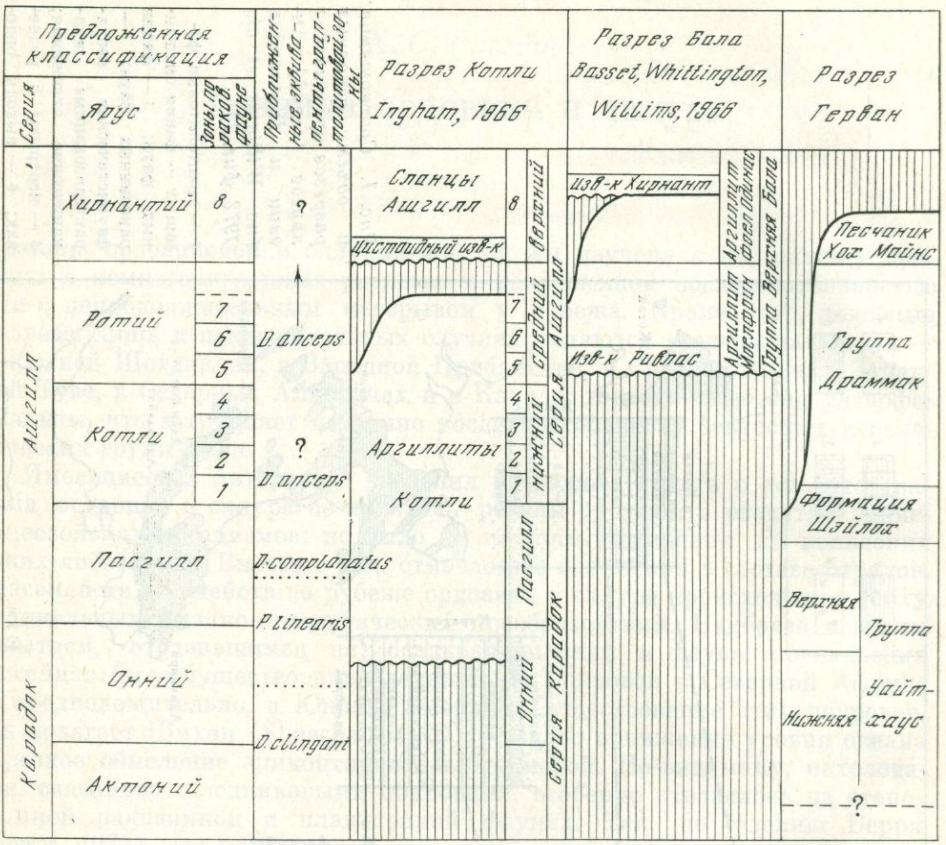


Рис. 2. Расчленение ашгилла и его корреляция в трех основных разрезах Великобритании (по Ingham, Wright, 1970, фиг. 1)

было проведено ее сопоставление с «этажом Д» среднечешского нижнего палеозоя, изученного Баррандом (Barrande, 1852). При этом с литологически резкой верхней границей «этажа кварцитов Д» Богемии была сопоставлена подошва нижнего лландовери Уэльса.

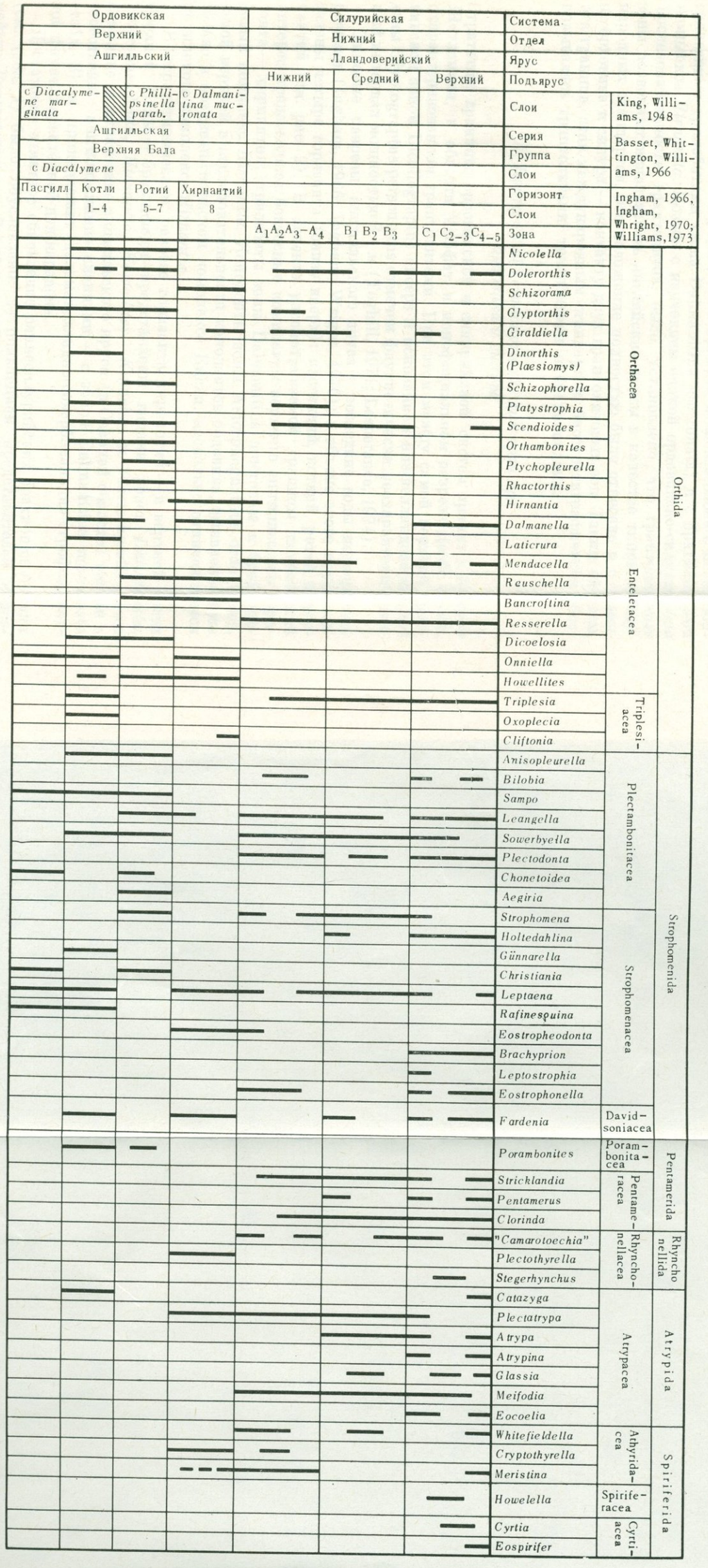
Несмотря на то, что выделенная Лэпвортом ордовикская система была принята большинством стратиграфов, официальное ее утверждение имело место только в 1960 г. на XXI сессии МГК, на которой была признана самостоятельность ордовикской и силурийской систем; в СССР эти системы были приняты в 1955 г. Таким образом, официальное обсуждение границы ордовикской и силурийской систем идет с 1955—1960 гг.

При выделении самого верхнего ордовикского яруса Англии — ашгиллского — его верхняя граница в Озерной области была принята Марром (Marr, 1907) в кровле «собственно ашгилльских» сланцев, охарактеризованных трилобитами и брахиоподами. Марром было установлено, что в Северном Уэльсе ашгилльскому ярусу отвечает разрез «Верхняя Бала», в котором верхняя граница ордовика была проведена в кровле известняка Хирнантий с фауной «собственно ашгилльских сланцев» стратотипа ашгилльского яруса в Озерной области (рис. 1, 2).

Границы геологических систем

Таблица 1

Распространение родов брахиопод ашгилла и лландоверри в разрезах Великобритании



В целом, в Великобритании верхняя граница ордовика, впервые установленная по бентосной фауне, была принята в кровле слоев с позднеашгиллькими трилобитами (зона Dalmanitina mucronata) и с брахиоподами комплекса *Hirnantia*. Позже, с изучением единой ордовикско-силурийской последовательности граптолитов, было установлено, что граптолитовые зоны позволяют использовать английские ярусы в качестве типов международных стандартов. Это положение полностью было отнесено и к границе ордовика и силура — контакту двух граптолитовых зон. Таким образом, эта граница, став международным стандартом, биостратиграфически обосновывалась граптолитами, трилобитами и брахиоподами.

А. Британский (стандартный) тип границы ордовика и силура

Стратотип границы ордовикской и силурийской систем принят в Южной Шотландии, в области Моффат, в монофациальном разрезе Доббс Линн, охарактеризованном граптолитами. При этом между самой верхней ордовикской зоной Dicellograptus anceps и основанием нижнелландоверийской зоны Glyptograptus persculptus отмечен фаунистически неохарактеризованный интервал мощностью 3,1 *м* (Toghill, 1971; Lesperance, 1974).

Типовые разрезы ашгилльского яруса в последние годы подверглись ревизии (Ingham, 1966; Ingham, Wright, 1970); в объеме этого яруса выделены четыре горизонта (снизу вверх): пасгиллий, котлий, ротий и хирнантий (см. рис. 2). В аспекте рассматриваемой границы наибольший интерес представляют бентосные комплексы верхнего ашгилльского горизонта — хирнантия: трилобиты зоны Dalmanitina mucronata и брахиоподовый комплекс *Hirnantia*. Конодонты зоны Amorphognathus ordovicicus, самой верхней в последовательности конодонтов ордовика, выявлены пока только в позднеашгилльском комплексе Кисли, несколько отличающемся от типового комплекса *Hirnantia*.

В стратотипическом разрезе горизонта хирнантий — в верхней части Верхней Балы — брахиоподы представлены видами родов *Dalmanella, Eostropheodonta, Hirnantia, Howellites, Kinnella* и *Plectothyrella*. Этот комплекс в стратотипе ашгилльского яруса (в Озерной области) связан с «собственно ашгилльскими» сланцами — с зоной Dalmanitina mucronata (табл. 3) и принадлежит дальманеллидно-совербиеллидно-строфоменидной фауне, характерной для карадока.

Достаточно заметное обновление раннесилурийских брахиопод Англии (см. табл. 1) было обусловлено: 1) появлением представителей надсемейств Pentameracea и Spiriferacea, 2) частичным изменением состава надсемейств Orthacea, Enteletacea, Plectambonitacea, Strophomenacea и Atгурасеа. При этом из 30 родов, известных в ашгилле, половина переходит в лландоверийскую часть разрезов (см. табл. 3).

Трилобиты горизонта хирнантий относятся к зоне Dalmanitina mucronata, детально рассмотренной в работах Килан (Kielan, 1956), Януссона (Jaanusson, 1963), Уайттингтона и Вилльямса (Williams et al., 1972), М. К. Апполонова (1970). Комплекс этой зоны трилобитов сохранил энкринуридно-илленидно-одонтоплеуридный тип фауны, характерный для всего ашгилла (Williams, 1969).

Граптолиты позднего ашгилла относятся к карадок-ашгилльскому (орто-дицеллограптидному) подтипу диплограптидного типа фауны, раз-

витие которой шло с начала лланвирна. Следующий рубеж — появление акидограптовой фауны, падает на ранний лландовери. В связи с этим основание зоны Glyptograptus persculptus, по которому проведена граница ордовика и силура, является не столь резким рубежом, как граница нижнего и верхнего ордовика Великобритании, принятая по основанию зоны Nemagraptus gracilis (s. l.), с которой началось развитие нема-дицеллограптидного подтипа.

Определяющим для принятия верхней границы ордовика в Британском стандарте по такому нерезкому рубежу в развитии граптолитов явилось традиционное отношение к первоначально установленной границе между ашгилльским и лландоверийским ярусами.

В связи с пониманием границы ордовика и силура в основании зоны Glyptograptus persculptus Британского стандарта, небезынтересно остановиться на данных, приводимых Лесперансом (Lesperance, 1974, стр. 18). В его работе отмечено, что базальные слои лландовери (A_1) в типовом районе подстилаются слоями с *Glyptograptus persculptus* и *Diplograptus* cf. *modestus parvulus*. Кроме того, в разрезе Нод Глас (юго-западнее района Аберниг-Бала) *Glyptograptus persculptus, Orthograptus truncatus socialis* и *Diplograptus modestus parvulus* обнаружены вместе с *Hirnantia sagittifera* и *Eostropheodonta hirnantensis*. Эти данные свидетельствуют о частичной принадлежности комплекса *Hirnantia* к зоне Glyptograptus persculptus, что заставляет с осторожностью подходить к оценке в Британском стандарте границы ордовика и силура по граптолитам.

Позднеашгилльские трилобиты зоны Dalmanitina mucronata и брахиоподы комплекса *Hirnantia* широко распространены за пределами Великобритании — в регионах, на которых мы кратко остановимся ниже.

В Чехословакии, в косовских слоях изучены (Havliček, Vanek, 1966) брахиоподы, наиболее близкие к ирландскому позднеашгилльскому комплексу Килдар и к английскому (из юго-западной части Озерной области) комплексу Кисли. Косовские брахиоподы, обнаруженные вместе с *Amplexograptus bohemicus* и трилобитами зоны Dalmanitina mucronata, сменили кралувдворский комплекс с *Dicellograptus anceps*. Раннелландоверийские отложения в Чехословакии не известны.

Необходимо отметить, что наиболее древние *Hirnantia* известны именно в Чехословакии — в раннекарадокском комплексе Либен и в вышележащих карадокских комплексах Летна, Захожане и Богдалец, что свидетельствует о возникновении фауны *Hirnantia* в карадокских бассейнах Центральной Европы.

Ашгилльские комплексы *Hirnantia* известны в Северной Африке в раннеашгилльских отложениях свиты Ктауа Марокко и в позднеашгилльских отложениях свиты Бани II Марокко и свиты Мемуниа Западной Ливии (Destombes, 1968; Havliček, 1971; Havliček, Massa, 1973).

В Польше фауна *Hirnantia* известна из залесских слоев (Temple, 1965), а граница ордовика и силура принята в 2 *м* выше прослоя с фауной *Hirnantia* — в основании зоны Akidograptus ascensus.

В Швеции, где известны далманитиновые слои, положение границы ордовика и силура долгое время оставалось дискуссионным в связи с неоднозначной датировкой этих слоев. Позднеашгилльский возраст зоны D. olini был окончательно доказан в последние годы, когда из зоны D. mucronata в Вестерготланде была изучена разнообразная позднеашгильская брахиоподовая фауна *Hirnantia* (Bergström, 1968). Обеднен-

ные комплексы этой фауны были отмечены в разрезах Эстерготланда, Даларны и Емтланда Швеции. В кровле далманитиновых слоев с фауной *Hirnantia* залегают нижнелландоверийские сланцы с *Rastrites* и *Leonaspis*, нижняя часть которых сопоставлена с зоной Glyptograptus persculptus.

Аналогом дальманитиновых слоев Швеции в Западной Латвии служит кулдигская пачка с *Dalmanitina mucronata, Brongniartella platynota, Dalmanella testudinaria, Rafinesquina expansa, Leptaena cf. rugosa, Hindella? cassidea* и характерными остракодами, близкими к комплексу остракод из слоев 5*в* Норвегии (Ульст, Гайлите, 1970). Л. К. Гайлите и Р. Ж. Ульст подчеркивают, что кулдигская пачка, по-видимому, отвечает только нижней части далманитиновых слоев, а верхняя часть последних скорее всего, одновозрастна с салдусской и пилтенской пачками. Салдусская пачка содержит *Rafinesquina expansa* (Sow.), *Paucicrura*? sp. и остракоды; пилтенская пачка (оолитовые известняки) фаунистически не охарактеризована. Граница ордовика и силура условно принята по региональному размыву в кровле кулдигской пачки, хотя изменение фауны происходит выше (на 4—5 *м*) (Ульст, Гайлите, 1970).

В разрезах верхней части ордовика Северных Аппалачей — районов Мэн, Квебек, Нью-Брунсвик и Нью-Фаундленд (Neuman, 1968) обнаружены разнообразные ашгилльские комплексы. Комплексы, сопоставляемые с фауной *Hirnantia*, выявлены в разрезах графства Арастук (Мэн), в районе Гаспе и на о. Новый Свет (Neuman, 1968). В типовом разрезе формации Уайт Хед в Квебеке установлены: верхнекарадокские сланцы с граптолитами зон Dicranograptus clingani и Pleurogratus linearis, карадок-ашгилльские песчаники, раннеашгилльские слои с *Phillipsinella parabola*, среднеашгилльские слои с *Phillipsinella parabola* и элементами фауны *Hinantia;* для наиболее молодых комплексов формации Уайт Хед Лесперанс (Lesperance, 1974) указал совместное нахождение ашгилльских трилобитов *Dalmanitina mucronata, D. olini, Brongniartella* и силурийских граптолитов *Glyptograptus sp., Climacograptus rectangularis, C. medius.* В силурийской части формации Уайт Хед он отметил *Monograptus* cf. *communis rostratus* E. et W. вместе с трилобитами *Murphycops skidmorei Lesp.*

В другом хорошо изученном карбонатном разрезе о-ва Антикости выявлен брахиоподовый комплекс формации Эллис-Бей, который одними исследователями (Boucot, Johnson, 1967) относится к лландоверийскому; при этом граница ордовика и силура принимается в подошве формации Эллис-Бей, по основанию пачки с *Eospirigerina praemarginalis* (*Savage*). Другими эта граница проводится в кровле формации Эллис-Бей по границе пачки с *Parastrophinella rewersa* и пачки с *Zygospiraella.* Последняя отнесена к раннему лландовери, а вышележащая пачка с *Virgiana barrandei* — к среднему. В Центральных штатах (Иллинойс, Миссури) фауна *Hirnantia* обнаружена в формации Эджвуд — над ричмондскими отложениями формации Макокета; в разрезах пояса Уошито, в Оклахоме, *Hirnantia* характеризует формацию Кил, отложения которой согласно перекрывают сланцы Сильван зоны Dicellograptus complanatus ornatus (Amsden, 1971). В большинстве районов Аппалачей ашгилльские (верхнецинциннатские) отложения перекрыты верхнелландоверийскими конгломератами, по основанию которых и фиксируется граница ордовика и силура.

В заключение обзора верхней границы ордовика, проводимой по распределению раковинной позднеашгилльской фауны Британского стандарта, остается остановиться на разрезах Юго-Восточной Азии, где эта фауна выявлена в последние годы.

В Южном Китае граница ордовика и силура по граптолитам установлена в сланцах Уфен (провинции Гуйчжоу-Сычуань), где в маломощном разрезе (до 7,0 *м*) выделены (сверху вниз) (Sheng, 1964):

нижние сланцы с *Dicellograptus scechuanensis, D. complanatus ornatus, Climacograptus, supernus, Orthograptus quadrimucronatus O. truncatus abbreviatus;*

верхние «сланцы» — темносерые глинистые известняки и мергели с *Dalmanitina nanchengensis* Lu, *D. mucronata* (Brongn.) и др.

Верхняя граница ордовика проводилась в кровле нижних граптолитовых сланцев с *Dicellograptus scechuanensis*, подстилающих известняки и мергели с *Dalmanitina* (Kobayashi et al., 1964). Однако в последние годы слои с *Dalmanitina* включаются в объем ашгилльского яруса верхнего ордовика Юго-Восточной Азии: в Сычуани-Гуйчжоу — верхние сланцы Уфен с *D. nanchengensis* Lu (Sheng, 1964); в Бирме — слои Пансапье (низы) с *D. hastingsi* (Reed) и брахиоподами *Hirnantia*. Лландоверийский возраст слоев с *Dalmanitina* отстаивается только Кобаяси (Kobayashi et al., 1964).

Б. Норвежско-Казахстанский тип границы ордовика и силура

Граница этого типа впервые выявлена в Норвегии, в разрезе грабена Осло, где была установлена последовательность верхнеордовикских («слои 5*а*» и «5*в*») и нижнелландоверийских («слои 6») отложений.

Фауна «слоев 5*в*» долгое время служила предметом дискуссии при установлении границы ордовика и силура, так как она, во-первых, содержит виды надсемейства Pentameracea, представители которого считались типичными силурийскими, и, во-вторых, зональная принадлежность «слоев 5*в*») оставалась в стратотипе неясной.

Большинство исследователей считало «слои 5*в*» силурийскими, описывая их в качестве базальных лландоверийских отложений (Холтедаль, 1957). Другие (Kjaer, 1902; Strand, Henningsmoen, 1960) относили «слои 5*а*» и «5*в*» к позднеашгилльской зоне Dalmanitina, подчеркивая при этом недостаточную обоснованность такой корреляции: в «слоях 5*а*» были обнаружены из трилобитов только *Tretaspis latilimba* (Linnars.), *Chasmops* sp. и *Dalmanitina sp.*, в «слоях 5*в*» трилобиты не обнаружены.

Детальными исследованиями Спьелднесса (Spjeldnaes, 1957) было установлено, что в рассматриваемом стратотипе имеются «слои 5*с*» — конгломераты, залегающие несогласно на «слоях 5*в*» и перекрытые с размывом «слоями 6*а*». «Слои 5*с*», литологически тесно связанные со «слоями 5*в*», Спьелднесс отнес к самым верхам ордовикского разреза, так как в залегающих выше самых нижних силурийских слоях («6*а*») известен *Climacograptus scalaris normalis*, характерный для нижних слоев лландовери Великобритании.

Несогласия в подошве и кровле «слоев 5*с*» свидетельствуют, по мнению Спьелднесса, о перерывах различной продолжительности: от длительного интервала «4*с*»-«6*в*» до кратковременного — только в низах «6*а*».

К возможным аналогам «слоев 5*с*» Р. М. Мяннилем (1966) предположительно отнесены оолитовые известняки, распространенные в Литве выше известняков с *Holorhynchus,* а в Северо-Западной Латвии — выше слоев с *Dalmanitina mucronata.* Таким образом, в стратотипе Норвежско-Казахстанского типа границы в отличие от Британского стандарта, отсутствует зональное обоснование границы и по граптолитам и по трилобитам. Характерным является состав брахиопод (табл. 2), кораллов, головоногих и остракод. В стратотипе, в грабене Осло, фаунистически охарактеризованными являются ашгилльские отложения — «слои 5а» и «5в» и раннелландоверийские — «6*а*».

В «слоях 5*а*» — так называемом гастроподовом песчанике из брахиопод выявлены виды родов *Nicolella, Platystrophia, Triplesia, Sowerbyella* и *Leptaena,* из трилобитов — *Tretaspis latilimba Kjaer, Chasmops* sp. и *Dalmanitina* sp., среди кораллов руководящим видом признана Sarcinula *organa* (Linn.). В «слоях 5в» — известковистом песчанике выявлены брахиоподы: в нижней части (плитняковые и известняковистые песчаники) *Sowerbyella sericea* (Sow.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., и *Rafinesquina expansa* (Sow.), (Kjaer, 1897), а выше, в криноидно-коралловых известняках — *Platystrophia biforata* Schl., *Sowerbyella sericea, Leptaena rhomboidalis* и ранние Pentameracea: *Clorinda kjerulfi* Kjaer, *Holorhynchus giganteus* Kjaer, *Proconchidium münsteri* (Joseph), *Hindella crassa* (Kjaer) (Kjaer, 1897; St.-Joseph, 1938; Amsden, 1964).

Среди брахиопод «слоев 5*а*» и «5*в*» (см. табл. 2) выделяются: 1) *Nicolella* — типичный ордовикский род, 2) общие ордовикско-лландоверийские роды *Platystrophia, Triplesia, Sowerbyella, Strophomena* и *Leptaena,* составляющие элементы ордовикской фауны, 3) *Clorinda, Holorhynchus, Proconchidium* и *Hindella,* являющиеся силурийскими элементами среди фауны «слоев 5*в*»; при этом *Holorhynchus giganteus* и *Hindella crassa* отмечены в качестве руководящих видов для «слоев 5*в*» (Strand, Henningsmoen, 1960).

Лландоверийские брахиоподы в разрезах грабена Осло (слои 6—7) представлены Pentameracea, из которых род *Clorinda* является общим позднеордовикским — лландоверийским, а *Pentamerus* и *Stricklandia* появляются в лландовери.

Характерным для комплекса «5*в*» является содержание гелиолитид — *Plasmoporella, Propora, Protarea* и других, тесно связанных с предшествующими гелиолитидами из «слоев 5*а*», табулят — *Calopoecia, Catenipora* и других. Раковинная фауна «слоев 5*в*» — брахиоподы и кораллы, в меньшей степени остракоды и головоногие — широко распространена в пределах Евразии: в Северной Прибалтике, на Урале, в Казахстане, Средней Азии, Западной Туве и на Северо-Востоке СССР. Это позволило не только установить возрастные аналоги норвежского типа разреза, но и обосновать их зональную принадлежность, так как возрастные аналоги «слоев 5*в*» оказались охарактеризованными здесь не только брахиоподами и кораллами, но и граптолитами, трилобитами и конодонтами.

Наиболее полно палеонтологически охарактеризованный возрастной аналог «слоев 5*в*» изучен в верхних слоях ордовикских разрезов Казахстана, где проведены многочисленные исследования в Чингиз-Тарбагатае и в Чу-Илийских горах (Келлер, 1956; Бандалетов и др., 1965; Рукавишникова и др., 1968; Апполонов, 1970; Апполонов и др., 1972; Колобова, 1971; Никитин, 1972; Рукавишникова, Сапельников, 1973; Кленина, 1973).

Таблица 2

Распространение родов брахиопод в ашгилле и лландовери (в слоях «5a»—«7c») Норвегии

Ордовикская		Силурийская		Система		
Верхний		Нижний		Отдел		
Ашгилльский		Лландоверийский		Ярус		
5—*a*	5*b*	6*a*—*c*	7*a*—*c*	Слои		
—				*Nicolella*	Orthacea	Orthida
—	—			*Platystrophia*		
—				*Triplesia*	Triplesiacea	
—	—			*Sowerbyella*	Plectambonitacea	Strophomenida
	—			*Strophomena*	Strophomenacea	
—	—			*Leptaena*		
	—	—		*Clorinda*	Pentameracea	Pentamerida
	—			*Holorhynchus*		
	—			*Proconchidium*		
			—	*Pentamerus*		
		—	—	*Stricklandia*		
	—			*Meristina*?	Athyridacea	Spiriferida

В акдомбакском разрезе хр. Чингиз слои с обильными *Holorhynchus giganteus,* единичными *Eoconchidium* и коралловым комплексом *Catenipora libera* перекрыты слоями с *Tretaspis* aff. *granulata* и граптолитами зоны Climacograptus supernus s. l., верхи которой сопоставлены с зоной Dicellograptus anceps (Михайлова, 1970). Выше по разрезу выделены далманитиновые слои с *Dalmanitina* sp., подстилающие нижнелландоверийские слои с *Eospirifer chinghizicum* (Михайлова, 1970; Апполонов, 1974). В разрезах Тарбагатая в слоях с *Holorhynchus giganteus*, кроме этого вида, обнаружены местные виды родов *Proconchidium* и *Eoconchidium* (Рукавишникова, Сапельников, 1973).

По мнению М. К. Апполонова (1974), слои с *Holorhynchus giganteus* хр. Чингиз отвечают зоне Climacograptus supernus s. l. нижнего и среднего ашгилла, а далманитиновые слои являются позднеашгилльскими и соответствуют одноименным из верхнеашгилльского горизонта хирнантий.

Слоям с *Holorhynchus giganteus* в Чу-Илийских горах по положению в разрезе отвечает чокпарский горизонт с граптолитами зоны Climacograptus supernus s. l. Выше по разрезу, в улькунтасском горизонте изучены разнотипные фауны (Рукавишникова и др., 1968; Никитин, 1972; Рукавишникова, Сапельников, 1973). В известняках этого горизонта (по р. Кызыл-Сай) выявлены брахиоподы родов *Proconchidium, Tcherskidium* и *Prostricklandia,* кораллы *Agetolites, Palaeofavosites, Catenipora, Plasmoporella* и др. и трилобиты *Stenopareia, Sphaeroxochus* и др. В пелитоморфных известняках и алевролитах этого же улькунтасского горизонта (в верховьях р. Ащису) обнаружен очень интересный комплекс: брахиоподы — *Hirnantia* sp., *Eostropheodonta* aff. *hirnantensis* (M'Coy), *Rajinesquina* ex gr. *ultrix* Havl., *Dalmanella* ex gr. *testudinaria* (Dalm.), трилобиты — *Dalmanitina mucronata, D. olini* и др. и граптолиты зоны Glyptograptus persculptus (Михайлова, 1970; Никитин, 1972; Кленина, 1973; Апполонов, 1974). В кровле далманитиновых слоев с упомянутой разнообразной фауной залегают нижнелландоверийские слои с *Akidograptus.*

Состав фауны улькунтасского горизонта осложняет установление границы ордовика и силура, так как позднеашгилльский трилобитовый комплекс далманитиновых слоев, связанный и с брахиоподовой фауной «слоев 5*в*» и с фауной *Hirnantia,* встречен в зоне Glyptograptus persculptus. В связи с этим граница ордовика и силура в Казахстане принята по кровле этой зоны или по подошве вышележащих слоев зоны Akidograptus ascensus, что не соответствует стандарту границы по граптолитам в Великобритании.

Отклонения от норвежского типа разреза имеют место на Урале, где граница ордовика и силура принята в подошве кырьинского горизонта с элементами фауны «слоев 5*в*» — *Proconchidium münsteri* и *Eoconchidium* (?) sp., отнесенными к раннему лландовери (Варганов и др., 1973; Анцыгин, Петров, 1970). Выше кырьинского комплекса этими авторами отмечен раннелландоверийский комплекс с *Stricklandia* cf. *lens.*

В Средней Азии, в Зеравшано-Гиссарской области, в районе перевала Шахриомон, А. И. Ким и Ю. Н. Апекин (Ким, 1966; Ким и др., 1975) изучили один из немногих палеонтологически охарактеризованных ашгилльско-лландоверийских карбонатных разрезов. Выше чашманкалонских слоев с *Holorhynchus giganteus* изучен наиболее верхний ашгилльский комплекс (верхнеарчалыкский), который содержит *Proconchidium*

münsteri и кораллы *Nyctopora, Lyopora, Agetolites* и *Palaeofavosites.* Зональная принадлежность верхнеашгилльских (арчалыкских) слоев остается не вполне ясной, но по присутствию *Lasiograptus* (?) *tardus* Sob. в подстилающих чашмакалонских слоях (с *Holorhynchus giganteus*) эти последние и арчалыкские слои сопоставимы с верхней частью местной ашгилльской зоны Северо-Востока СССР — зоны Dicellograptus ornatus и Climacograptus supernus.

Характерной чертой рассматриваемого разреза является, как и в разрезах района Осло, разобщенное распространение *Holorhynchus giganteus* и *Proconchidium münsteri.* В нижнелландоверийском (минкучарском) комплексе выявлен резко обновленный состав брахиопод — виды родов *Stricklandia, Zygospiraella, Protatrypa, Eospirigerina, Meifodia* и др. (Никифорова, Сапельников, 1973) и обильных кораллов — *Halysites, Syringopora, Propora, Palaeofavosites* (последний род преобладает). Нижнелландоверийские (минкучарские) слои содержат *Glossograptus* aff. *armatus* Nich. Обновленные комплексы строматопороидей, ругоз, табулят и гелиолитид, брахиопод, остракод, трилобитов, иглокожих, появляющиеся в нижнелландоверийских (минкучарских) слоях этого разреза, свидетельствуют о четкости границы ордовика и силура в кровле арчалыкских слоев с элементами фауны «слоев 5*в*».

В другом разрезе Зеравшано-Гиссарской горной области — новобаковском[1], выявлена крайне интересная последовательность позднеордовикских комплексов: алевролиты с *Hirnantia* ex gr. *sagittifera* и *Eostropheodonta hirnantensis* сменяются переслаивающимися алевролитами и глинистыми известняками с *Holorhynchus giganteus, Agetolites* и *Plasmoporella,* в верхней части разреза отмечены биостромы, состоящие в основном из скелетов *Agetolites,* а у границы ордовика и силура — известняки и доломиты с *Holorhynchus giganteus* и *Proconchidium münsteri.* Приведенная последовательность также позволяет относить брахиоподово-коралловый комплекс «слоев 5*в*» к позднему ашгиллу.

Элементы коралловой фауны «слоев 5*в*» выявлены в Западной Туве, где Е. В. Владимирской и др. (1972) изучен непрерывный ордовикско-силурийский разрез. В самой верхней части ордовикского разреза здесь обнаружены совместно остатки строматопороидей, кораллов, мшанок, брахиопод, криноидей, конодонтов и скудной ихтиофауны. Позднеашгилльский возраст этого комплекса обоснован гелиолитидами и конодонтами. Среди гелиолитид обнаружены характерные для «слоев 5*в*» и их аналогов виды родов *Plasmoporella* и *Propora;* среди конодонтов определены виды, характерные для ричмондского яруса Северной Америки — *Phragmodus undatus* Br. et Mehl., *Icriodella* cf. *superba* Rhodes, *Panderosus gracilis* (Br. et Mehl.) (Kohut, Sweet, 1969). Брахиоподовый комплекс этих слоев представлен как ордовикскими родами (*Plaesiomys* и *Glyptorthis*), так и ордовикско-силурийскими (*Hesperorthis, Mendacella, Eostropheodonta, Plectatrypa* и *Rhipidomella)*, что свидетельствует о постепенном изменении комплекса.

Несмотря на то, что в монофациальном ордовикско-силурийском разрезе Западной Тувы у границы ордовика и силура отмечено резкое изменение состава строматопороидей, табулят, мшанок и брахиопод, через эту

[1] По любезно предоставленным материалам Ю. Н. Апекина, в коллекции которого автором был выявлен комплекс с *Eostropheodonta hirnantensis.*

границу проходят общие роды: среди табулят это *Pahaeofavosites*, гелиолитид — *Propora*, мшанок — *Homotrypa* и *Hallopora*, брахиопод — *Plectatrypa* и *Rhipidomella*, морских лилий — *Bystrovicrinus*. Граница ордовика и силура в этом разрезе принята Е. В. Владимирской по изменениям в составе кораллов: по резкому обеднению гелиолитид — исчезновению в начале силура *Plasmoporella, Proheliolites, Cyrtophyllum, Wormsipora* и сокращению видов рода *Propora* и резкому обновлению табулят — по разнообразию *Palaeofavosites* и появлению с начала силура *Halysites, Labyrinthites* и *Catenipora*.

Состав гелиолитид позволяет считать западнотувинский комплекс одним из возрастных аналогов фауны «слоев 5в».

Близкие к норвежско-казахстанским комплексам фауны у границы ордовика и силура выявлены на Северо-Востоке СССР, где отмечены элементы брахиоподовой фауны «слоев 5*в*» — ранние Pentameracea в разрезах Селянняхского кряжа, а в Омулевском поднятии — ранние Pentameracea и кораллы. В Селенняхском кряже эти элементы выявлены в верхней части сакынджинской свиты (Розман, 1967, 1970б), где обнаружены: *Evenkorhynchia dichotomians* — типовой вид эндемичного рода, широко распространенного в конце позднего ордовика в пределах Северо-Востока СССР и Сибирской платформы, *Eoconchidium indigiricum* — представитель одной из ранних ветвей Pentameracea — характерного силурийского надсемейства, *Spirigerina mavrae* из группы лландоверийских Spirigerina (наиболее близких к позднелландоверийским *S. marginalis* (Dalm.) и *S.* (?) *dauritschensis* Menakova.

Ранние Pentameracea вместе с кораллами обнаружены в других верхнеордовикских разрезах Северо-Востока СССР на Омулевском поднятии, где в одном из разрезов (в верхнем течении р. Ясачной) А. А. Николаев и Б. В. Преображенский (1972) в верхней части ирюдийской свиты обнаружили слои с *Tcherskidium unicum* A. Nik., перекрытые слоями с кораллами *Palaeofavosites, Mesofavosites, Catenipora, Agetolites, Calopoecia, Plasmoporella* и др.; в кровле рассматриваемого карбонатного разреза А. А. Николаевым и В. В. Преображенским (1972) была изучена лукавинская пачка алевролитов и сланцев с граптолитами местной зоны Dicellograptus ornatus и Climacograptus supernus (Соболевская, 1970). Верхняя граница ордовика была принята в этом разрезе в кровле лукавинской пачки. В залегающих выше мергелях чалмакской свиты были обнаружены раннелландоверийские граптолиты — *Paraclimacograptus* aff. *innotatus, Prybilograptus* aff., *incommodus, Akidograptus* (?) sp. и др.

Ранние Pentamaracea представлены и в верхней части Мирненского разреза Омулевского поднятия (в бассейне р. Омулевка), охарактеризованной (снизу вверх): в пачке *N* — *Tcherskidium*, единичными *Holorhynchus, Catenipora* и *Plasmoporella*, в пачке *O* — разнообразными кораллами — *Agetolites, Plasmoporella* и др., в пачке *P* — граптолитами местной зоны Dicellograptus ornatus и Climacograptus supernus (Николаев, 1969; Соболевская, 1970). Эта местная зона сопоставлена с зонами Dicellograptus complanatus и D. anceps Англии и с зоной D. complanatus ornatus Америки (Обут, Соболевская, 1972). Следующий по разрезу комплекс — *Paraclimacograptus* ex gr. *innotatus, Desmograptus borealis, Hedrograptus mirnyensis* — отнесен к местной раннелландоверийской зоне Akidograptus ascensus и A. acuminatus. Таким образом, верхняя граница ордовика в Мирненском разрезе принята выше слоев с фауной «5*в*», в кровле местной зоны

Dicellograptus ornatus и Climacograptus supernus. Эта граница соответствует подошве местной зоны Akidograptus acuminatus и A. ascensus, нижняя часть которой сопоставлена с зоной Glyptograptus persculptus (Соболевская, 1970).

Сопоставление с фауной «слоев 5*в*» проведено для наиболее верхнего ордовикского горизонта Прибалтики — поркуни (F_2) (Мянниль, 1962). В этом анализе Р. М. Маннилем рассматривались две группировки фауны поркуни: к одной из них им были отнесены гелиолитиды, мшанки, брахиоподы, остракоды и трилобиты, в составе которых практически отсутствуют силурийские элементы, ко второй — строматопоры, табуляты и ругозы, включающие, по общепринятому мнению, элементы силурийской фауны. Р. М. Мяннилем указано, что с силурийскими фаунами связаны только табуляты и ругозы, обитавшие в прибрежно-рифовых известняках горизонта поркуни и представлявшие собой относительно прогрессивную фауну конца позднего ордовика.

Необходимо отметить, что проводимые в литературе сопоставления горизонта поркуни с верхними слоями ашгилла и со «слоями *5в*» норвежского разреза не вполне достаточно обоснованы по брахиоподам. Так, в составе брахиопод горизонта поркуни из характерных английских родов, распространенных в верхнем горизонте ашгилла, известны только *Leptaena*, *Eostropheodonta*, *Meristina*?, *Plectatrypa* и *Cryptothyrella*, общими родами с фауной «5*в*» из рифовой фации Норвегии являются *Platystrophia* и *Leptaena*, и только в скважинах Южной и Средней Литвы был обнаружен Holorhynchus cf. giganteus.

Кроме рассмотренной границы ордовика и силура в Британском стандарте и в разрезах Норвежско-Казахстанского типа, она изучена и в разрезах третьего типа — Канадско-Сибирского.

В. Канадско-Сибирский тип границы ордовика и силура

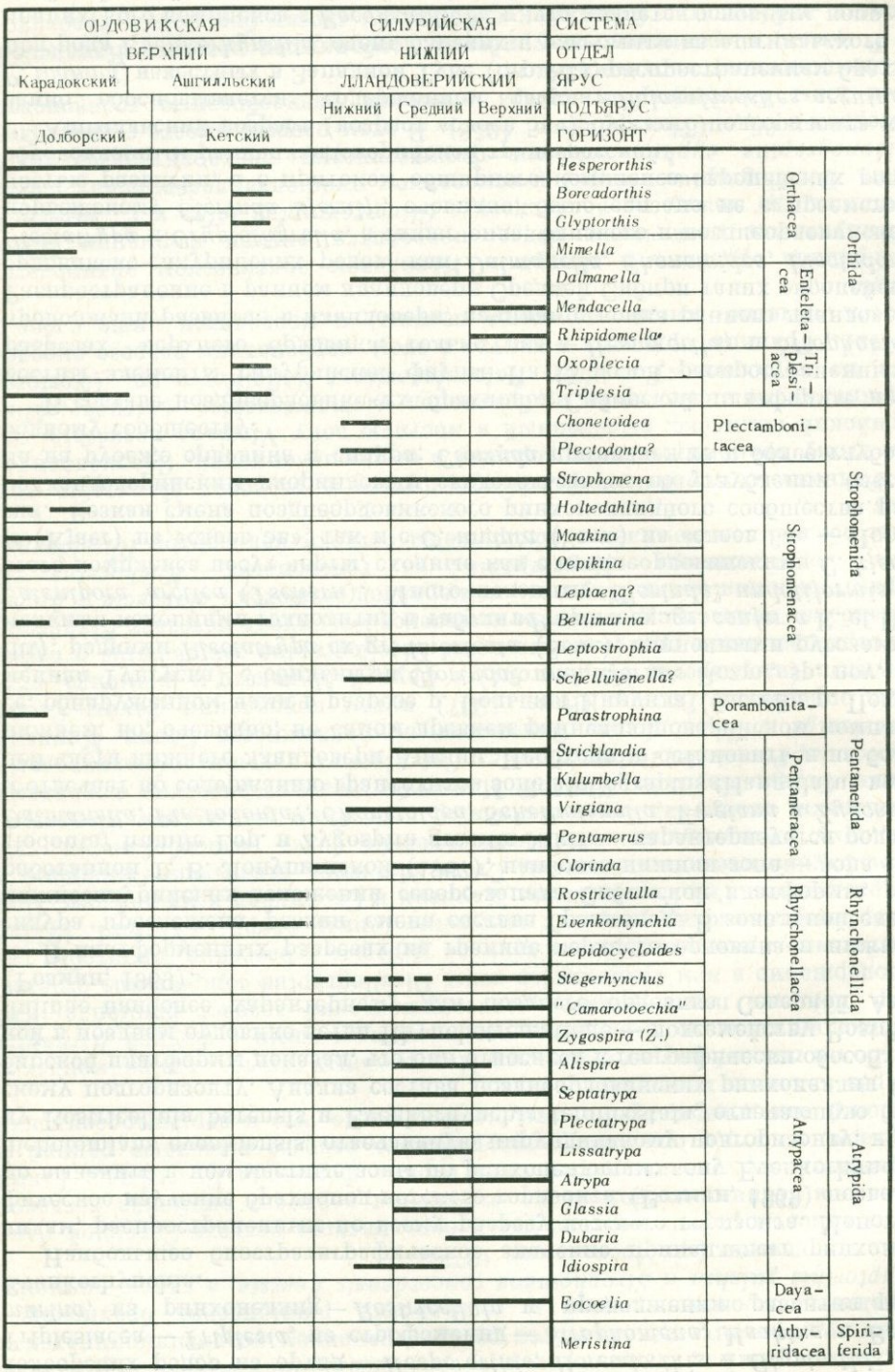
Среди платформенных верхнеордовикских отложений Сибирской области, подвергшихся предландоверийскому размыву, в основном, сохранилась их верхняя часть в виде долборского горизонта, сопоставляемого с зоной Orthograptus quadrimucronatus раннего цинциннати (Розман, 1973). Наиболее полные разрезы, охватывающие верхние горизонты верхнего ордовика — долборский и кетский, изучены в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска и Вилюй (табл. 3) (Соколов, Тесаков, 1963; Розман, Фомин, 1967; Розман, 1969).

Среди кораллов верхней части кетского горизонта (бурского подгоризонта) известны *Palaeofavosites*, *Saffordophyllum*, *Parasarcinulla*, *Columnoporella*, *Catenipora*, *Calopoecia* (Соколов, Тесаков, 1963), из головоногих — *Richardsonoceras*, *Lambeoceras*, *Armenoceras*, *Cyclendoceras*, *Rossicoceras*, «*Spyroceras*», *Apsidoceras* и др. Эти комплексы близки к американским позднецинциннатским комплексам канадского типа.

Для брахиопод кетского горизонта отмечен менее разнообразный состав, чем в долборском; характерным является их резкое обеднение в нижнем (нирундинском) подгоризонте, где известны только ринхонеллиды — эндемичные вид и подвид рода *Evenkorhynchia*, и относительное разнообразие в верхнем (бурском) подгоризонте за счет развития представителей

Таблица 3

Распространение родов брахиопод в долборском и кетском горизонтах ордовика и в лландоверии Сибирской платформы



долборских родов из ортид — *Hesperorthis*, *Boreadorthis* и *Glyptorthis*, из Triplesiacea — *Triplesia*, из строфоменид — *Strophomena*, *Maakina* и *Bellimurina*, из ринхонеллид — *Rostricellula* и продолжения развития рода Evenkorhynchia.

Наибольшее биостратиграфическое значение принадлежит ринхонеллидам, распространенным по всему разрезу кетского горизонта. Монографическое изучение брахиопод кетского горизонта (Розман, 1969) позволило выделить в нем местные зоны по ринхонеллидам: зону Evenkorhynchia dichotomians evenkiensis, отвечающую нирундинскому подгоризонту, и зону Rostricellula burensis и Evenkorhynchia tenuicostata, отвечающую бурскому подгоризонту. Анализ состава позднеордовикских ринхонеллид Сибирской платформы показал, что они относятся к географически обособленной в позднем ордовике ветви Rhynchotrematidae — подсемейству Rostricellulinae наиболее характерному для позднего ордовика Северной Азии (Розман, 1969).

В платформенных разрезах на границе верхнего ордовика и нижнего силура прослежена резкая смена состава брахиопод. В зональной схеме нижнесилурийских отложений северо-запада Сибирской платформы, разработанной Т. В. Лопушинской (1967), наиболее нижняя зона — зона Plectodonta? humile Lop. и Zygospira gracilis Nikif. — характеризуется родами *Dalmanella*, *Plectodonta*?, *Chonetoidea*, *Schellwienella*, *Virgiana и Zygospira* и отвечает по содержанию граптолитов зоне Monograptus triangulatus верхней части нижнего лландовери Англии. Необходимо остановиться на более нижнем, но, очевидно, не самом древнем раннелландоверийском комплексе, обнаруженном нами в разрезе р. Большая Нирунда (бассейн р. Подкаменная Тунгуска) с обильными *Clorinda*? *undatiformis* Rozm., sp. nov. (in litt), редкими *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* (Sow.), одиночными ругозами и мелкими колониями гелиолитид и табулят *Propora* ex. gr. *conferta* E. et H. и *Catenipora arctica* (*Tschern*). Многочисленные *Clorinda*? *undatiformis* из этого комплекса несут черты, сходные как с позднеордовикскими *C. kjerulfi* (Kjaer) из «слоев 5в», так и с *C. undata* (Sow.) из «слоев 6а» — Норвегии. Резкая смена позднеордовикского ринхонеллидного сообщества раннелландоверийским клориндовым свидетельствует об углублении бассейна на рубеже ордовика и силура: *Clorinda* принадлежит к более глубоководному сообществу.

В составе позднеордовикских брахиопод Сибирской платформы неизвестны элементы силурийской фауны. Из 15 родов, распространенных в разрезах верхнего ордовика, только два — *Hesperorthis* и *Strophomena* продолжали развитие в лландовери, начиная с конца раннего лландовери. Распространение в раннем лландовери Средней Сибири таких европейских ордовикско-силурийских родов, как *Dalmanella, Chonetoidea, Plectodonta, Plectatrypa* и *Cryptothyrella,* а также вида, близкого к позднеордовикскому норвежскому *Clorinda kjerulfi,* очевидно, было связано не с преемственностью развития, а с притоком обширного комплекса европейских родов, обусловленным раннелландоверийской трансгрессией.

Ашгилльский возраст (возраст «слоев 5*в*») бурского подгоризонта косвенно обосновывается: содержанием табулят *Palaeofavosites argutus* и *P. ivanovi*, известных в Западной Туве (стр. 82), распространением брахиопод рода *Evenkorhynchia,* очень близких к известным из ашгилльского селенняхского комплекса с *Eoconchidium,* и, что является основным, корреляцией с фауной ричмонда (см. ниже).

Ричмондский и, таким образом, среднеашгилльский возраст фауны бурского подгоризонта доказывается распространением позднецинциннатских кораллов, строматопороидей и головоногих, ричмондских брахиопод — *Glyptorthis pulchra* и *Strophomena concordensis Foerste,* а также ричмондских конодонтов (по Москаленко, 1973).

В типовом районе верхней части ордовикского разреза Северной Америки — в Цинциннатском своде отложения верхнего ричмонда согласно перекрыты верхнелландоверийскими слоями формации Брассфилд. Таким образом, из этого ордовикско-силурийского разреза выпадают ранний и средний лландовери; кроме того, не исключено, что и верхнеордовикский разрез является неполным.

Более полный разрез известен в Центральных штатах, где ричмондские отложения согласно перекрыты позднеашгилльскими с фауной *Hirnantia* (стр. 77), что подтверждает среднеашгилльский возраст ричмонда, как и содержание в нем граптолитов зоны Dicellograptus complanatus ornatus. Достаточно продолжительным являлся перерыв в бассейне Манитобы, где в верхнеордовикских разрезах выделены (снизу вверх) (Norford, 1971a) подразделения Ред Ривер, Стони Маунтин и Стониуолл и их аналоги. При этом фаунистические комплексы Стони Маунтин, отвечающие нижнему и среднему ричмонду, являются относительно более разнообразными, чем комплексы Стониуолл, сопоставляемые с поздним ричмондом. Подразделение Стони Маунтин Южной Манитобы охарактеризовано кораллами *Bighornia, Favistella, Palaeofavosites, Catenipora* и другими и брахиоподами *Plaesiomys* и *Thaerodonta.* Зональная принадлежность Стони Маунтин была определена Россом (Ross, 1957) путем корреляции фауны Стони Маунтин (из разрезов Уиллистона) с фауной Макокета и ричмонда, охарактеризованными граптолитами зоны Dicellograptus complanatus ornatus. В наиболее позднем ордовикском комплексе Стониуолл исчезает *Bighornia,* характерная для Стони Маунтин, из кораллов остаются *Calopoecia* и *Angopora,* из брахиопод — *Megamyonia,* из головоногих — *Kochoceras.* В этом обедненном комплексе обнаружены остатки конодонтов *Rhipidognathus.*

Раннелландоверийская фауна отсутствует в разрезах Манитобы, так как этому времени отвечает перерыв в осадконакоплении. Среднелландоверийский комплекс, выделенный в местную зону Virgiana decussata, содержит, кроме индекс-вида, из брахиопод «*Camarotoechia*», «*Atrypa*», *Alispira,* из кораллов — *Favosites, Palaeofavosites, Heliolites* и др., (Norford, 1971a). Граница ордовика и силура в этом карбонатном разрезе определяется нечетко (следы перерыва неясны) и проводится ниже слоев с *Virgiana.*

Граница ордовика и силура в Канадском арктическом архипелаге, в Иннуитском складчатом поясе, проводится внутри формации Кейп Филлипс, где между кровлей слоев с *Climacograptus latus* и *C. supernus* (зона Dicellograptus anceps) и основанием нижнелландоверийских слоев с *Monograptus cyphus* отмечен фаунистически неохарактеризованный интервал в 60 *м* (Thorsteinsson, 1958). В этом разрезе вместе с граптолитами зоны Dicellograptus anceps отмечены разнообразные головоногие позднецинциннатского комплекса.

В целом, в ордовикско-силурийских карбонатных разрезах Канадской области наблюдается близкий к сибирскому состав брахиопод, головоногих, кораллов и строматопороидей.

Рассмотренные три типа наиболее поздней ордовикской фауны — Британский стандарт, Норвежско-Казахстанский и Канадско-Сибирский — характеризуются у рубежа ордовика и силура различными изменениями почти всех групп фауны.

Брахиоподы

Брахиоподы наиболее поздних ордовикских комплексов всех трех типов характеризуются специфическими чертами.

Как видно из табл. 4 (см. вклейку к стр. 75) коэффициент общности ашгилльских фаун может быть рассчитан только для фаун *Hirnantia*, для которых он составляет 0,5—1.0 и лишь в отдельных соотношениях —0,3—0,4. Тем не менее, из этой же таблицы видна специфичность состава двух других ашгилльских фаун.

Комплекс *Hirnantia*, характерный для Британского стандарта, сохранил, по мнению Вильямса (Williams, 1969), дальманеллидно-совербиеллидно-стофоменидный состав, доминировавший в карадоке. В конце ашгилла эта фауна претерпела изменения, связанные с появлением первых представителей лландоверийских родов — *Eostropheodonta, Eospirigerina, Cryptothyrella* и *Plectothyrella*. Принадлежность одного из этих родов — *Eostropheodonta* к силурийскому семейству Stropheodontidae (по Вильямсу) оспаривается Гавличеком (Havliček, 1967), который отметил связь родов *Eostropheodonta* и *Rafinesquina*, в связи с чем им выделено позднеордовикское семейство Eostropheodontidae, наиболее близкое к Rafinesquinidae.

Изменения позднеашгилльских брахиопод Британского стандарта, в связи с появлением вышеприведенных элементов силурийской фауны, были более резкими, чем изменения а) в начале ашгилла — в связи с появлением комплекса *Sampo* и б) в начале карадока — в связи с появлением комплекса *Harknessella*. Таким образом, для комплекса *Hirnantia* Британского стандарта характерными чертами были преемственность по отношению к карадокской фауне и содержание элементов силурийской фауны. Фауна *Hirnantia* представляется некоторым исследователям (Cocks, 1972) предковой по отношению к силурийской фауне *Clarkeia* Мальвинокафрской провинции.

Брахиоподы «слоев 5*в*» и их аналогов Норвежско-Казахстанского типа характеризуются более тесной связью с типичными силурийскими по содержанию ранних Pentameracea, Atrypacea и, в редких случаях, Spiriferacea. Эта фауна являлась предковой по отношению к широкораспространенной и практически космополитной лландоверийской фауне, от которой в раннем и среднем лландовери была обособлена только фауна *Clarkeia*.

Брахиоподы Канадско-Сибирского типа (строфоменидно-ринхонеллидного) отличаются от двух рассмотренных типов отсутствием связи с силурийской фауной; комплексы этого типа к началу позднего ашгилла исчезли и не отразились на составе какой-либо силурийской фауны. Раннелландоверийские брахиоподы Сибири были наиболее близки к позднеордовикским в Норвежско-Казахстанском типе.

Резкое обновление брахиопод, обусловленное появлением большого количества новых таксонов, произошло лишь в начале позднего лландовери — со времени зоны Monograptus priodon.

Сравнительный состав родовых комплексов надбиостратиграфических брахиопод

Надсемейство	Род	Колымская область		Норвежско-Казахстанская надобласть				Европейская надобласть						
		Селенняхский кряж, верхи сакындженской свиты (Розман, 1970)	Прикольмье, Мирный, пачки «М» — «Р» (Николаев, 1968)	Шахриомон, арчалыкские слои (верхи); (Никифорова, Сапельников, 1974)	Урал, кырьинский горизонт (Наседкина, 1973)	Норвегия, р-н Осло, «слои 5в» (St — Joseph, 1938)	Эстония, горизонт поркуни (Рыымусоке, 1962)	Швеция, Вестерготланд (Bergström J., 1968)	Польша, Свентокшиские горы (Temple, 1965)	Англия, Озерная область, горизонт хирнантий (Ingham, 1966; Ingham, Wright, 1970)	Ирландия, известник Килдар (Wright, 1968)	Чехословакия, косовские слои (Havlíček, Vaněk, 1966)	Марокко, песчаники Бани (Havlíček, 1971)	Северные Аппалачи (Neuman, 1968)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Orthacea	*Boreadorthis*						+							
	Hesperorthis													
	Plaesiomys													
	Glyptorthis													
	Platystrophia					+	+							
	Scendioides													+
	Barbarorthis						+							
	Giraldiella							+	+					
Clinambonitacea	*Ilmarinia*						+							
	Vellamo						+							
Enteletacea	*Dalmanella*							+	+	+	+	+		+
	Hirnantia							+	+	+	+	+	+	+
	Onniella											+		
	Horderleyella							+					+	+
	Drabovia							+				+		
	Howellites									+				
	Kinnella							+		+				
	Bancroftina								+					
	Arenorthis												+	
	Destombesium												+	
	Salopina												+	
	Dalejina												+	
	Comatopoma											+		
Triplesiacea	*Triplesia*	+					+							+
	Oxoplecia													+
	Cliftonia							+			+	+		
Plectambonitacea	*Sowerbyella*					+								
	Leangella							+						
	Eoplectodonta						+							
	Ptychoglyptus	+												
	Aegiromena											+		
	Thaerodonta						+							
Strophomenacea	*Strophomena*					+								
	Platymena								+					
	Altinomēna							+						
	Maakina													
	Rafinesquina						+					+		
	Kjerulfina							+						
	Leptaena					+	+	+				+		+
	Bellimurina													
	Bracteoleptaena											+		
	Titanomena							+						
	Leptaenopoma							+				+		
	Holtedahlina						+							
	Eostropheodonta							+	+	+	+	+	+	+
Pentameracea	*Clorinda*					+								
	Eoconchidium	+			+									
	Proconchidium		+	+	+	+								
	Tcherskidium		+											
	Holorhynchus		+			+								
Rhynchonellacea	*Evenkorhynchia*	+												
	Rostricellula											+		
	Rhynchotrema											+		
	Plectothyrella							+	+	+	+	+	+	+
Atrypacea	*Spirigerina*	+					+							
	Catazyga													+
	Undithyrella												+	
	Cryptothyrella						+				+	+		+
	Zygospira						+					+		
	Streptis						+							
Athyridacea	*Meristina*					+								
	Количество родов	5	3	1	2	8	15	15	7	6	6	16	9	10
	Комплексы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13

Комплексы													
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5					—	—	—	—	—	—	—	—	—
6						—	—	—	—	—	—	—	—
7							—	—	—	—	—	—	—
8								—	—	—	—	—	—
9									—	—	—	—	—
10										—	—	—	—
11											—	—	—
12												—	—
13													—

Трилобиты

Большинство исследователей отмечает существенные изменения в составе трилобитов у границы ордовика и силура, выразившееся в их обеднении — большинство ордовикских семейств ограничены этим верхним рубежом. Позднеашгилльские трилобиты Британского стандарта — из далманитиновых слоев — носят ордовикский облик и отнесены к энкринуридно-илленидно-одонтоплеуридному типу, характерному для всего ашгилла.

Несмотря на то, что И. М. Колобовой (1971) подчеркивается смена крупных этапов в развитии казахстанских трилобитов у рубежа ордовика и силура, эти изменения касаются, в основном, их обеднения, Более того, И. М. Колобовой (1971, стр. 8) отмечено, что «наиболее распространенными в раннесилурийское время являлись представители семейств Illaenidae, Scutelluidae и Encrinuridae, перешедшие из ордовика». Резкое обеднение трилобитов у границы ордовика и силура подчеркивается и Р. М. Мяннилем (1962) при анализе фауны горизонтов поркуни и юуру Прибалтики. Из 13 родов трилобитов, известных в поркуни, только два — *Encrinurus* и *Platylichas* продолжали развиваться в юуру. При этом Р. М. Мяннилем отмечена смена ордовикской группы *Encrinurus multisegmentatus,* с которой в горизонте юуру появились характерные силурийские роды *Calymene, Eophacops, Deiphon.*

Несмотря на продолжительное существование в силуре отдельных элементов ашгилльской трилобитовой фауны, граница ордовика и силура по этой группе является достаточно четкой и проводится по кровле слоев с *Dalmanitina mucronata.*

Остракоды

Среди ордовикско-силурийских остракод, наиболее полно изученных в разрезах Прибалтики (Мянниль, 1962; Кальо и др., 1963), в конце ашгилла отмечено полное исчезновение характерных ордовикских тетраделлид и пирителлид и появление в начале лландовери первых бейрихиаций и краспедобольбинид. Наряду с этим отмечены крайне немногочисленные роды, общие для горизонтов поркуни и юуру — *Rectella, Monoceratella* и другие.

Кораллы (табуляты и гелиолитиды)

Эти группы — одни из основных в комплексах Норвежско-Казахстанского и Канадско-Сибирского типов. Позднеордовикские кораллы отличались высоким разнообразием родового состава; среди них изучены многочисленные космополитные роды и характерные эндемичные роды, обусловившие значительную дифференциацию (Kaljo, Klaamann, 1973). С началом силура большая группа кораллов — тетрадииды, лихенариииды и фавистеллиды вымерла. С другой стороны, резко возросло количество видов широко распространенных родов; в связи с этим кораллы раннего лландовери были практически космополитными.

Граница ордовика и силура по кораллам проводится: а) в кровле отложений с представителями гелиолитид — *Acdalopora, Cyrthophyllum, Estonia, Plasmoporella, Protarea, Sibiriolites* и др., б) по появлению табу-

лят — *Halysites* и по разнообразию видового состава *Palaeofavosites*. Относительно резкое изменение колониальных кораллов — стенотермной группы было связано с начавшимся в раннем силуре потеплением.

Головоногие

Сходный характер изменений у границы ордовика и силура проявился и у другой стенотермной группы — головоногих, известных в Норвежско-Казахстанском и Канадско-Сибирском типах фаун. Эта группа в конце ордовика была зоогеографически дифференцированной (Foerste, 1924; Flower, 1946; Барсков, 1972). И. С. Барсков подчеркивает разделение позднеордовикских головоногих на:

1. Комплексы с преобладанием Actinoceratida, распространенных в разрезах, относимых нами к Канадско-Сибирскому типу фаун;

2. Комплексы, связанные с выделяемым нами Норвежско-Казахстанским типом: а) с преобладанием Tarphyceratida — в Балто-Скандинавии и б) с преобладанием Oncoceratida — в Аппалачах и в Казахстане.

При изучении эволюции ордовикско-силурийских головоногих Казахстана И. С. Барсков (1972) отметил наиболее резкие изменения в составе отряда Pseudorthoceratida, в котором на рубеже ордовика и силура вымерли представители ордовикских семейств, а с началом силура появились представители возникающего семейства Pseudoorthoceratidae, существовавшего от начала силура до триаса. В то же время другая ордовикская ветвь головоногих — отряд Orthoceratida не претерпела существенных изменений у рубежа ордовика и силура, что связывается И. С. Барсковым с их приспособляемостью к широкому температурному диапазону бассейнов.

Граптолиты

Эта группа, определяющая положение границы ордовика и силура в зональной шкале, изучена в комплексах Британского стандарта и Норвежско-Казахстанского типа. В связи с тем, что изменения граптолитов у границы ордовика и силура в стратотипическом разрезе Великобритании нерезкие, проведение этой границы по граптолитам является дискуссионным.

В одном из последних обзоров силурийских граптолитов Берри (Berry, 1973) полагает, что в объеме нижнелландоверийской зоны Akidograptus acuminatus различаются подзоны (снизу вверх): Glyptograptus persculptus, Akidograptus ascensus, Monograptus acuminatus. При этом ниже подзоны Glyptograptus persculptus в пределах лландовери может быть выделена еще одна зона (возможно, отвечающая неохарактеризованному интервалу, стр. 75). Берри считает, что, несмотря на появление древнейшего моногр апта — *Monograptus atavus* в подзоне Glyptograptus persculptus (в Озерной области Англии) — резкое изменение граптолитов наступило лишь в лландовери с появлением настоящих моноптид и первых диморфограптид в зоне Orthograptus vesiculosus, сменяющей зону Monograptus acuminatus. Граптолиты зоны M. acuminatus, по мнению Берри, были еще тесно связаны с позднеордовикскими, а их вымирание было обусловлено охлаждением Мирового океана.

По мнению других граптолитологов, резкое изменение граптолитов — вымирание лептограптид и появление акидограптид — происходило в раннем лландовери раньше — в конце времени зоны Glyptograptus persculptus (Михайлова, 1970).

Тем не менее, большинство английских биостратиграфов (Williams et al., 1972) в настоящее время принимает границу ордовика и силура по граптолитам в основании зоны Glyptograptus persculptus, что не нарушает первоначальных объемов ашгилльского и лландоверийского ярусов, выделенных по трилобитам и брахиоподам.

Несмотря на то, что Лесперанс (Lesperance, 1974) установил в отдельных разрезах, как и казахстанские биостратиграфы, принадлежность трилобитов и брахиопод горизонта хирнантий к зоне Glyptograptus persculptus, он все же защищает английский вариант границы ордовика и силура по подошве этой зоны, принимая необычную позицию отнесения всего горизонта хирнантий к силуру. С этим положением трудно согласиться, так как состав фауны горизонта хирнантий свидетельствует о высокой степени преемственности, в связи с чем эта фауна тесно связана с ордовикской.

Разновременность обновления состава различных групп фаун отражает, по-видимому, различное по времени воздействие изменившихся физико-географических условий. Очевидно, наиболее чутким к этим изменениям были кораллы и часть головоногих, состав которых существенно обновлялся у границы ордовика и силура. Более запоздалым было существенное обновление граптолитов — во второй половине раннего лландовери (по Берри — в начале времени зоны Orthograptus vesiculosus), и брахиопод — с начала позднего лландовери.

В распространении трех выделяемых типов ашгилльских фаун, как и для предшествующих им ордовикских, выявлена зоогеографическая дифференциация.

Фауна *Hirnantia* (Британский стандарт) была характерна для Европейской надобласти, фауна типа «слоев 5*в*» — для Норвежско-Казахстанской надобласти и Колымской области, фауна ринхонеллидно-строфоменидного типа — для Канадско-Сибирской надобласти.

Фауна *Hirnantia*, известная в марино-гляциальных отложениях Марокко, в Западной Ливии и Капской провинции, представляется холодноводной. В ее расселении, происходившем в ашгилле из Средиземноморских бассейнов, проявилась экспансия: в ареал фауны *Hirnantia* вошла обширная Шотландско-Аппалачская область. Об экспансии фауны *Hirnantia* в конце ордовика можно судить и по ее отдельным находкам в пределах Норвежско-Казахстанской надобласти — в Южном Казахстане и в Зеравшано-Гиссарской горной области. С началом силура ареал фауны *Clarkeia*, преемственной по отношению к *Hirnantia*, был резко ограниченным.

Второй тип ашгилльской фауны — норвежско-казахстанский, с ранними Pentameracea, обитавшими вместе с обильными кораллами и головоногими, представляется тепловодным. В отдельные отрезки времени, связанные с похолоданием, в краевые части Норвежско-Казахстанской надобласти проникала и фауна *Hirnantia*. Эпизодическое распространение позднеашгилльской фауны этого типа отмечено и в Колымской области (по письменному сообщению М. М. Орадовской).

Эти два региона — Норвежско-Казахстанский и Колымский окаймляли

с противоположных краев Канадско-Сибирскую надобласть распространения ринхонеллидно-строфоменидной ашгилльской фауны, обитавшей вместе с обильными кораллами и головоногими. Приэкваториальное положение бассейнов Канадско-Сибирской надобласти обосновывается литологическими критериями — пределами карбонатного и эвапоритового ордовикско-силурийских поясов и соотношением с ордовикскими полюсами, один из которых, по литологическим, гляциальным и палеомагнитным данным, располагался в районе Гвинейского залива.

В целом, дифференциация ашгилльских фаун отражает поясную климатическую зональность, характерную для ордовика.

Заключение

Проведенный анализ показал, что среди известных наиболее поздних ордовикских фаун развиты три типа: британский — стандартный, норвежско-казахстанский и канадско-сибирский. Эти фауны характеризуются постепенными изменениями у рубежа ордовика и силура почти всех групп (кроме стенотермных). Как показал вышеприведенный анализ, различия трех типов позднеордовикской фауны связаны с разным составом элементов силурийской фауны, входящих в позднеашгилльские комплексы британского стандарта и норвежско-казахстанского типа, и с отсутствием подобных элементов в канадско-сибирском типе. Судя по соотношению среднеазиатских и казахстанских фаун, в составе которых обнаружены и элементы норвежско-казахстанской фауны и элементы фауны *Hirnantia*, эти два типа существовали одновременно при очевидном более раннем появлении норвежско-казахстанского. Это положение подтверждается и мнением Р. М. Мянниля (1966) об одновозрастности прибалтийских фаун далманитиновых слоев и слоев с *Holorhynchus giganteus*, а также указанием Амсдена (Amsden, 1971) о находке в аппалачском комплексе *Hirnantia* представителей ранних Pentameracea.

В силу вышесказанного, по распространению этих двух разнотипных, но в основном одновозрастных позднеашгилльских фаун Британский стандарт границы ордовика и силура по брахиоподам и трилобитам устанавливается на обширной территории в кровле горизонта хирнантий, кроме лишь районов распространения фауны канадско-сибирского типа.

Зональная принадлежность кровли хирнантия, как было показано выше, является дискуссионной.

Граптолиты горизонтов ротий и хирнантий Британского стандарта относятся к карадок-ашгилльской диплограптидной фауне. Следующий рубеж — появление акидограптовой фауны падает на ранний лландовери, в связи с чем основание зоны Glyptograptus persculptus, по которому в Британском стандарте проведена граница ордовика и силура, является не столь резким рубежом, как, например, граница нижнего и верхнего отделов ордовика Великобритании по основанию зоны Nemagraptus gracilis s.l., с которой начиналось развитие нема-дицеллограптидной подфауны. Соответственно резкий рубеж в развитии граптолитов, по мнению отдельных исследователей, это появление монограптид и диморфограптид во второй половине раннего лландовери. Несмотря на это, определяющим в принятии верхней границы ордовика по столь нерезкому рубежу в развитии граптолитов, как основание зоны Glyptograptus persculptus, явилось

традиционное отношение к границе смежных ярусов Британского стандарта — ашгилла и лландовери. Соподчинение кровли верхнего горизонта ашгилла, охарактеризованного фауной *Hirnantia,* и подошвы зоны Glyptograptus persculptus представляется английским биостратиграфам основным критерием проведения границы ордовика и силура. При этом английский вариант — по подошве зоны G. persculptus — защищается с позиций регионально-стратиграфического принципа проведения границы — между ярусами смежных систем в стратотипическом их районе.

Казахстанский вариант — по кровле зоны G. persculptus — защищается, как показано выше, и с позиций регионально-стратиграфического принципа — в кровле улькунтасского горизонта с позднеашгилльской бентосной фауной — и с позиций эволюции граптолитов — по вымиранию лептограптид и появлению акидограптид. В пользу казахстанского варианта свидетельствуют следующие обстоятельства.

1. Фаунистически неохарактеризованный интервал (3,1 *м*) между верхними слоями зоны Dicellograptus anceps и нижними слоями зоны Glyptograptus persculptus в шотландском стратотипе границы ордовика и силура по граптолитам может отвечать значительной части зоны G. persculptus.

2. Это положение подтверждается и последними данными о находках брахиопод и трилобитов горизонта хирнантий вместе с граптолитами зоны G. persculptus в отдельных разрезах Англии и Квебека (Lesperance, 1974).

3. «Слои 5с» в районе Осло и сопоставляемые с ними оолитовые известняки в верхней части прибалтийских разрезов ордовика (см. выше), залегающие на слоях с *Holorhynchus giganteus,* предположительно могут быть одновозрастными с улькунтасским горизонтом Казахстана, т. е. с зоной G. persculptus.

4. Косовские слои, отвечающие по бентосной фауне горизонту хирнантий и залегающие на кралувдворских, охарактеризованных граптолитами верхней зоны Британского стандарта — Dicellograptus anceps, могут принадлежать следующей зоне граптолитовой последовательности ордовика.

В целом, решение вопросов о признании или отклонении Британского стандарта границы ордовика и силура по граптолитам зависит как от дальнейших исследований казахстанских, среднеазиатских и северовосточных разрезов, так и от детализации на рубеже зон Dicellograptus anceps и Glyptograptus persculptus в монофациальном разрезе Южной Шотландии — в стратотипе рассматриваемой границы по граптолитам.

Решение этой проблемы имеет огромное значение в определении одного хроностратиграфического уровня в качестве границы ордовика и силура.

О. А. Липина, Е. А. Рейтлингер

Граница девона и карбона в морских отложениях

Положение границы девона и карбона, как и всех границ крупного ранга единой стратиграфической шкалы, не является общепризнанным. Так, по международной шкале рассматриваемая граница принята в основании цефалоподовой зоны Gattendorfia, по унифицированной схеме СССР — в основании нижележащей зоны Wocklumeria, а в стратиграфии Франко-Бельгийского бассейна исторически сложилось определение границы в подошве слоев этрень. Вместе с тем, несомненно, что граница должна быть едина в межконтинентальном масштабе.

Дискуссионность определения границы связывается, с одной стороны, с прерывисто-непрерывным ходом развития биосферы, а с другой,— с методикой палеонтологических исследований: использованием различных принципов и критериев, выбором стратотипов с недостаточно удовлетворительной характеристикой, а также еще неравноценно изученной фауной и флорой для уровня современных требований. Поскольку зональная стратиграфия пограничных отложений и широкая корреляция зон межконтинентального значения освещена в литературе достаточно полно для современного этапа изученности (Streel, 1972; Sandberg et al., 1972; Липина, 1973; Рейтлингер и др., 1975 и др.), авторы в данном сообщении рассматривают определение положения границы девона и карбона с позиций использования различных палеонтологических критериев.

Краткая история исследования

Дискуссия о положении границы девона и карбона продолжается уже более ста лет. Вопрос этот рассматривался на каждом Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (табл. 1). На первом конгрессе в 1927 г. в Геерлене граница между девоном и карбоном была проведена в основании слоев с *Protocanites* в цефалоподовой фации и слоев *Strunien* в коралло-брахиоподовой фации (Compte Rendu.., 1928), но на втором конгрессе в 1935 г. перемещена в подошву зоны Gattendorfia (Compte Rendu.., 1937). С тех пор решения «геерленских» конгрессов (со второго по седьмой) оставались без изменения, хотя на шестом конгрессе (Compte Rendu.., 1969) был поднят вопрос о перемещении границы на более низкий уровень до основания *Fa 2d*, в связи с новыми палеонтологическими данными. На последнем седьмом конгрессе 1971 г. в г. Крефельде (Compte Rendu.., 1972) вопрос о переносе границы карбоновой подкомиссией не ставился, обсуждение происходило в ином плане, а именно: какую группу фауны принять за основную для уточнения положения границы, принятой в 1935 г. Выбор колебался между гониатитами и конодонтами или обеими этими группами вместе. Вопросы особенностей развития различных групп, их характеристики на этом рубеже не обсуждались. Необходимость

Таблица 1

Изменение положения границы девона и карбона в процессе ее изучения (по Е. А. Рейтлингер)

Западная Европа						СССР							
Англия 1822–1839 г.г.	Бельгия, Франция (Gosselet, 1953; Dehee, 1929)	II Конгресс по стратиграфии карбона, 1935 г.	Conil, Lys, 1964, 1970; Conil, 1973		VII Конгресс по стратиграфии карбона, 1971 г	Streel, 1971 – 1972 г.г		Решения, 1951	Решения, 1965	VII Конгресс 1971 г. Доклад Рейтлингер, Семихатовой и др.			
Принятые подразделения	Слои	Зоны цефалопод ФРГ	Слои	Зоны, подзоны фораминифер	Зоны, слои цефалопод	Зоны спор	Зоны конодонтов	Слои горизонты	Горизонты	Слои Горизонты	Зоны спор	Слои, зоны фораминифер	Зоны конодонтов
Карбон зона К	Турне Tn 1*b*	Gattendorfia	Турне Tn 1*в* слои *Hastiere*	Слои с однокамерными фораминиферами Chernyshinella	Gattendorfia	TE (trivialis–explanatus)	Siphonodella	Малевский Упинский	Малевский Упинский	Малевский Упинский	L.malevkensis ml_2	Слои с *Bisphaera malevkensis, Earlandia minima*	*Siphonodella*
					Перерыв в стратотипе слои с *Protognathodus*	Pl 3				Перерыв в ? стратотипе	H. pusillites ml_1	Слои с „доживающими" *Quasiendothyra*	
	Ettoeungt – Strunian Tn 1*a*	Wocklumeria	Ettoeungt Tn 1*ay*	Quasiendothyra kobeitusana	Wocklumeria	Pl (lepidophutus-pusillites)	S. COSTATUS Подзона S. costatus ultimus	Хованские Озерские	ЗАВОЛЖСКИЙ	Хованский Озерский	H. lepidophytus	Зона *Q.kobeitusana* Слои с частой и редкими *Q.communis* и *Q.kobeitusana*	? *S. costatus*
Девон "Old Red"	Famen (Fa)	Oxiclymenia Gomioclymenia Laevigites	STRUNIAN Fa 2d границы – Epinette Tn 1*aβ* Tn 1*aα*	Quasiendothyra communis Подзона *Q. communis radiata*	?	VU (vердalilis-encatus	S. styriaca	Данково-лебединские	Данково-лебединский	Слои кудеяровские-тургеневские Данково-лебединский	Cornuspora varnicornata	Зона *Q.communis*	*S.styriaca*
Условные обозначения: Положение "утвержденных" границ в ФРГ и СССР; международный стратотип Предполагаемые рубежи			Fa 2*c* Evieux		Oxiclymenia Gomioclymenia Laevigites								

уточнения границы 1935 г. возникла, поскольку в стратотипическом разрезе Оберредингхаузена в основании зоны Gattendorfia был установлен перерыв в осадконакоплении. Условно для Северо-Западной Европы граница по конодонтам определена в основании слоев с *Siphonodella sulcata* (Streel, 1972).

Вопрос о границе девона и карбона неоднократно обсуждался и на всесоюзных совещаниях по унификации стратиграфических схем территории СССР. В 1951 г. (Решения..., 1951) границу решено было проводить в основании малевского горизонта, а в 1962 г. (Решения..., 1965) ее понизили и перенесли в основание заволжского горизонта, что остается действительным и по настоящее время.

Специалисты по разным группам фауны в основном предлагают три уровня рассматриваемой границы: основание зоны Wocklumeria или заволжского горизонта, основание зоны Quasiendothyra kobeitusana s. str. или слоев этрень, основание зоны Gattendorfia или малевского горизонта в широком его понимании. В коллективном докладе советских специалистов на VII Конгрессе по стратиграфии и геологии карбона было выявлено четыре рубежа, предлагаемых как граница девона и карбона (Рейтлингер и др., 1975). Однако полученные в последнее время новые палеонтологические данные ставят под сомнение уровень самого нижнего рубежа (ниже подошвы заволжского горизонта), возможно, он определился в связи с ошибочной корреляцией. Хотя в СССР граница девона и карбона принята в основании зоны Wocklumeria, однако этот рубеж как в Советском Союзе, так и в Западной Европе пока недостаточно отчетлив по другим группам фауны, отсюда трудность его широких корреляций (Streel, 1972; Кононова, Липина, 1971; Eickhoff, 1973).

Среди специалистов почти по каждой группе организмов имеются разные точки зрения на границу девона и карбона и все они «достаточно хорошо» обоснованы. Дело в том, что палеонтологи берут за основу разные эволюционные уровни развития и таксоны различного ранга, т. е. используют не одинаковые критерии.

В существующей литературе при проведении конкретных стратиграфических границ используются следующие критерии.

1. Критерий этапности по стадиям эволюции (биологический прогресс). Здесь возможны различные варианты границ в зависимости от различной эволюционной значимости отдельных стадий, выбора ведущих групп и количественной оценки таксонов различной возрастной категории.

2. Критерий этапности развития ведущих групп — рубеж этапов по смене основных направлений развития по А. Н. Северцову.

3. Критерий смены и обновления комплексов — те же положения что и для первого, но возможны колебания рубежей в связи с влиянием условий среды. Однотипная последовательная смена комплексов на широких площадях может иметь существенное значение для определения рубежей.

4. Количественное соотношение древних и новых элементов. Критерий может быть использован при учете палеогеографических условий и иммигрантов.

5. Критерий удобства и договоренности. Для обоснования границы обычно используются наиболее отчетливые рубежи стадий и комплексов. Может быть принят рубеж по любому критерию из вышеуказанных.

Все эти критерии заслуживают внимания, поскольку в какой-то мере являются отражением хода развития органического мира.

Некоторые общие положения рассматриваемой проблемы

При определении стратиграфических границ в настоящее время в основном используются три принципа: 1) условности и договоренности (Соколов, 1971а, 1974а); 2) обновления органических групп и 3) этапности развития (Меннер, 1962). Два последних не исключают первый.

Первый принцип — условности, договоренности и удобства кажется наиболее простым, но в этом случае теряется одномасштабность в оценке эволюционной значимости рубежей и отсюда расплывчатость общей основы стратиграфических схем (Рейтлингер, 1974).

Критерии, используемые во втором и третьем принципах, в какой-то мере близки, будучи обусловлены эволюционным процессом, но, как считает Е. А. Рейтлингер, в корне их могут лежать различные главные направления эволюционного процесса: в первом случае стадии биологического прогресса, во втором — смена основных направлений развития в связи с морфофизиологическим прогрессом (Северцов, 1939; Матвеев, 1967). Отсюда к каждому событию эволюции — «появлению» или «расцвету» органических групп надо подходить аналитически с общих позиций этапности, обусловленной морфофизиологическим прогрессом.

Разработка принципа этапности развития органического мира тесно связана с именем В. В. Меннера. Сложные вопросы этой проблемы освещены в основном в его монографии 1962 г. Кратко остановимся на главных положениях В. В. Меннера. Все биостратиграфические подразделения обосновываются этапностью развития органического мира и «именно она определяет естественность границ» стратонов (Меннер, 1962, стр. 241). Этапность возникает в ходе циклического развития Земли (влияние изменений физико-географических условий) и изменения наследственной природы организмов. На границах этапов происходят относительно «одновременные, но разнотипные изменения» в различных органических группах. Этапы обычно разделяются более или менее резко выраженными перерывами, сказывающимися в обеднении фаун и флор. Эти перерывы особенно отчетливы в эпиконтинентальных морях, наиболее богатых органической жизнью. Этап складывается из трех последовательных фаз: начальной — со сравнительно обедненнным составом сообществ, преобладанием эврифациальных форм, наличием иммигрантов, средней — наиболее богатые сообщества, расцвет большинства групп, свойственных данному этапу, и конечной — обеднение систематического состава комплексов, стабилизация эволюции, но в ряде случаев с исключительной индивидуальной изменчивостью некоторых форм.

Рассмотрение хода эволюции разных органических групп затрудняется неравномерной их изученностью. В частности, лишь для немногих из них разработаны филогенетические схемы и в какой-то мере прослежен характер эволюционных изменений. Для большинства групп возможен только анализ смены комплексов с количественным соотношением девонских и каменноугольных родов. Для тех групп, для которых прослежено филогенетическое развитие и могут быть проанализированы особенности хода их эволюции, для решения вопроса границы девона и карбона привлекается этапность их развития.

Как известно, этапность развития органического мира лежит в основе палеонтологического метода стратиграфии. Вместе с тем в термин «этап»

нередко вкладываются различные понятия (Раузер-Черноусова, 1965). Чаще всего этапность, согласно Е. А. Рейтлингер (1969, 1974), понимается в трех аспектах: 1) явления периодичности, т. е. периодической смены комплексов, связанной только с локальным изменением внешних условий (Раузер-Черноусова, 1965), 2) этапность, обусловленная последовательной сменой стадий в ходе биологического прогресса (этапно-фазовая эволюция), условно может быть названа стадийной, 3) эволюционная этапность с позиций А. Н. Северцова (1939).

В данном очерке основное внимание стадийной этапности эволюции уделяется О. А. Липиной, а этапности в свете положений А. Н. Северцова — Е. А. Рейтлингер.

Стадийная этапность эволюции. Еще с начала прошлого столетия стадийная этапность привлекала внимание многих ученых. В развитии различных организмов выделялись три основные последовательные стадии или фазы: возникновения или появления, расцвета или адаптивной радиации, угасания или вымирания. В дальнейшем эти стадии или фазы некоторыми специалистами стали несколько дифференцироваться. Так, например, из общего широкого понятия стадии угасания обособилась фаза быстрого вымирания при одновременном «омолаживании» определенных групп (Меннер, 1962; и др.).

Стадийная этапность может рассматриваться на разных таксономических уровнях — от видового до отрядного (этапы разного порядка). На границах систем происходят изменения в основном на родовом и более высоком уровне, но род, как элементарная в данном случае единица, более удобен для изучения этапности. Однако в разных работах эволюция рассматривается на разных таксономических уровнях, что также затрудняет сравнение между собой различных групп. С точки зрения О. А. Липиной (1963), на каком бы уровне ни рассматривали этапность, за этап развития таксона следует принимать время с момента его появления до момента исчезновения. Каждый этап делится на три главные фазы или стадии, которые переживает каждый таксон в своей эволюции: становления, расцвета и угасания. Но развитие каждого рода имеет свою специфику. В частности, помимо указанных основных стадий могут присутствовать дополнительные, промежуточные. Так, стадии становления может предшествовать стадия первого появления рода, еще очень неповсеместного и спорадического. В зависимости от условий среды и других факторов, род, возникнув, сразу завоевывает какое-то пространство и начинает быстро эволюционировать, или первые представители нового рода долго «прозябают» в отдельных экологических нишах, пока наступят подходящие условия для их дальнейшего развития. В первом случае стадии первого появления и становления будут практически совпадать, характеризуя одну зону, во втором они могут быть разделены довольно большим промежутком времени. Обеим этим стадиям часто предшествует (или совпадает со стадией появления) еще стадия становления признаков нового рода в пределах старого рода — предка. Стадии расцвета часто предшествует стадия закрепления признаков и широкого распространения.

Термин «стадийная этапность» можно применять не только по отношению к одному таксону, но и по отношению к комплексу организмов определенной группы. Два обстоятельства дают нам такое право: частые случаи приблизительного совпадения у разных родов и существование в комплексе ведущего рода (родов) или вида (видов), которые «задают

тон» изменению комплекса и этапность которых обычно совпадает с этапностью последнего. Комплекс переживает те же основные стадии своего развития, что и таксон: становление, расцвет и угасание. Характер их зависит в основном от стадий эволюции элементов, слагающих комплекс.

В пограничное время особый интерес во всех случаях изучения этапности развития вызывает анализ «возрастной» оценки таксонов распространенной здесь фауны, их морфологической характеристики и уровня положения их стадии или фазы в данном этапе. Некоторые авторы, анализируя состав таксонов в этом плане, выделяли ряд категорий (Dehée, 1929; Семихатова, 1970; и др.).

Родовые таксоны пограничного времени между девоном и карбоном можно разделить на следующие категории:

а) девонские роды, типичные для девона в целом, которые в пограничном времени постепенно заканчивают свое существование или «резко» вымирают.

б) «Переходные» роды, расцвет которых падает на пограничное между девоном и карбоном время. Термин «переходный» понимается О. А. Липиной в данном случае только в возрастном смысле, т. е. это ведущие роды для переходных отложений, независимо от морфологии и филогении. Поэтому он ставится в кавычки, чтобы отличить от понятия «переходный» в более узком морфолого-генетическом смысле. Е. А. Рейтлингер подходит к этому термину только с точки зрения морфологии и филогении. К этой категории она относит большей частью своеобразные формы, специфику которых составляет еще неустойчивая координация признаков, свойственных типичной фауне девонского и каменноугольного этапов.

Большинство представителей категории «переходных» таксонов проходит полный цикл развития, не выходя за пределы пограничного времени, некоторые появляются ранее или угасают позднее, в карбоне. Эти роды являются ведущими для пограничных комплексов и играют решающую роль в характере их изменений.

в) Каменноугольные роды, появившиеся в пограничное время и испытывающие становление, закрепление признаков или даже начало расцвета. Следует отметить, что в определении категории «каменноугольных» форм в существующей литературе нет пока единого четкого критерия, нередко за «каменноугольные», как считает Е. А. Рейтлингер, принимается категория «переходных».

г) Транзитные роды, господствующие в неблагоприятных фациях для развития новых групп.

В целом между перечисленными категориями не всегда легко провести резкую грань, они могут как бы совмещаться. Так, некоторые типичные девонские роды дают вспышку видообразования в пограничных слоях, переходя в категорию «переходных» на видовом уровне или даже подродовом, или расцвет каменноугольных родов начинается в пограничных слоях и продолжается в карбоне.

Эволюционный этап с позиций А. Н. Северцова. Как мы уже отмечали ранее, этапность развития органического мира часто рассматривается различными авторами в различных аспектах. В частности, авторы данного доклада подходят к этой проблеме неодинаково и используемая ими терминология, даже совпадающая в наименовании, иногда имеет прямо противоположное эволюционное значение. Так, например, термин «становление» О. А. Липина принимает как становление уже новых поя-

вившихся таксонов, т. е. начало нового этапа, а Е. А. Рейтлингер — неустойчивое преобразование старого в направлении нового, т. е. конец старого этапа. В связи с тем, что термин «становление» в литературе нередко употребляется и в том и в другом значении (как становление «нового» еще в рамках старого, т. е. как предварительная стадия нового этапа, или как стадия уже окончательно сформировавшегося нового), Е. А. Рейтлингер считает целесообазным ранее принятое наименование фазы «становление» заменить на термин «неустойчивое становление».

Принцип этапности развития органического мира как основа стратиграфических подразделений и их рубежей развивается группой советских специалистов во главе с В. В. Меннером и Д. М. Раузер-Черноусовой. Принцип эволюционной этапности в свете исследований А. Н. Северцова имеет глубокое теоретическое биологическое обоснование и практическую ценность. Он может привести к однозначному понятию наиболее «естественных» рубежей в развитии биосферы и оценки рангов последних, а отсюда к единому плану построения всей стратиграфической системы. Эволюционная этапность, по А. Н. Северцову, проявляется в чередовании звеньев единой направленности, отличающихся между собой качественным развитием приобретенных признаков и темпами развития. Рубежи высокого порядка определяются сменой основных направлений развития ведущих групп; каждый систематический таксон (от высшего до низшего ранга) проходит в этапе своего исторического развития два последовательных периода — ароморфоза и идиоадаптации. Первый период — ароморфоза определяет начало этапа, он кратковременен, но в это время существенно качественно повышается общий уровень организации. За периодом ароморфоза следует второй период — идиоадаптации, время разнообразных адаптивных приспособлений на базе новых качественных приобретений предшествующего периода. Некоторая аналогия в ходе эволюционных преобразований выявляется исследованиями О. Шиндевольфа, Г. Симпсона (1948) и др.

Все указанные особенности эволюции устанавливались на примере относительно высокоорганизованных органических групп, но в последние годы сходные явления наблюдались и в эволюциии простейших. Так, в развитии фораминифер — фузулинидей Д. М. Раузер-Черноусовой выделены периоды ароморфоза и идиоадаптаций (Rauser-Chernoussova, 1963). Е. А. Рейтлингер (1961, 1970) в пределах этих периодов выявлены фазы, из которых основной интерес в данном случае представляют фазы «неустойчивого становления» и «формирования», прослеженные на рубеже указанных периодов, и возможно, в каком-то отношении сходные с фазами, выделенными и О. Шиндевольфом. Ряд фаз, связанных, главным образом, с темпами эволюции, устанавливается М. Н. Соловьевой (1966) и др.

Работами Д. М. Раузер-Черноусовой и ее учеников доказывается реальность обоснования стратиграфических подразделений карбона и перми этапностью развития фораминифер (Раузер-Черноусова, 1965; Рейтлингер, 1970; и др.). При этом переломные моменты в развитии фораминифер или смена ведущих направлений развития (фаза неустойчивого становления и формирования) совпадают с перестройкой палеогеографических планов и интервалами времени усиления тектонической активности. Связь периодов ароморфных преобразований с указанными факторами обосновывается в работах И. И. Шмальгаузена (1939) и подчеркивается Е. И. Лукиным (1972) и др.

Характеристика подразделений, выделяемых в пограничных слоях девона и карбона

Пограничным временем между девоном и карбоном в широком смысле следует считать весь фаменский век и раннетурнейское время, вплоть до упинского, когда во всех группах происходят те или иные эволюционные изменения. В течение этого времени возникают, быстро развиваются и угасают своеобразные переходные роды, появляются формы, характерные для карбона и вымирает типичная девонская фауна. Начинают этот процесс различные группы на разных уровнях в зависимости от их биологических возможностей и экологических условий, но все обычно в пределах указанного интервала.

Для прослеживания развития разных групп фауны в пограничное время между девоном и карбоном были использованы многочисленные работы последних лет, из которых главнейшие следующие: по фораминиферам (кроме работ авторов) — Н. Е. Бражникова (1962), А. В. Дуркина (1972), по брахиоподам — В. Н. Крестовников (1962), С. В. Семихатова (1970; С. В. Семихатова и др., 1962), Х. С. Розман (1962), Н. В. Калашников (1970), Р. Кониль и Г. Пирлет (Conil, Pirlet, 1970) и др., по гониатитам — А. Е. Руженцев (1960, 1965), Б. И. Богословский (1967, 1969, 1971), Е. Папрот (Paproth, 1971), по остракодам — В. А. Чижова (1967, 1970), по конодонтам — Л. И. Кононова (1969; Кононова, Липина, 1971), Я. Гелмс (Helms, 1963), по кораллам — Н. Я. Спасский (1966), Н. П. Василюк (1970), по трилобитам — З. А. Максимова и Н. Е. Чернышева (1966).

Резюмируя данные по развитию разных групп фауны, можно следующим образом охарактеризовать последовательные рубежи в пределах фаменско-нижнетурнейских отложений (табл. 2, см. вклейку к стр. 102).

1. Зона Cheiloceras (нижний фамен) или слои с однокамерными фораминиферами и переходными формами между септатурнейеллами и квазиэндотирами. Граница с франским ярусом по многим группам четкая. Во всех группах фауны (кроме конодонтов) вымирает ряд распространенных ранее родов, семейств и надсемейств и появляется ряд новых таксонов. Наряду с присутствием девонских (дофаменских) комплексов, в некоторых группах фауны начинают появляться переходные роды — *Quasiendothyra?* среди фораминифер и *Plavskella* среди остракод.

Это время можно охарактеризовать как стадию становления новых признаков в пределах старых родов и появления новых «переходных» родов. Исключение представляют гониатиты, для которых ранний фамен является самостоятельным этапом развития нескольких семейств (Cheiloceratidae, Dimeroceratidae и Sporadoceratidae). Они проходят в это время все стадии вплоть до расцвета, угасая в позднем фамене. Также несколько опережает в своем развитии другие группы род *Palmatolepis* из конодонтов; он, по-видимому, уже в стадии расцвета.

2. Зона Quasiendothyra bella — нижняя часть зоны Platyclymenia (нижняя часть верхнего фамена). Ее нижний рубеж отбивается наиболее четко по гониатитам (появление климений и пролобитов). Из фораминифер здесь появляются примитивные квазиэндотиры *(Q. bella)* и известны четыре рода турнейеллид. Из остракод «переходной»

категории появляются и быстро распространяются некоторые рихтерины (подроды *Fossirichterina* и *Richterina*), распространяются ноксиеллы, начинается расцвет проходящих из девона в карбон родов *Kloedenellitina, Bairdiocypris* и *Cavellina,* а также вспышка видообразования трех архаичных подродов подсемейства Treposellinae семейства Beyrichidae Кроме того, на этой границе вымирает несколько девонских родов. Изменения среди конодонтов не превышают видового уровня (разные виды рода *Palmatolepis*). Распространяются здесь представители рода *Spathognathodus,* видимо, они переживают стадию становления[1].

Для большинства групп эта зона представляет стадию становления «переходных» таксонов, для пальматолеписов — стадию расцвета.

3. «Платиклименневая часть» зоны Quasiendothyra communis. Нижняя граница этой зоны намечается по фораминиферам появлением *Q. communis* — уже довольно высоко организованного вида «переходного» рода с четкими признаками. По конодонтам здесь проходит граница между двумя видовыми зонами — Palmatolepis quadrantinodosa и Scaphignathus velifera, но последняя выделяется не повсюду. По гониатитам это приблизительно начало расцвета климений. По остракодам данный рубеж не улавливается.

«Переходные» группы фауны испытывают в это время разные стадии — от становления до расцвета (угасают в конце его только пролобитесы).

4. Зона Clymenia или Oxyclymenia — Gonioclymenia (верхняя часть зоны Q. communis). Наиболее отчетливый нижний рубеж по гониатитам: здесь происходит угасание платиклимений и начинается расцвет других родов климений — *Clymenia, Gonioclymenia, Cyrtoclymenia* и др. Появляются первые единичные каменноугольные брахиоподы в некоторых районах. По фораминиферам и остракодам изменения несущественны.

5. Зона Quasiendothyra communis radiata и редких *Q. kobeitusana* (нижняя часть зоны Wocklumeria[2] (?), тургеневско-кудеяровские слои, Fa2*d* Бельгии). Из всех групп фауны самый четкий нижний рубеж этой зоны дают остракоды и споры, возможно гониатиты. Среди первых начинается расцвет ведущего для переходного времени семейства Knoxidae — родов *Knoxiella, Tchizhovella, Poznerina* (последние два рода появляются лишь вблизи этой границы) и подсемейства Lichwininae семейства Perprimitiidae — также родов «переходной» категории — *Evlanella, Glyptolichwinella.* Из родов, характерных для карбона, появляются и находятся в стадии становления *Beyrichiopsis* и *Carboprimitia.* У последнего в это же время начинается расцвет. Появляются первые, еще нетипичные представители ведущего для карбона семейства Glyptopleuridae. В. А. Чижова (1970) считает, что в начале зоны Wocklumeria произошли коренные преобразования в филогенезе остракод — перестройка многих семейств прогрессивного надсемейства Kloedenellacea. Среди гониатитов появляются особые специализированные семейства клименнид — Wocklumeridae, Parawocklumeridae, которые проходят в одной зоне весь цикл своего развития от появления до расцвета.

По спорам в описываемых отложениях появляется и испытывает рас-

[1] Здесь и в дальнейшем тексте стадия «становления» в понятии О. А. Липиной.
[2] Точное соотношение этих слоев с зоной Wocklumeria пока не ясно.

Таблица 2

Соотношение стадий эволюции разных категорий фауны в пределах этапа переходного от девона к карбону (по О. А. Липиной)

Зоны, слои		Стадии эволюции родов фораминифер, остракод, гониатитов, конодонтов и спор		
		Девонских (дофаменских)	«Переходных»	Каменноугольных
Зона Gattendorfia	Слои с примитивными черныши-неллами (упинский горизонт) (9)	Отсутствие	Угасание или отсутствие	Широкое распространение, закрепление признаков и расцвет
	Слои с одно-камерными фораминиферами (малевский горизонт) (8)			
Слои с доживающими квазиэндотирами Зона Hymenosonotriletes pusillites (7)		Угасание почти всех родов	Угасание некоторых родов во всех группах фауны, продолжение расцвета других родов	Появление, становление, широкое распространение и закрепление признаков, изредка начало расцвета. Перевес каменноугольного элемента над девонским (дофаменским)
Зона Quasiendothyra kobeitusana s. l.	Зона Q. kobeitusana s. str. Зона Wocklumeria (6)	Постепенное угасание оставшихся родов	Расцвет и специализация	
	Зона Q. communis radiata и редких *Q. kobeitusana* Зона Wocklumeria? (5)		От становления до расцвета Специализация некоторых родов	Появление и становление в большинстве групп фауны
	Верхняя часть зоны Q. communis Зона Clymenia—Gonioclymenia (4)		От становления до расцвета	Спорадическое появление
Зона Platyclymenia	Нижняя часть зоны Q. communis Верхняя часть зоны Platyclymenia (3)			Становление новых признаков в пределах старых родов
	Зона Q. bella Нижняя часть зоны Platyclymenia (1)		Становление	
Слои *Septaglomospiranella — Quasiendothyra*? Зона Cheiloceras (1)		Вымирание многих родов, семейств и надсемейств	Появление родов. Становление новых признаков в пределах старых родов	

Зона Q. communis

Примечание. 1) Цифры в левой графе совпадают с цифрами в тексте (стр. 101);
2) Стадии эволюции в каждой графе даются усредненные, для большинства групп и родов, некоторые роды составляют исключение, характеризуясь сдвиганием стадий вверх или вниз.

цвет характерный комплекс переходных слоев с *Hymenozonotriletes lepidophytus*. По фораминиферам нижняя граница этой зоны также определяется довольно четко, здесь появляются квазиэндотиры со стекловатолучистым слоем — *Quasiendothyra communis radiata* и *Q. kobeitusana* (начало стадии расцвета квазиэндотир), представители типично каменноугольного рода *Endothyra* (подрод *Laxoendothyra*) [1], которые в Западной Европе настолько развиты, что являются индекс-видами местных зон, а также единичные примитивные представители турнейского рода *Chernyshinella* из турнейеллид.

Конодонты характеризуются изменением количественного соотношения родов (увеличивается роль спатогнатодусов и псевдополигнатусов и еще более угасают пальматолеписы).

Отмечается этот рубеж и по брахиоподам: расширяются ареалы каменноугольных видов. Они распространены еще спорадически на фоне фаменских циртоспириферов и лейоринхусов, но в значительном числе пунктов.

Для большинства групп данное время представляет стадии расцвета или закрепления признаков и широкого распространения основных родов «переходной» категории, иногда специализации их (фораминиферы и гониатиты). У гониатитов, возможно, здесь начинается кульминационный момент расцвета наиболее специализированных семейств клименид, а у фораминифер это только начало расцвета квазиэндотир — появление наиболее специализированных их видов. Кроме того, это время появления, становления или широкого распространения каменноугольных родов и видов в большинстве групп фауны.

6. Зона Quasiendothyra kobeitusana s. str. (слои с частыми *Q. kobeitusana* и *Q. konensis* с *Cymaclymenia euryomhala*, Tn 1*a* Бельгии). Нижняя граница этого подразделения хорошо выражена по фораминиферам (расцвет рода *Quasiendothyra* и подрода *Laxoendothyra*). Таким образом, у фораминифер наблюдается расцвет и специализация «переходного» рода, относящегося к каменноугольному надсемейству, и начало расцвета примитивного подрода типично каменноугольных эндотир (по отношению ко всему роду *Endothyra* это — стадия становления).

Четкий рубеж дают также брахиоподы: здесь получают повсеместное распространение каменноугольные элементы, появившиеся в отдельных пунктах в предшествующее время. Они переживают стадию широкого распространения и закрепления признаков, а девонские постепенно угасают. По остракодам эта граница менее четкая, чем граница предшествующего подразделения, но все же довольно ясная. Здесь увеличивается каменноугольный элемент в фауне — появляются и распространяются представители семейств Paraparchitidae и Glyptopleuridae, которые играют ведущую роль в каменноугольной фауне остракод (Чижова, 1967). Позднее, правда, В. А. Чижова (1970) изменила взгляд на стратиграфическое положение слоев с хованской фауной, считая, что их верхняя часть относится уже

[1] По мнению Е. А. Рейтлингер, появляющиеся на этом уровне эндотироидные фораминиферы *Laxoendothyra*? не являются типичными представителями рода *Endothyra* Р. Кониль и М. Лис считают их трудно отличимыми от септатурнейиел (Conil, Lys, 1970), по мнению О. А. Липиной, это — типичные представители подрода и рода.

к нижней части зоны Gattendorfia, однако это вопрос дискуссионный. Среди остракод продолжается расцвет ведущих «переходных» ноксиелл и рихтерин и появление, становление и широкое распространение каменноугольных родов (у рода *Garboprimitia* — расцвет).

Лишь по конодонтам и спорам нижняя граница данного подразделения улавливается слабо. Среди первых господствуют транзитные роды — *Spathognathodus, Polygnathus* и *Pseudopolygnathus*. Пальматолеписы в это время уже угасают.

Неясен пока нижний рубеж описываемого времени по гониатитам в связи с неопределенностью положения нижней границы зоны Wocklumeria. Возможно, практически она будет совпадать с основанием зоны Q. kobeitusana s. str., если существенная смена гониатитовых сообществ, указанная для предшествующего подразделения (5), будет происходить на рассматриваемом рубеже. По последним опубликованным данным (Streel, 1972, табл. 1), нижняя граница зоны Wocklumeria проводится предположительно в середине слоев с *Quasiendothyra communis radiata* (*5*). Таким образом, в зоне *Q. kobeitusana* s. str., продолжается (или начинается?) расцвет наиболее специализированных семейств климениид — Wocklumeridae, Parawocklumeridae, Glatziellidae.

По спорам здесь продолжается развитие специфического характерного комплекса *Hymenozonotriletes lepidophytus*.

Резкое изменение в основании «слоев этрень» наблюдается у кораллов. Н. Я. Спасский (1966) считает, что здесь проходит один из пяти наиболее резких рубежей во всем палеозое. По Н. П. Василюк (1970), этреньское сообщество кораллов очень специфично, но составляет единый фамен-этренский этап развития. Возможно, на этом же уровне появляется каменноугольное семейство трилобитов Brachymetopidae — род *Brachymetopus*, характерный для всего нижнего карбона. Он существует здесь совместно с девонскими родами *Phacops, Proetus, Cyrtosymbole* (Максимова, Чернышева, 1966).

Таким образом, в большинстве групп часть фауны переходной категории в рассматриваемой зоне переживает стадию расцвета и специализации, а каменноугольная часть — стадии появления, становления и широкого распространения; изредка — начала расцвета (примитивные эндотиры, *Carboprimitia*). Здесь продолжается процесс, который начался в предшествующее время. При этом каменноугольный элемент в фауне приобретает перевес над чисто девонским (дофаменским) и получает значительное распространение (фораминиферы, брахиоподы, остракоды).

7. Слои с редкими доживающими квазиэндотирами (пока условно слои с *Hymenozonotriletes pusillites* и протогнатодусовой фауной конодонтов). Слои с протогнатодусовой фауной и *Siphonodella praesulcata* Западной Европы до сих пор считались аналогом верхней части зоны Quasiendothyra kobeitusana, но в последнее время их стратиграфическое положение подвергается сомнению; возможно, что они характерны уже для нижней части зоны Gattendorfia. Нижняя граница этого подразделения характеризуется появлением и господством специфического «переходного» «протогнатодусового» сообщества конодонтов и распространением примитивных представителей каменноугольного рода *Siphonodella* (*S. praesulcata*). Род *Protognathodus* по своим морфологическим признакам близок к каменноугольному роду *Gnathodus*. Пальматолеписы к этому времени уже почти вымерли. Квазиэндоти-

ры, климении и споры *Hymenozonotriletes lepidophytus* находятся в стадии угасания. Среди гониатитов отмечается каменноугольный род *Gattendorfia* — подрод *Balvia* (возможно, он появляется ниже), среди остракод — также каменноугольный род *Bernix* и продолжают развиваться появившиеся ранее каменноугольные роды. Таким образом, элементы переходной категории находятся в описываемое время в стадиях от расцвета (конодонты) до угасания (фораминиферы, гониатиты, споры), а каменноугольные — в стадиях от появления или становления (гониатиты, конодонты) до широкого распространения (брахиоподы, остракоды). Каменноугольные роды и виды присутствуют здесь уже во всех группах организмов, а девонские (дофаменские) почти отсутствуют.

8. Слои с *Bisphaera malevkensis* и *Earlandia minima* или с однокамерными фораминиферами (малевский горизонт, зона Gattendorfia). По устному сообщению Л. И. Кононовой, эти слои соответствуют по стратотипу малевского горизонта слоям с *Siphonodella sulcata* и, соответственно, *Gattendorfia subinvoluta* Западной Европы. Среди фораминифер здесь практически исчезают квазиэндотиры и местами встречаются редкие турнейеллиды переходного этреньско-упинского типа, но в большей части местонахождений развит лишь индифферентный комплекс эврифациальных примитивных фораминифер. Граница с предшествующими слоями не всюду четкая. По гониатитам здесь начинается расцвет гаттендорфий, по конодонтам — сифоноделл и псевдополигнатусов, из брахиопод господствуют в основном те же раннекаменноугольные виды, что и в зоне Quasiendothyra kobeitusana и появляется несколько новых видов.

9. Слои с примитивным чернышинеллами (упинский горизонт, слои Tn $2a$[1] Бельгии). Каменноугольный возраст этих слоев никем не оспаривается, мы их рассматриваем здесь лишь потому, что по остракодам В. А. Чижова относила их к единому тургеневско-упинскому этапу, который характеризовался расцветом ведущего «переходного» семейства Knoxidae, после чего уже начинается угасание ноксид и господство каменноугольных родов. Для остракод упинское время представляет собой конечную фазу переходного этапа, для остальных групп — одну из начальных фаз следующего этапа.

Таким образом, в фаменском переходном этапе в целом зона Cheiloceras (см. табл. 2) представляет собой стадию появления признаков новых родов «переходной» категории в пределах старых родов и появления самих этих родов в некоторых группах, зона Quasiendothyra bella — стадию их становления, зона Q. communis — от становления до расцвета, зона Q. kobeitusana s. l. (зона Wocklumeria?) — стадию расцвета и специализации (иногда широкого распространения и закрепления признаков «переходных» и появления и становления, изредка начало расцвета каменноугольных родов и семейств (при этом в верхней половине данной зоны — в зоне Q. kobeitusana s. str.— каменноугольные элементы в большинстве групп преобладают над девонскими), слои с доживающими квазиэндотирами — стадию угасания или продолжение расцвета «переходных» и устойчивого распространения или начала расцвета каменноугольных таксонов для одних групп фауны и флоры и господства индифферентного эврифациального обедненного комплекса для других (см. табл. 2).

[1] По Б. Мамэ (Mamet, 1967) — только верхняя часть слоев.

Из всех рубежей фаменско-раннетурнейского переходного интервала времени наиболее существенными моментами в эволюции фауны являются: 1) начало фаменского этапа, когда франская фауна сменяется фаменской и изменения происходят почти во всех группах на высоком таксономическом уровне; 2) начало времени *Quasiendothyra communis radiata* и редкой *Q. kobeitusana* (времени «*Wocklumeria*»?) — также существенный момент: появление некоторых каменноугольных родов и начало широкого распространения «переходных»; 3) начало времени «*Q. kobeitusana s. str.*» — устойчивое появление и широкое распространение фауны каменноугольного типа в ряде групп (фораминиферы, брахиоподы, кораллы) во многих районах и расцвет «переходных» родов; 4) начало времени «*Gattendorfia*» (уровень 7 или 8), которое отмечается значительным вымиранием девонской фауны, расселением рода *Siphonodella* среди конодонтов угасанием квазиэндотир и существенной сменой комплекса спор, остракод, трилобитов и гониатитов.

Мнения специалистов по определению границы девона и карбона разделяются между последними тремя уровнями. Какой из этих уровней можно принять как границу девона и карбона, зависит от принципа, с которым мы будем подходить к этому вопросу и от критериев, которые будем использовать.

Заключение

Рассмотрим эти три рубежа в аспекте определения положения границы девона и карбона с позиций трех основных принципов палеонтологического метода, указанных в начале данного сообщения.

1. Принцип договоренности и условности или удобства. Мы видим, что «границы — линии» (вернее — плоскости) в природе не существуют и всякая «линейная» граница условна. Следует искать «удобный» уровень в пределах пограничных слоев как можно ближе к естественной границе, т. е такому уровню, где происходит наиболее отчетливая смена фаун и флор. Кроме того, желательна наибольшая близость такого уровня к стратотипу границы, чтобы избежать существенных перестроек ныне действующей стратиграфической схемы. Принцип договоренности может быть основан на выборе определенных одной-двух ведущих групп, отражающих стадии развития одного филогенетического ряда в двух смежных зонах. По такому принципу была уже установлена граница силура и девона (Соколов, 1971а, 1974б). С позиций условности в какой-то мере могут быть рассмотрены все три предложенных рубежа.

Первый рубеж в межконтинентальном порядке, по-видимому, может быть прослежен по комплексам спор, отчасти — по конодонтам (подзоны зоны Spatognathodus costatus), в Евразии — по фораминиферам и остракодам. Второй рубеж пока наиболее отчетливо коррелируется только в пределах Евразии по фораминиферам и по брахиоподам (появление устойчивого комплекса новых элементов, по С. В. Семихатовой, 1970). Использование третьего рубежа возможно в планетарном масштабе по конодонтам и по спорам, в Евразии — по гониатитам и остракодам.

2. Принцип обновления отдельных органических групп или комплексов; этот принцип тесно переплетается с принципом стадийной эволюции. В этом случае обычно используются критерии: первое появление новых

элементов, их устойчивое развитие или расцвет. Первое появление всегда несет в себе момент неопределенности. С точки зрения критерия устойчивого развития и расцвета могут быть предложены для Евразии нижние рубежи зон Q. communis radiata и Q. kobeitusana, а в межконтинентальном масштабе — по-видимому, смена комплексов конодонтов и спор на уровне 5 и 7 или 8.

3. Принцип этапности развития рассмотрим по двум основным его понятиям.

А. *Стадийный этап,* объединяющий последовательную смену стадий, а именно: становления, расцвета и угасания, прослеживается в пограничных фаменско-раннетурнейских отложениях (начало фаменского века — конец упинского времени). Развитие фауны в пределах этого пограничного интервала происходило быстро и бурно по сравнению с предшествующими и последующими периодами спокойной и медленной эволюции, но последовательно, хотя и несколько асинхронно по разным группам внутри этого относительно короткого времени.

Это переходное время представляет собой, с одной стороны, конечную стадию всего девонского этапа (угасания), с другой — стадии развития каменноугольного этапа, а именно: для одних групп фауны появление, для других — становление, для третьих — широкое распространение и реже начало расцвета. Кроме того, это переходное время — самостоятельный этап развития «переходных» таксонов во всех группах, в течение которого они проходят все стадии — от появления до угасания. Эти «переходные» таксоны являются ведущими для указанного этапа и не характерны ни для девона, ни для карбона. По своему облику они могут быть ближе к девонскому типу фауны или к каменноугольному, или же иметь сходства и различия как с тем, так и с другим.

Если придерживаться принципа сохранения целостности «стадийного» этапа в понимании О. А. Липиной, то границу между девоном и карбоном нужно проводить либо в основании фамена, либо в кровле нижнего турне, либо выделять самостоятельный переходный ярус, не принадлежащий ни к одной из систем, так как по одним группам ведущие таксоны переходных отложений больше тяготеют к девону, по другим — к карбону. Такое решение согласуется с мнением Л. Л. Халфина (1971, 1974), придающего переходным отложениям большое значение и считающего, что их надо выделять в самостоятельное стратиграфическое подразделение, промежуточное между двумя системами. Наличие таких переходных подразделений вытекает из самой закономерности эволюционного процесса, а именно — прерывисто-непрерывного. Если встать на точку зрения обязательного отнесения этого переходного этапа к одной из систем, не нарушая его целостности, то вопрос о его принадлежности к девону или карбону зависит от того, с какой фауной — девонской или каменноугольной — больше связаны ведущие «переходные» таксоны этого этапа. Пока можно сказать определенно только в отношении фораминифер, что ведущий «переходный» род *Quasiendothyra* является безусловно каменноугольным по своему морфологическому типу. Считаются девонскими «переходные» конодонты, гониатиты и споры. Но при этом сравниваются в большинстве случаев комплексы «этреньской» или воклюмериевой части этапа с фаменской, а не с дофаменской частью девона, а, между тем, на границе франского и фаменского ярусов происходит настолько коренная смена фаун, что она даже превышает

в планетарном масштабе смену на границе силура и девона (Mc Laren, 1970). Поэтому очень важно в дальнейшем подойти к вопросу смены фаун с несколько иной точки зрения, чем это делалось до сих пор: на основании филогенезов ведущих родов переходных отложений сравнить, к какому типу фауны они ближе — к дофаменскому или к каменноугольному. Почти все органические группы переходных слоев — конодонты, гониатиты, брахиоподы, кораллы, микрофлора и другие очень специфичны и отличаются как от каменноугольной фауны, так и от дофаменской. Только по конодонтам фаменский век тесно связан с франским, но франско-фаменские пальматолепис специфичны по отношению к допозднедевонским конодонтам. Здесь имеет место лишь сдвигание этапа развития вниз. Протогнатодусы же близки к каменноугольным гнатодусам.

Используя метод «стадийной» этапности, можно границу провести и внутри этого этапа, например, по началу стадии расцвета или широкого устойчивого распространения и закрепления признаков (Липина, 1960; Юферев, 1973). Такое решение также не лишено оснований, поскольку, если проводить границу внутри этапа, то нижние рубежи стадий расцвета и широкого распространения — наиболее надежные уровни для этой цели, так как амплитуда несовпадения их в разных районах наименьшая, а географическое распространение характерных комплексов этих подразделений наибольшее, благодаря чему эти уровни улавливаются в наибольшем количестве районов. Конечно, какие-то колебания могут быть и в начале стадий расцвета и широкого распространения, но они значительно меньше, эти уровни более стабильны. С этой точки зрения нижние рубежи зон Quasiendothyra communis radiata и Q. kobeitusana (уровни 5 и 6) заслуживают особого внимания.

В литературе давно уже были предложения выделять слои с переходной фауной в самостоятельную стратиграфическую единицу, начиная или с появления переходной фауны или с ее расцвета и кончая ее резким вымиранием. Так, в начале века были предложены слои струниан (Dehée, 1929) = слои этрен Госселе, позднее этренский или джебольский подъярус или ярус (Разницын, 1956; Дуркина, 1962), ярус струний s. l. (Conil, Lys, 1964), заволжский горизонт (Решения..., 1965) и т. д. Объем этих предлагаемых стратиграфических подразделений, примерно, колебался в пределах одной или двух зон фораминифер (зон Q. communis или Q. kobeitusana s. l. и s. str.).

Таким образом, метод изучения стадийной этапности позволяет выявить два рубежа, ограничивающих этап в целом, а именно: в начале фаменского века и в начале или конце упинского времени, а также рубежи внутри этапа — по расцвету или устойчивому появлению и широкому распространению многих переходных групп организмов (уровни 5 или 6) и по началу резкого угасания переходных таксонов (уровни 7 или 8).

Но если мы будем судить по существу обновления фауны, то первые два уровня (5 и 6) внутри этапа имеют больше прав считаться границей девона и карбона. Вопрос лишь в том, будут ли найдены четкие критерии для распознавания этих уровней в разных фациях в глобальном масштабе.

Б. *Принцип эволюционной этапности в свете концепций А. Н. Северцова.* С позиций этого принципа Е. А. Рейтлингер (1961) фаменско-этренский интервал времени развития квазиэндотир рассматривала как

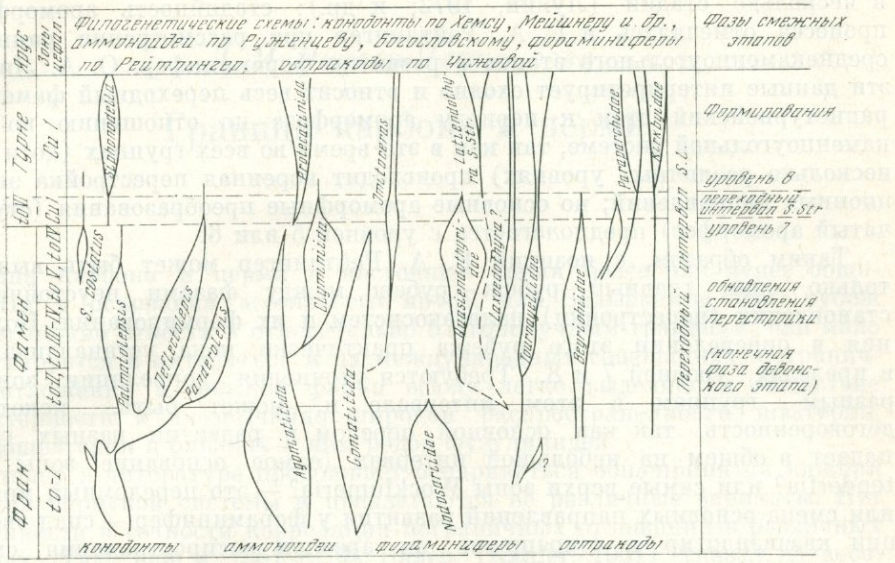


Рис. 1. Схема филогенетического развития ведущих органических групп в позднефаменское и раннетурнейское время

особый этап (рис. 1). Весь этот этап, или только его этренская часть (?), в дальнейшем понимались ею (Рейтлингер, 1963, 1969, 1970, 1974) как стадия неустойчивого становления — перестройки, закономерно заканчивающая весь девонский этап высокого порядка в эволюции фораминифер в целом. Одновременно отмечалась и известная аналогия в развитии других групп. Интервал этого времени рассматривался как характеризующийся преимущественно инадаптивной формой эволюции. Время раннего турне (малевский и упинский горизонты), по Рейтлингер — фаза формирования, определялась сменой основных направлений развития, т. е. сменой ведущих групп двух крупных этапов высокого порядка — девонского и каменноугольного; с фазы формирования начинался новый этап, с этим моментом связывался ароморфный период. Таким образом, переход от периода идиоадаптаций к периоду ароморфоза, по Е. А. Рейтлингер, проходил ступенчато. Рубеж между этими фазами считался за главный и наиболее «естественный» в пределах пограничных отложений. Хотя очевидно, что в фазу неустойчивого становления и перестройки начинается первая подготовка ароморфных преобразований. Своеобразие хода эволюции этой фазы, характеризовавшейся, с одной стороны, спадом темпов в развитии ведущих групп девонского этапа, а с другой, — широкой, неустойчивой несколько «асинхронной» изменчивостью морфологических признаков у некоторых из них (как бы вскрытие возможных генных резервов), позволяет скорее предполагать, что эта первая фаза «преддверие» ароморфного периода, с эволюцией преадаптивной формы (Георгиевский, 1974). В это время не произошла еще полная перестройка экологической системы в целом. Поскольку сам процесс перехода периодов идиоадаптаций в ароморфные фактически не освещен в специальной литературе, этот вопрос пока остается открытым, требующим дальнейших исследований. Есть указание, что ароморфные изменения могут проходить

в несколько стадий (Лукин, 1972; и др.); стадийность ароморфного процесса отмечалась и Е. А. Рейтлингер при рассмотрении ранне- и среднекаменноугольного этапов в развитии фораминифер. О. А. Липина эти данные интерпретирует сходно и относит весь переходный фаменско-раннетурнейский этап к периоду ароморфоза по отношению ко всей каменноугольной системе, так как в это время во всех группах (хотя и на несколько различных уровнях) происходит коренная перестройка эволюционных направлений; но основные ароморфные преобразования (ступенчатый ароморфоз) предполагается с уровней 5 или 6.

Таким образом, с позиций Е. А. Рейтлингер может быть выявлен только один главный рубеж — рубеж между фазами неустойчивого становления (перестройки) палеоэкосистем и их формирования. Колебания в определении этого рубежа практически пока устанавливаются в пределах уровней 7 и 8. Требуются уточнения корреляции зон по разным группам в этом интервале и, может быть, некоторая договоренность, так как основной перелом в развитии разных групп падает в общем на небольшой интервал (самое основание зоны Gattendorfia? или самые верхи зоны Wocklumeria? — это переломный момент или смена основных направлений развития у фораминифер — спад эволюции квазиэндотир и сокращение их ареалов распространения, смена конодонтовых комплексов *Palmatolepsis — Spathognatodus* на сифонодельловые, существенная перестройка комплексов остракод, спор, трилобитов цефалопод и т. д.).

Наблюдающиеся явления на рубеже девонского и каменноугольного этапов подтверждают основные положения В. В. Меннера, рассмотренные нами на стр. 97. А именно: этапность развития органического мира определяет естественность границ стратонов, на границах этапов происходят относительно одновременные, но разнотипные изменения в разных группах; в конце этапов проявляются фазы с исключительной изменчивостью у некоторых групп и, наконец, этапы разделены «перерывами» обеднения фаун и флор, что отражено во времени фазы формирования — приспособления к новым биотическим и абиотическим условиям.

В итоге можно заключить, что на современном этапе изученности выявляются несколько рубежей, имеющих то или иное существенное значение в эволюции различных органических групп. Фактически определяется два основных рубежа: первый на уровнях 5 или 6, второй на уровнях 7 или 8. В настоящее время выбор одного из этих рубежей дискуссионен; не пришли к единому мнению и авторы данной статьи.

Задачи дальнейших исследований. Первая задача, которая должна быть решена в самом ближайшем будущем для общего принятия положения границы девона и карбона, — это уточнение корреляции пограничных зон по разным группам и унификация понятия зон. Особый интерес представляет уточнение нижней границы зон Wocklumeria (уровни 5 и 6) и Gattendorfia (уровни 7 и 8). Вторая задача, также весьма существенная, — прослеживание эволюционных особенностей в развитии различных групп и комплексов на широкой площади, а также установление возрастных категорий в пределах этих групп. Нельзя ограничиваться лишь формальным подсчетом количественного соотношения «девонских» и «каменноугольных» родов; в круге вопросов этой задачи стоит необходимость особого внимания к таксонам «переходной» категории, к моментам их возникновения и генетического родства.

Д. М. Раузер-Черноусова

Граница карбона и перми

Граница карбона и перми в настоящее время более или менее общепринята в основании ассельского яруса, или Вольфкемпа. Этот рубеж систем можно отнести к относительно благополучным границам: она мало дискутируется в литературе и на международных совещаниях, пограничные отложения в морской фации всюду легко выделяются вследствие характерности и чрезвычайно широкой распространенности швагерин, псевдошвагерин и близких к ним родов фузулинидей.

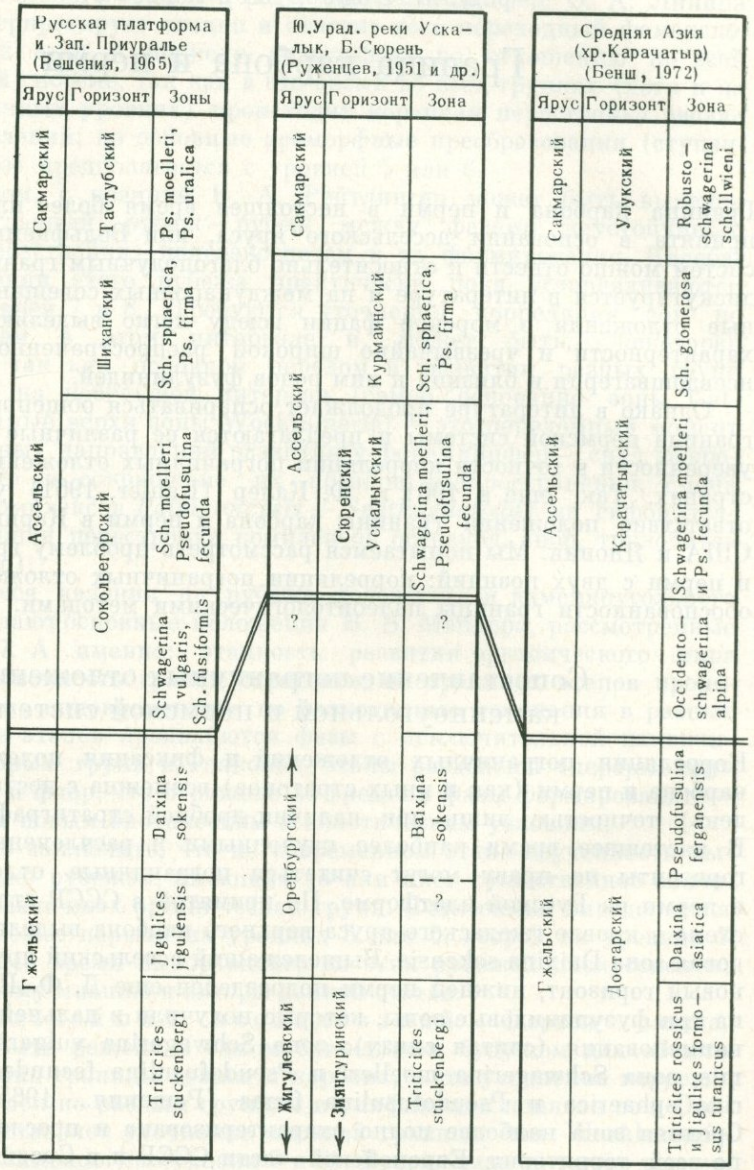
Однако в литературе продолжает оспариваться общепринятая нижняя граница пермской системы и предлагаются ее различные варианты. Нет уверенности в точности корреляции пограничных отложений в различных странах. Так, еще в 1961 г. Ф. Калер (Kahler, 1961) указал на несоответствие положения границы карбона и перми в Карнийских Альпах, США и Японии. Мы попытаемся рассмотреть проблему границы карбона и перми с двух позиций: корреляции пограничных отложений и степени обоснованности границы палеонтологическими методами.

Сопоставление пограничных отложений каменноугольной и пермской систем

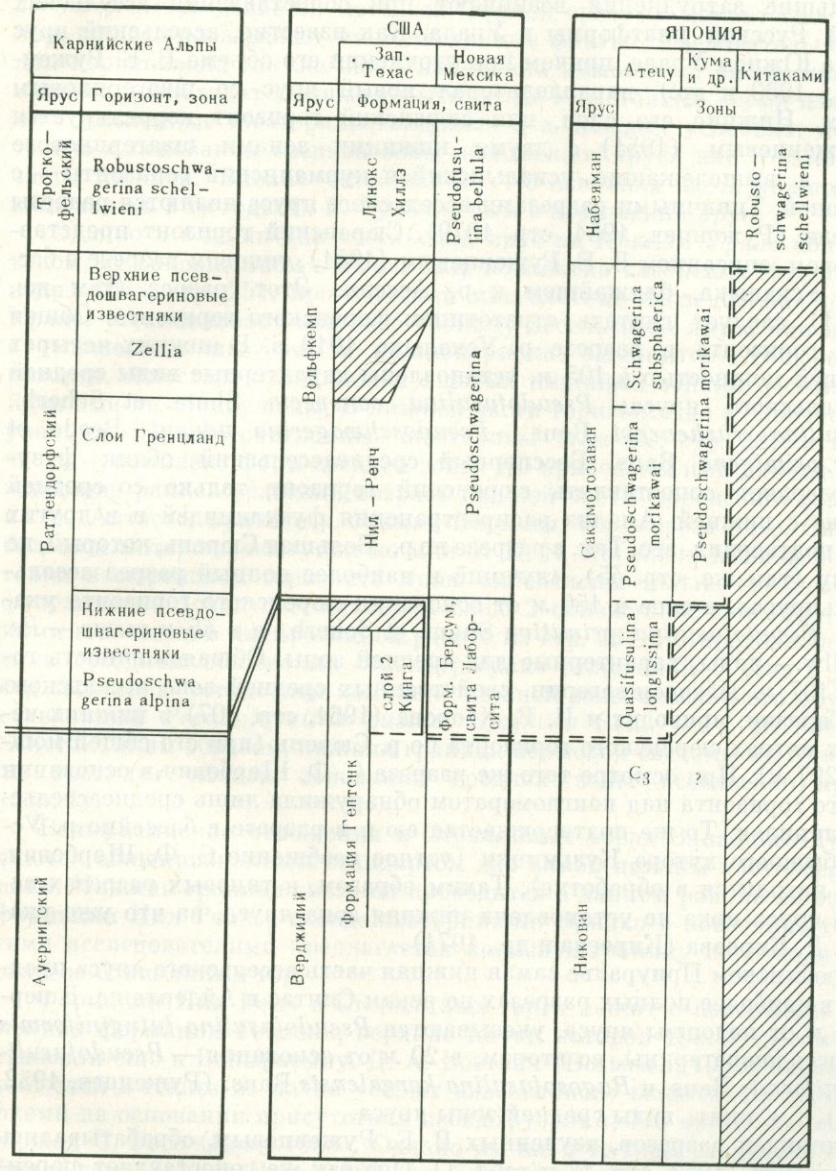
Корреляция пограничных отложений и фиксация положения границы карбона и перми (как и иных стратонов) возможна с достаточной (на сей день) точностью лишь при наличии дробной стратиграфической схемы. В настоящее время наиболее изученными и расчлененными на зоны и горизонты по праву могут считаться пограничные отложения карбона и перми на Русской платформе. По принятой в СССР стратиграфической схеме в кровле гжельского яруса верхнего карбона выделяется фузулинидовая зона Daixina sokensis. Вышележащий ассельский ярус, или швагериновый горизонт, нижней перми подразделен еще Д. Ф. Шамовым (1940) на три фузулинидовые зоны, которые получили в дальнейшем следующие наименования (считая снизу): зона Schwagerina vulgaris и Sch. fusiformis, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma (Решения... 1965, стр. 70—76). Средняя зона наиболее полно охарактеризована и прослеживается почти по всей территории Европейской части СССР и в Средней Азии. Состав фузулинидей и объем нижней зоны уточнен в результате изучения отложений восточных районов Русской платформы коллективом микропалеонтологов (Киреева и др., 1971). Для нижней зоны специфичны окцидентошвагерины, комплекс своеобразных псевдофузулин с признаками переходного характера, *Pseudofusullina pusilla* и *Daixina robusta*. Распространение зональных видов нижней зоны, как и верхней, географически ограничено пределами биогеографических провинций.

Таблица 1

Сопоставление пограничных отложений карбона и перми



Разрезы ассельского яруса, столь же дробно расчлененные и достаточно полно фаунистически охарактеризованные, известны еще только в двух регионах — в Карнийских Альпах и в Средней Азии. В раттендорфском ярусе Карнийских Альп выделяются три части (Kahler, Kahler, 1937, 1941; и др.), хорошо сопоставляемые с тремя зонами Русской платформы (Раузер-Черноусова, 1965): нижние швагериновые известняки



(или псевдошвагериновые по номенклатуре, принятой вне СССР) с *Occidentoschwagerina alpina*, слои Гренцланд с разнообразными швагеринами и псевдошвагеринами и верхние швагериновые известняки (табл. 1). Во втором районе той же области Тетис — в разрезах Карачатыра и Гузана Средней Азии (Бенш, 1972) в трех зонах асселя много общих фузулинидей как с соответствующими частями раттендорфского яруса

Карнийских Альп, так и ассельского яруса Русской платформы, чем обеспечивается корреляция разрезов.

Наибольшие затруднения возникают при сопоставлении ассельских отложений Русской платформы и Урала. Как известно, ассельский ярус выделен на Южном Урале, причем при уточнении его объема В. Е. Руженцев (1936, 1950 и др.) параллелизовал новый ярус со швагериновым горизонтом. Нижние его слои, или сюренский горизонт коррелируется В. Е. Руженцевым (1951) с двумя нижними зонами швагеринового горизонта, а вышележащие ускалыкский и курмаинский горизонты — с верхней зоной. Типичными разрезами ассельского яруса являются разрезы по р. Ассели (Руженцев, 1954, стр. 1079). Сюренский горизонт представлен во втором, описанном В. Е. Руженцевым (1951), типовом разрезе в бассейне р. Ускалыка, ближайшем к р. Ассели. Этот разрез (там же, стр. 40—41) следует считать стратотипом сюренского горизонта. Общая мощность горизонта в разрезе р. Ускалыка 1019 *м*. В нижних четырех слоях, общей мощностью в 105 *м*, установлены характерные виды средней зоны ассельского яруса: *Pseudofusulina conspecta* Sham. et Scherb., *Rugosofusulina ruzhencevi* Raus., *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Knik., *Ps. primigena* Raus. Бесспорный среднеассельский облик фузулинид позволяет сопоставлять сюренский горизонт только со средней зоной, а не с нижней. Анализ распространения фузулинидей и в других разрезах подтвердил это. Так, в разрезе по р. Большая Сюрень, который, по Руженцеву (там же, стр. 45), «лучший и наиболее полный разрез ассельского подъяруса», в слое в 150 *м* от основания сюренского горизонта указываются *Pseudofusulina primitiva* Sham. et Scherb., а в 45 *м* выше — *Ps.* nux Schellw.— виды, характерные для средней зоны. Общая мощность горизонта 1107 *м*. Псевдошвагерин, свойственных средней зоне ассельского яруса в Евразии, приводит и И. В. Хворова (1961, стр. 107) в нижних четырехстах метрах сюренского горизонта по р. Сюрень (при его общей мощности в 1297 *м*). При осмотре того же разреза С. Ф. Щербович в основании сюренского горизонта над конгломератом обнаружила лишь среднеассельские фузулинидеи. То же подтверждается ею и в разрезе в бассейне р. Ускалык у бывшего хутора Кузьминки (устное сообщение С. Ф. Щербович, материал находится в обработке). Таким образом, в типовых разрезах ассельского яруса пока не установлена нижняя зона яруса, на что уже указывала Г. Д. Киреева (Киреева и др., 1971).

В Актюбинском Приуралье самая нижняя часть ассельского яруса представлена в наиболее полных разрезах по рекам Синтас и Айдерлаша. В первом, в 90 *м* от подошвы яруса, указываются *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus. и псевдошвагерины, во втором, в 20 *м* от основания,— *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus. и *Rugosofusulina kargalensis* Raus. (Руженцев, 1952, стр. 5, 17), т. е. опять виды средней зоны яруса.

Фузулинидеи разрезов, изученных В. Е. Руженцевым, обрабатывались С. Е. Розовской (1952, стр. 17 и табл. 1). Она так же сопоставляет сюренский горизонт с нижней и средней зоной асселя, но в представленных ею списках фузулинидей горизонта богато представлено сообщество средней зоны при небольшом числе форм зоны Daxina sokensis и форм нижележащих отложений, которые могли быть и переотложенными. Раннеассельский возраст сюренского горизонта могла бы подтвердить лишь «*Paraschwagerina fusulinoides* Raus.» (см. Розовская, табл. 1), но эта форма неясная и неописанная.

Нельзя не отметить, что в первые годы установления ассельского яруса В. Е. Руженцев (1936, стр. 489) писал: «должен подчеркнуть, что *Schwagerina princeps* делается массовой формой сразу, в момент своего появления, как это показывают многочисленные факты... Следовательно, в эволюции корненожек, так же как в изменении аммонитов, на границе карбона и перми происходят важные события». Но в настоящее время известно, что многочисленные швагерины, видимые и в полевых условиях, появляются только с основания средней зоны ассельского яруса или в самой верхней части нижней. Вполне естественно, что основная часть нижней зоны не включалась в те годы В. Е. Руженцевым в ассельский ярус.

Однако и в наши дни ассельский ярус на Южном Урале понимается в таком же сокращенном объеме. Так, коллектив казанских геологов (Гусев и др., 1968, стр. 25), проводивший многолетние исследования на Южном Урале, устанавливает нижнюю границу ассельского яруса «по появлению в отложениях швагерин и нижнепермских аммонитов». В сюренском горизонте, сопоставляемом также с двумя нижними зонами асселя, аммоноидеи ими не обнаружены. В нижней части горизонта по р. Синтас (слой 2) указываются многочисленные швагерины (там же, стр. 28), а в верхней части — комплекс форм средней зоны. Не приведены ими данные, подтверждающие раннеассельский возраст нижней части сюренского горизонта, и на р. Актасте, притоке р. Жаман-Каргалы. Из разреза по р. Синтасу небольшой материал поступил ко мне от И. К. Королюк. Вблизи пос. Хазретовки в сюренском горизонте мною определены только среднеассельские фузулинидеи (слои соответствуют слою 2 обнажения, описанного казанскими геологами в цитированной работе на стр. 26). На продолжении разреза в соседнем обнажении «оренбургских» отложений (Гусев и др., 1968, стр. 22) мною установлен комплекс нижней зоны ассельского яруса, представленный *Pseudofusulina pusilla kljasmica* Sem. и *Ps.* aff. *intumescens* Scherb. Таким образом, нижняя граница пермской системы на Южном Урале проходит вблизи основания средней зоны ассельского яруса (см. табл. 1).

Вольфкемпские отложения в Стеклянных горах Западного Техаса являются общепризнанным стандартом для самой нижней части перми Америки. Нижняя граница системы проводится в данном районе по основанию формации Нил Ренч с псевдошвагеринами. Однако в последние годы многими исследователями предлагается понизить границу карбона и перми в разрезе Стеклянных гор.

Формация Нил Ренч в Стеклянных горах лежит с перерывом на отложениях формации Гептенк, верхние пачки которой Дж. Удден и Р. Кинг относили еще к Вольфкемпу. Д. А. Боствич (Bostwich, 1962) вновь предложил слой 2 Кинга из пачки «серых известняков» включить в серию Вольфкемп на основании присутствия псевдофузулин. Это предложение не поддержал Ч. Росс (Ross, 1963). Однако им же в те годы совместно с Ф. Дж. Сейбинсом (Sabins, Ross, 1963) описаны фузулинидеи из весьма полного разреза Аризоны, где в нижней части свиты Ерп ими выделена пачка мощностью 300 *м* с тритицитами и примитивными псевдофузулинами (*Schwagerina emaciata* [1], *Sch. dunnensis*, которые по присутствию хомат и характеру складчатости септ близки к даиксинам. Пачка подстилается верджинскими отложениями с тритицитами и покрывается вольфкемпскими слоя-

[1] По принятой в США номенклатуре псевдофузулины именуются швагеринами.

ми с псевдошвагеринами. Пачку с примитивными псевдофузулинами Ч. Росс и Ф. Сейбинс относят предположительно к Вольфкемпу и сопоставляют с формацией Берсум Новой Мексики, из которой М. Томпсон (Thompson, 1954) описал сходный комплекс фузулинид, состоящий из примитивных псевдофузулин (даиксин?) и тритицитов, часть из которых выделена в особый подрод — лептотритицитов. Те же примитивные псевдофузулины и лептотритициты известны из свиты Лаборсита (формация Берсум) Новой Мексики (Steiner, Williams, 1968). Описавшие их исследователи считают возраст свиты пермским, но более древним, чем возраст формации Нил Ренч Стеклянных гор, и сопоставляют формацию Берсум со слоем 2 «серых известняков» Кинга, значительно увеличивая этим объем Вольфкемпа. Того же мнения придерживается и Г. Вильди (Wilde, 1971, стр. 371 и фиг. 2). Со слоем 2 Кинга он сопоставляет, кроме того, формацию Пуебло Техаса, группу Эдмайр Канзаса и зону «А» пермских известняков Мак-Клауд Северной Калифорнии. С Пуебло и Эдмайр коррелируют Берсум также Ч. Росс, М. Штейнер и Т. Вильямс, подтверждая сходство их фузулинидовых комплексов.

Согласились с присоединением к серии Вольфкемп верхней части «серых известняков» и Г. Купер и Р. Грант (Cooper, Grant, 1972). Однако В. Ферниш (Furnish, 1972) протестует против изменения положения нижней границы перми в стратотипе Вольфкемпа (там же, стр. 548).

Интересно отметить длительную дискуссию о возрасте формации Берсум Новой Мексики, вызванную нахождением *Goniolobocerаs discoidale* Böse в свите Лаборсита вблизи Тулароза. Этот вид считается характерным для пенсильванской системы и соответственно по аммоноидеям возраст формации определялся как позднекарбоновый, хотя по фузулинидеям ей приписывается пермский возраст. Переизучение берсумских аммоноидей В. Фернишем и Б. Гленистром (Furnish, Glenister, 1971б) показало наличие у экземпляров *G. discoidale* маленькой вторичной лопасти на вентральном седле, чем они отличаются от близких предковых пенсильванских форм. Экземпляр из Тулароза выделен в новый род Mescalites. Среди сопутствующих форм встречены редкие представители родов *Properrinites, Almites, Crimites* и *Artinskia* вместе с многочисленными эоазианитами. На этом основании возраст комплекса определился как пермский.

Приведенные факты, касающиеся только некоторых спорных вопросов сопоставления нижней части нижней перми в США, показывают, что в США корреляция пограничных отложений карбона и перми и положение границы этих двух систем продолжают быть дискуссионными. Сопоставление с ассельским ярусом американскими исследователями производится обычно в целом, без уточнения по зонам, считая нижнюю часть Вольфкемпа, то есть свиту Нил Ренч, аналогом асселя (Ross, 1970; Furnish, 1972). Только у Ф. Сейбинса и Ч. Росса (Sabins, Ross, 1963) находится сравнение американских фузулинидей из слоев с примитивными псевдофузулинами с комплексами из верхней части оренбургского яруса в Советском Союзе. По нашим представлениям (Раузер-Черноусова, 1973,) формация Нил Ренч с массовыми псевдошвагеринами хорошо сопоставляется со средней зоной ассельского яруса, а слои с примитивными псевдофузулинами и лептотритицитами — с нижней зоной яруса (см. табл. 1).

В Японии нижнюю часть нижней перми именуют серией Сакамотозава. Нижняя граница серии, а также пермской системы, весьма дискуссионна и ее положение различно трактуется в разных районах (Toriyama,

1966). Стратотипом серии являются разрезы массива Китаками на северо-востоке Японии, где отложения серии с мощными конгломератами (до 50 *м*) в основании залегают несогласно на нижнемосковских. Из первых фаунистически охарактеризованных слоев известны *Robustoschwagerina schellwieni. «Zellia» nunosei*, *Nipponitella* sp. и стратиграфически выше *Pseudofusulina vulgaris* (Kanmera, Mikami, 1965; и др.), т. е. комплекс фузулинидей уже нижней и верхней частей сакмарского яруса. Отсутствие самой нижней части нижней перми в стратотипическом разрезе серии Сакамотозава признается и японскими исследователями. Полней разрез нижней перми развит в юго-западных районах Японии, где представлены и аналоги ассельского яруса. Здесь нижняя граница перми проводится в основании зоны Pseudoschwagerina и подзоны Ps. morikawai.

Хотя в Японии достигнуты большие успехи в изучении фузулинидей и в дробном расчленении пограничных отложений карбона и перми, все же здесь еще недостаточно фаунистических доказательств для сопоставления зон и подзон разных районов и для обоснования положения нижней границы перми. Так, например, по сводке Такаи и др. (Takai, Matsumoto, Torijama, 1963) перерыву в основании серии Сакамотозава на массиве Китаками соответствует подзона Pseudoschwagerina morikawai, которая в Акиёси представлена подзоной Triticites simplex. По подошве последней проводится граница карбона и перми в данном районе, но в этом разрезе ниже подзоны T. simplex большой перерыв, а над ней указывается зона Pseudofusulina vulgaris позднесакмарского возраста, так что положение зоны Triticites simplex остается неясным. М. Минато и Д. Чои (Minato, Kato, 1965; Choi, 1973) в том же разрезе Акиёси указывают над подзоной T. simplex еще подзону Pseudoschwagerina muongthensis (по-видимому, ассельского возраста), с которой, однако, сопоставляют зону Robustoschwagerina schellwieni заведомо сакмарского возраста. А Р. Тоирияма в другой работе (Toriyama, 1967) значительно понижает нижнюю границу серии Сакамотозава массива Китаками, помещая ее на уровне средней части подзоны Pseudoschwagerina morikawai. К последней Р. Тоирияма относит полностью подзону Ps. muongthensis массива Кумы, с чем не согласен Д. Чои (Choi, 1973). Различия в сопоставлении пограничных отложений карбона и перми усугубляются еще и неясностью границы аналогов гжельского и ассельского ярусов в Японии.

Большие трудности возникают на пути сопоставления пограничных отложений карбона и перми Японии и СССР. Наиболее вероятно совпадение нижней границы перми Японии с подошвой ассельского яруса в СССР в резрезе Атёцу (Nogami, 1962, и др.), поскольку, по данным Я. Ногами, можно предполагать эквиваленты нижней зоны яруса. В ряде разрезов (Кума, Фукуи, Опара и др.) граница, по-видимому, проходит на уровне основания средней зоны яруса. Возможно положение границы и в основании сакмарского яруса (Акиёси, Ханда), где подзона Triticites сменяется зоной Pseudofusulina vulgaris, или разрез начинается со слоев с сакмарскими фузулинидеями (Тайсякю, Китиками).

Палеонтологические критерии обоснования границы карбона и перми в СССР

На основании палеонтологических данных в СССР продолжает обсуждаться положение нижней границы перми на четырех уровнях: в основании ассельского яруса (В. Е. Руженцев, С. Е. Розовская и др.; граница, официально принятая в СССР), в кровле яруса (Д. М. Раузер-Черноусова, Е. А. Рейтлингер и др.), в основании верхней зоны яруса (В. П. Бархатова и др.), в основании зоны Daixina sokensis (Ф. Ф. Рыбаков, И. А. Луньяк и др.). При оценке стратиграфической значимости ископаемых организмов важнейшими являются данные филогенетической эволюции и характер серии экосистем, выраженных в степени систематического разнообразия, численности таксонов, признаках приспособительного морфогенеза, ареалов распространения и др. В этих направлениях наиболее полные анализы развития организмов на рубеже карбона и перми возможны только по двум группам — аммоноидеям и фузулинидеям.

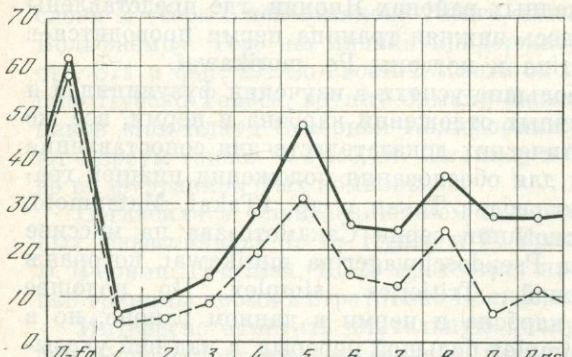


Рис. 1. График, показывающий число всех (сплошная линия) и вновь появившихся (пунктирная линия) родов в каждом из ярусов каменноугольной системы (по Руженцеву, 1965, стр. 15)

Условные обозначения: D_3fa — фаменский ярус; *1* — гаттендорфский ярус; *2* — турнейский ярус; *3* — саурский ярус; *4* — визейский ярус; *5* — намюрский ярус; *6* — башкирский ярус; *7* — московский ярус; *8* — жигулевский, или гжельский, ярус; *9* — оренбургский ярус; P_1as — ассельский яурс; 0—70 — число родов

Ассельские аммоноидеи известны только в двух регионах — на Южном Урале и в США (Furnish, 1972). Возраст аммоноидей из Сомоголе на о. Тиморе оказался тастубским (сакмарским), как и комплексов в Австралии (Furnish, Glenister, 1971a). Эволюция аммоноидей на рубеже каменноугольного и пермского периодов протекала весьма медленно (см. рис. 1). Невыразительность этого рубежа отмечал еще А. Миллер. В. Е. Руженцев неоднократно подчеркивал постепенный характер развития аммоноидей в это время (Руженцев, 1965, стр. 15). Из восьми семейств, наиболее характерных для пермского периода, в СССР два семейства появляются в московском веке, одно в гжельском, два в оренбургском и три в ассельском. Им отмечен также примитивный облик первых ассельских представителей пермских семейств и своеобразие парагастриоцеров, наиболее распространенных из «пермских родов».

Географическое распространение ассельских аммоноидей ограниченное. Из четырех семейств, впервые появившихся в ассельское время и наиболее характерных для ранней перми, металегоцератиды (род *Juresanites*) и попаноцератиды (род *Protopopanoceras*) известны только на Южном Урале, а перринитиды (род *Properrinites*) — только в США. Из 19

семейств, известных на Южном Урале, 15 впервые описано в СССР и только 3 семейства (из широко стратиграфически распространенных) — в Америке (Руженцев, 1955, табл. 2). В списке ассельских аммоноидей из Актюбинской области (Руженцев, 1952, табл. 2) нет ни одного американского вида.

Особенностью ассельских аммоноидей является их редкость и малочисленность Представители родов *Juresanites* и *Protopopanoceras* на Южном Урале являются единичными экземплярами [1], так же как и проперриниты в США (Furnish, 1972). Ассельский век был неблагоприятным временем для развития аммоноидей, предпочитавших открытые морские бассейны, тогда как в ассельское время преобладали теплые мелководные эпиконтинентальные моря с карбонатными осадками и органогенными постройками. Численность и систематическое разнообразие аммоноидей, их географическое распространение и космополитичность резко возрастают только с тастубского времени сакмарского века.

Указанные особенности распространения аммоноидей отрицательно сказываются на их значении для обоснования границы карбона и перми, особенно на Южном Урале. В разрезах на территории от р. Урала до р. Белой, типовых для ассельских и сакмарских отложений по В. Е. Руженцеву (1951, стр. 15), виды родов *Juresanites, Protopopanoceras* и *Paragastrioceras* не встречены. Они известны только в Актюбинской области, в Башкирии (г. Тратау) и на р. Юрезани. Ассельские аммоноидеи не описаны и из других регионов СССР.

Используя исчерпывающие по полноте данные, В. Е. Руженцева по числу экземпляров видов всех аммоноидей из пограничных отложений карбона и перми Южного Урала, В. П. Бархатова (1970; Barkhatova, 1964) и Д. М. Раузер-Черноусова (1970) провели анализ распространения по разрезам «каменноугольных» и «пермских» аммоноидей. Ими было показано, что в нижнем — сюренском горизонте ассельского яруса, составляющем по мощности основную часть яруса, среди аммоноидей резко преобладают виды, общие с комплексом оренбургского яруса и роды, свойственные верхнему карбону. Представители родов *Juresanites, Protopopanoceras* и *Paragastrioceras* обнаружены единичными экземплярами (кроме *Paragastrioceras*) только в отложениях, возраст которых позднеассельский (за исключением не совсем ясного местонахождения на р. Юрезань). Последующие исследования на Южном Урале (Гусев и др., 1968) подтвердили приуроченность видов родов *Juresanites* и *Paragastrioceras* только к верхнему горизонту асселя.

Таким образом, нижняя граница пермской системы в основании ассельского яруса не может быть обоснована развитием и распространением аммоноидей в СССР. Их значение для установления пермского возраста ассельского века в целом весьма относительно, поскольку появление редких и примитивных форм только в конце века можно рассматривать как начало становления нового в недрах старого. Интересно отметить, что у аммоноидей (рис. 2) ярко выражено первое появление новых таксонов в недрах еще старого комплекса, судя по диаграмме изменения числа всех родов аммоноидей за время их существования с конца девона и до начала сакмарского века (Руженцев, 1960, рис. 122).

[1] Не принята во внимание большая численность юрезанитов по р. Табанталу (Руженцев, 1952, стр. 21), поскольку ассельский возраст отложений в разрозненных отложениях реки не доказан убедительно.

С бо́льшим основанием используются аммоноидеи в США при решении вопроса о положении карбона и перми. Хотя находки остаются единичными, все же проперриниты и другие ассельские аммоноидеи указываются В. Фернишем (Furnish, 1972) уже не только в формации Нил Ренч, но и в формации Берсум, соответствующей, по-видимому, нижней части ассельского яруса. Однако род *Properrinites,* руководящий для ассельского и сакмарского ярусов, относится к семейству Shumarditidae и рассматри-

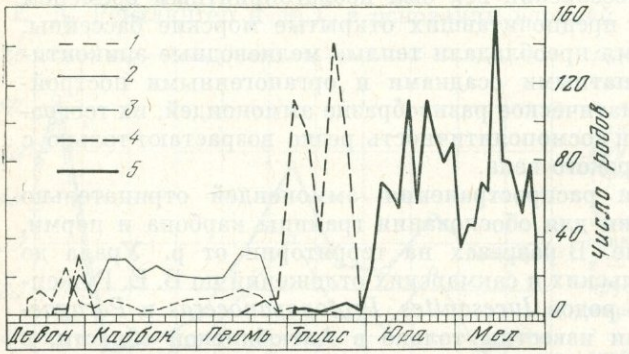


Рис. 2. Темпы развития пяти отрядов аммоноидей; по каждому ярусу указано суммарное число родов. Деление систем на ярусы: карбон — турнейский, визейский, намюрский, башкирский, московский, жигулевский, оренбургский; пермь — ассельский, сакмарский, артинский, казанский, татарский (по Руженцеву, 1960, рис. 122)

1 — Agoniatitida; *2* — Coniatitida; *3* — Clymenida; *4* — Ceratitida; *5* — Ammonitida

вается как переходный и промежуточный между каменноугольным родом *Shumardites* и раннепермским *Perrinites* (Руженцев, 1960, стр. 225). Так что «пермский» возраст проперринитов очень относителен.

Второй группой, послужившей для обоснования границы карбона и перми, являются фузулинидеи. Появлением новой группы — псевдошвагерин руководствовались в основном Дж. Биде и Г. Найкер при обосновании пермского возраста серии Вольфкемп. По швагеринам устанавливал В. Е. Руженцев нижнюю границу ассельского яруса, придавая большое значение моменту появления швагерин, как важного события в геологической истории (Руженцев, 1936, стр. 489). Однако швагерины и псевдошвагерины ни в какой степени не знаменуют собой начало какого-то нового, пермского этапа в развитии фаун. Широкое распространение многочисленных видов этих двух родов и других, сходных с ними по шарообразной форме раковин и ее свободному навиванию, определялось изменением внешних условий и приспособлением к особому образу жизни — обитанию во всей толще придонных вод, а не только на грунте. Эта группа родов вымерла в конце ассельского века на больших площадях ассельских морей, не оставив потомков, и лишь в пределах Тетиса они доживают еще в первую половину сакмарского века и даже дают начало новым родам и подродам, кратковременно распространенным только в области Тетиса.

В настоящее время фузулинидеи настолько хорошо изучены, многочисленны и широко распространены, что рассмотрение их эволюции можно проводить в планетарном масштабе (рис. 3). Для карбона в целом характерно надсемейство Fusulinaceae и для позднего карбона, включая ассельский век, семейство Schwagerinidae, подсемейство Schwagerininae которого проходит в это время свое основное развитие, обособляющееся как четкий этап. В пределах позднекаменноугольного этапа выделяются три фазы, соответствующие трем ярусам. Начальная, касимовская, фаза вы

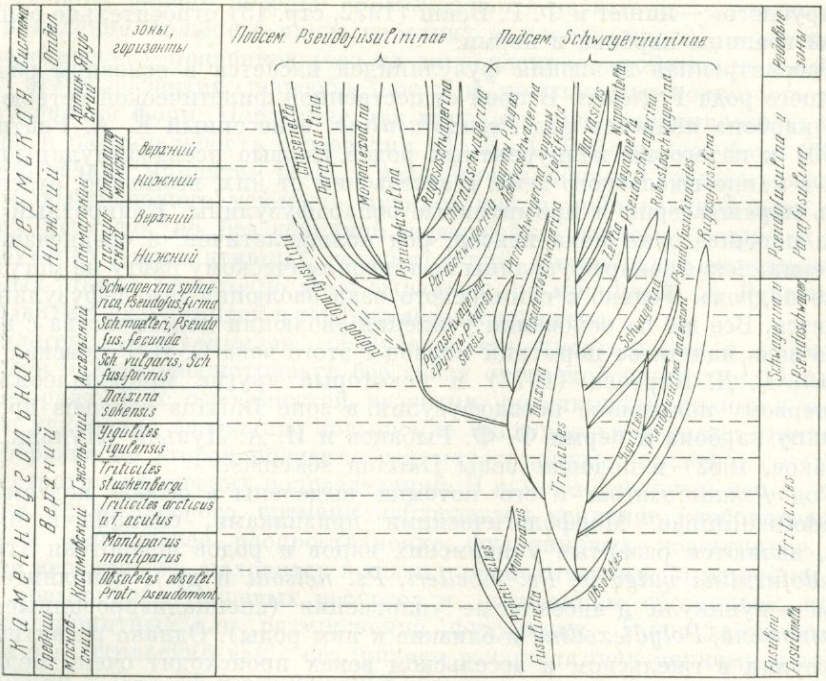


Рис. 3. Схема филогенетического развития фузулинидей в карбоновое и раннепермское время

ражена переходным характером морфологических признаков родов (*Protriticites, Obsoletes, Quasifusulinoides*), появлением коротких слепых ветвей (*Montiparus*), началом развития ведущего рода позднего карбона — рода *Triticites* и его номинального подрода. В гжельскую фазу происходит основное развитие тритицитов, появление их производных (подрода *Rauserites*, родов *Jigulites, Daixina, Pseudofusulina*), усиленная дивергенция и широкое расселение родов *Triticites, Jigulites* и *Daixina*. Для конечной, ассельской, фазы характерна как бы новая вспышка в эволюции тритицитов и некоторое усиление развития псевдофузулин. Но в подсемействе Schwagerininae эта вспышка прошла без продолжения эволюции, в основном она адаптивного типа, что специфично для конечных фаз крупных этапов (Рейтлингер, 1963; и др.). Морфологически швагерины и близкие к ним роды теснейшим образом связаны с тритицитами. Среди последних неоднократно уже появлялись виды со швагериноидной спиралью развертывания раковины (*Triticites schwageriniformis* и другие) при соответствующих условиях (водорослевые заросли, богатая донная фауна), способствующих попыткам завоевания новых экологических ниш. Особых «пермских» морфологических признаков практически у швагерин не отмечено. Поскольку подсемейство Schwagerininae в целом характерно для позднего карбона и кончает свое развитие в конце ассельского века, то, по мнению Д. М. Раузер-Черноусовой (1960 и др.), Е. А. Рейтлингер (1969) и др., границу карбона и перми в основании ассельского яруса нельзя считать обоснованной. «Этот рубеж в развитии фауны по своей значимости не вы-

ше ярусного» — пишет и Ф. Р. Бенш (1972, стр. 13) относительно общепринятой границы карбона и перми.

Рассмотренная эволюция фузулинидей касается в основном развития ведущего рода *Triticites*. Второй существенной филетической ветвью позднего карбона является род *Pseudofusulina*, отнесенный Е. А. Рейтлингер (1969) к категории конкурентных родов. Первые псевдофузулины появились в конце гжельского века, в ассельский от них, возможно, отделилась часть парашвагерин и примитивные эопарафузулины. Конкретный филогенез парашвагерин пока неясен, род полифилетичен, а среднеазиатские и американские эопарафузулины по таксономическому рангу не могут быть выше подрода. Только с сакмарского века эволюция псевдофузулин убыстряется. Все же на основании усиления эволюции подсемейства с ассельского века начинают пермский период с этого века С. Е. Розовская (1950 и др.), Г. Д. Киреева (1972) и некоторые другие микропалеонтологи. По первому появлению псевдофузулин в зоне Daixina sokensis проводят границу карбона и перми Ф. Ф. Рыбаков и И. А. Луньяк (Луньяк, 1962; Рыбаков, 1962) в подошве зоны Daixina sokensis.

Род *Pseudofusulina* и его потомки выделены в особое подсемейство Pseudofusulininae. Морфологическими признаками, специфичными для него, являются развитые у пермских видов и родов френотеки (группы *Pseudofusulina vulgaris, Ps. moelleri, Ps. nelsoni* и др.), дополнительные устья — куникули и аксеальные уплотнения (специализированные роды *Parafusulina, Polydiexodina* и близкие к ним роды). Однако развитие псевдофузулин в гжельском и ассельском веках происходит очень медленно. В зоне Daixina sokensis они известны только на Русской платформе и в Средней Азии. На Русской платформе они представлены редкими экземплярами из групп *Pseudofusulina gregaria — paragregaria*, пока еще слабо изученными. А группу «*Pseudofusulina*» *anderssoni* следует, соглашаясь с Г. Д. Киреевой (1972), считать слепой ветвью, отходящей от рода *Jigulites*. Среднеазиатские псевдофузулины в аналогах зоны Daixina sokensis многочисленны, но они очень однообразны и специфичны (низкая округлая складчатость). В раннеассельское время псевдофузулины еще довольно редки, на Русской платформе и в Приуралье отличаются примитивным обликом, нечетким выражением родовых признаков (Киреева и др., 1971).

Первые псевдофузулины появляются и в Северной Америке в аналогах нижней зоны ассельского яруса. Их отличает слабая складчатость, присутствие хомат, они еще редки среди преобладающих тритицитов. Только со средней зоны ассельского яруса в СССР и в Китае и со свиты Нил Ренч в США псевдофузулины выражены типично, относительно разнообразны и многочисленны. Однако в ассельских отложениях Японии псевдофузулины неизвестны. Таким образом, псевдофузулины в ассельском веке в общем локально распространены и слабо конкурентноспособны. Их следует рассматривать как первое становление нового в недрах старого, и следовательно, появление псевдофузулин не может считаться достаточным для обоснования границы карбона и перми в подошве ассельского яруса и тем более в подошве зоны Daixina sokensis.

Этапность развития фузулинидей на рубеже каменноугольной и пермской систем рассмотрена Е. А. Рейтлингер (1969). По характеру филетической эволюции Е. А. Рейтлингер относит ассельский век к конечной фазе позднекаменноугольного этапа (см. рис. 3). Особенностями конечных фаз (фаз становления, по Е. А. Рейтлингер) являются повышенная

изменчивость, причем нередко параллельная в разных филетических ветвях, появление большого числа коротких и слепых ветвей, предварение морфологических признаков (без их закрепления), свойственных следующему этапу развития, шарообразность и повышенная пористость вновь образующихся форм. Последние два признака явно адаптивного характера, как и параллельность в развитии. По Е. А. Рейтлингер, фазы становления отвечают моментам резкого воздействия внешней среды на развитие фауны, вызывающего усиление мутирования с мобилизацией всех внутренних ресурсов, но без коренной перестройки генного состава и соответствующих коррелятивных реконструкций. Своеобразие конечных фаз крупных этапов достаточно ярко выражено, по мнению Е. А. Рейтлингер, и в развитии фузулинидей в течение ассельского века.

Филогенез фузулинидей на рубеже каменноугольного и пермского периодов нельзя рассматривать без связи со сменой экосистем. Одной из ярко выраженных особенностей развития фузулинидей является периодичное ускорение эволюции, повышение численности и систематического разнообразия во второй половине седиментационных циклов и соответственно стратиграфических подразделений. В каменноугольный период в эти отрезки геологического времени наблюдается усиление карбонатонакопления и наибольшее распространение фузулиновых известняков, что, по всей вероятности, находится в связи с периодическим потеплением климата, повышением пищевых ресурсов и появлением обстановок, наиболее благоприятных для размножения фузулинид. Таков характер экосистем и в ассельский век с его широко разлившимися мелкими и теплыми морями с богатой органической жизнью и преобладающими карбонатными донными осадками. Расцвету известковых водорослей побережий и отмелей, а также фитопланктона — первому звену в пищевых цепях, в это время способствовали и расширение площади морей, и преобладание химического выветривания вследствие затишья тектонических движений, возможно, и прекращение угленакопления, выключавшего частично биогенные элементы из их общего круговорота (Tappan, 1971). Высокое таксономическое разнообразие сообществ фораминифер при их широкой экспансии, крупные размеры, массивность раковин (климакаммины, некоторые псевдофузулины), преобладание адаптивного морфогенеза (шарообразные раковины, увеличение пористости) над филетической эволюцией среди фузулинидей является признаком зрелой экосистемы (Одум, 1968). Едва ли целесообразно со стадии зрелой экосистемы начинать новый геологический период, т. е. проводить границу двух систем в основании ассельского яруса. Логичнее оставлять ярус в составе каменноугольной системы. Обновление экосистем с начала сакмарского века выражено и в резком повышении систематического разнообразия и численности и расширении географического распространения аммоноидей с тастубского времени. Причиной могли быть, прежде всего, изменения в пищевых ресурсах открытых морей. По-видимому, вспышка в развитии фитопланктона была вызвана существенным обновлением биогенных элементов в бассейнах в результате подъема глубинных вод в регионах с крупными тектоническими движениями земной коры.

Нельзя обосновать нижнюю границу перми в подошве ассельского яруса, исходя также из истории формирования фузулинидовых фаун в это время и из их палеобиогеографии. В ассельский век комплексы фузулинидей в основном весьма однообразны в пределах всего Средиземномор-

ского климатического пояса, охватившего в этот век широчайшие поверхности Земли. Так, в среднеассельское время сходные сообщества фузулинидей отмечаются в Евразии от Шпицбергена до Балкан, от Поволжья до Китая, в США от Аляски до южного окончания Южной Америки (архипелаг Патагонских островов). Своеобразие Тетиса выражено еще очень слабо. В Афганистане в ассельских отложениях встречено много форм, тождественных или близких к сообществам фузулинидей Средней Азии и Приуралья (Lapparent, Lys, 1972; Leven, 1971). Разительные перемены в палеобиогеографическом распространении фузулинидей произошли только с начала сакмарского века. Центры формирования пермских фаун этой группы переместились из юго-востока Европейской части СССР и Средней Азии (центров возникновения позднекарбоновых и ассельских фаун) на восток и юго-восток Азии, в основном в Японию, которая в ассельский век отличалась резко обедненными сообществами фузулинидей евразиатского типа. Изменяются и пути миграции фаун: кроме обычных для позднего карбона путей вдоль Паратетиса и в Северную Америку через Арктику, с сакмарского века открывается новое сообщение для фузулинидей востока Азии на северо-запад Северной Америки (Раузер-Черноусова, 1973). Более резко выражена с сакмарского времени климатическая зональность, четко обособляется Тетис, соответственно дифференцируется и палеобиогеографическое распределение фузулинидей. Все эти явления должны были быть вызваны изменениями в конфигурации суши и морей, а также направлений течений, как следствия крупных тектонических движений.

На рубеже ассельского и сакмарского веков в Евразии произошли важные геологические события. Так, в пределах Балкан и Южных Альп с сакмарского, или трогкофельского, времени отмечается резкое изменение характера осадконакопления, появление рифов, брекчий, мощных конгломератов и соленосных отложений, а также смена направления сноса терригенного материала в результате сильных движений варисцийского фундамента (Kahler 1952, 1963). В сакмарское время возник Кавказско-Тяньшанский перешеек, отделивший Уральский морской пролив от Тетиса. Крупные события произошли на востоке (возможно, и на юге) Азии. В Японии с начала сакмарского века возникли горные хребты и геосинклинальный режим распространился на эпиконтинентальные моря (Minato, 1966).

Трудно указать геологические явления того же масштаба на рубеже гжельского и ассельского веков. Ассельские отложения чаще составляют один седиментационный цикл с нижележащими гжельскими отложениями. Так, ассельские отложения на Русской платформе теснейшим образом связаны с подстилающими верхнекаменноугольными. В Карнийских Альпах раттердорфские отложения (сопоставляемые с ассельским ярусом) относятся к ауэрнигскому (карбоновому) циклу осадконакопления, а резкие изменения режима происходят с начала перми, с серии Трогкофеля (Kahler, 1952). В Средней Азии, по устному сообщению Ф. Р. Бенш, ассельским ярусом завершается верхнекарбоновый этап осадконакопления. В Китае аналоги асселя (свиты Мапинг и Чуаншан) отнесены к верхнему карбону на основании единства литологического состава и резкой смены выше верхней границы этих свит. В Японии, по Р. Морикава (Morikawa, 1960), каменноугольный тип осадконакопления, выраженный преобладанием светлых известняков, заканчивается зоной Pseudoschwagerina morikawai, т. е. ассельскими отложениями. Для пермских пород характерно

преимущественное развитие темноцветных вулканогенных кремнистых сланцев, конгломератов. По исследованиям Ч. Росса (Ross, 1963), в стратотипическом разрезе серии Вольфкемп крупный региональный перерыв и мощные конгломераты, учитывавшиеся как аргумент в пользу пермского возраста свиты Вольфкемп, приурочены к основанию не свиты Нил Ренч (аналога ассельского яруса), а свиты Линокс Хиллз, т. е. сакмарских отложений по Д. М. Раузер-Черноусовой (1965, 1970) и по В. Фернишу (Furnish, 1972). Росс отмечает, что свита Нил Ренч, хотя и отделена перерывом от нижележащих пенсильванских отложений, все же по геологическим данным ближе к последним, а свита Линокс Хиллз — к серии Ленард. Таким образом, палеобиогеографические данные и геологические события не подтверждают резкого рубежа с начала ассельского века. Важнейшие события происходят в его конце.

В заключение можно отметить, что в вопросах корреляции пограничных отложений карбона и перми достигнуты за последние десятилетия большие успехи и намечаются пути к более однообразному пониманию общепринятой нижней границы перми в основании ассельского яруса. Решающее значение в этом вопросе для регионов с морской фауной приобретают фузулинидеи, изучение которых в пограничных отложениях должно быть усилено. Палеонтологическое обоснование границы в основании ассельского яруса и его аналогов слабое и едва ли может быть повышено при дальнейших исследованиях. Эта граница является условной границей, а естественный рубеж в развитии основных групп фаун и в геологической истории Земли, хорошо обоснованный палеонтологическими методами, приходится на границу между ассельским и сакмарским ярусами.

С. В. Мейен

Нижняя и верхняя границы карбона в континентальных отложениях

Еще 10—15 лет назад казалось, что вопрос о положении нижней и верхней границ карбона в континентальных отложениях близок к разрешению. Считалось, что на границе девона и карбона произошла смена археоптерисово-циклостигмовой флоры на флору с *Lepidodendropsis— Triphyllopteris — Rhacopteris* (в понимании В. Йонгманса). Поскольку в конце девона — начале карбона географическая дифференциация, если и была, то весьма незначительной, эта смена считалась планетарной. Граница карбона и перми в Западной Европе и США проводилась по первому появлению рода *Callipteris* и некоторых сопутствующих растений, в Сибири — по исчезновению флоры алыкаевского типа. В Гондване граница карбона и перми оставалась дискуссионной, но все большее число исследователей склонялось к мнению, что ее надо проводить по появлению глоссоптериевой флоры (сейчас этого мнения придерживаются почти все стратиграфы, работающие на гондванских материках). Однако последующие исследования показали, что принятые варианты границ недостаточно точны или нуждаются в полной ревизии. При определении границы систем мало задумывались над тем, одновременно ли происходили смены форм, принимаемых за руководящие, в разных биогеографических областях. Недостаточно внимания уделялось и биогеографическому районированию конца девона — начала карбона.

Нижняя и верхняя границы карбона в континентальных отложениях проводятся преимущественно по палеоботаническим (в том числе палинологическим) данным. Остатки других наземных организмов (позвоночных, насекомых, пресноводных моллюсков, остракод и др.) пока могут быть использованы не столько для обоснования границ системы, сколько для ее характеристики в отдельных регионах. Уточнить корреляции пограничных слоев путем выявления каких-либо событий (вроде похолоданий, палеогеографических перестроек и т. д.), следы которых можно было бы проследить с уверенностью в разных биогеографических областях, пока не удается.

Мы не будем уделять много внимания оценке фитостратиграфических рубежей вблизи того или иного варианта границы, а сделаем бóльший упор на вопросы корреляции пограничных отложений в разных регионах.

Граница девона и карбона

История установления девонской и каменноугольной систем подробно изложена в недавно вышедшей монографии Г. П. Леонова (1973). Не излагая эту историю повторно, отметим лишь, что положение границы девона и карбона с самого начала определялось в двух регионах с сущест-

венно разными типами разреза. Это каледониды Великобритании, где девонский «древний красный песчаник» лагунно-континентального происхождения сменяется преимущественно морскими известняками нижнего карбона. Второй район — Рейнско-Арденнский массив, где пограничные слои девона и карбона представлены нормальными морскими отложениями с богатой и разнообразной фауной. Различным было и обоснование границы. В Великобритании она преимущественно обосновывалась резкой литологической сменой, а в Рейнско-Арденнском массиве — палеонтологическими признаками. Стремление проводить границы между системами в сплошных морских разрезах с фауной привело к тому, что именно разрез Рейнско-Арденнского массива где расположены стратотипы фамена и турне, стал опорным. Согласно решению II Геерленского конгресса по стратиграфии карбона (1935 г.), граница систем проводится между брахиоподовыми зонами Tnla и Tnlb или, что то же самое, между аммонитовыми зонами Wocklumeria и Gattendorfia. Этот же вариант границы подтверждался на последующих карбоновых конгрессах. В СССР принято более низкое положение границы систем, а именно по подошве заволжских слоев, что примерно соответствует нижней границе зоны Wocklumeria или зоны этрень в брахиоподовых фациях.

Долгое время не удавалось перекинуть мост между эталонным разрезом Рейнско-Арденнского массива и континентальными (или смешанными континентально-морскими) разрезами. Только в последние 15—20 лет такая возможность открылась благодаря палинологическим исследованиям, но они, к сожалению, пока не проведены в должном объеме и с необходимой детальностью в Сибири и Китае, где положение границы девона и карбона остается крайне дискуссионным. На Межведомственном стратиграфическом совещании в Новосибирске в 1964 г. было решено проводить границу систем по подошве быстрянской свиты Минусы и ее аналогов (Грайзер, 1967). Как будет показано ниже, это решение имеет слабое палеонтологическое обоснование.

Перейдем теперь к палеоботанической характеристике пограничных отложений девона и карбона в разных регионах. Начнем с эталонного разреза Рейнско-Арденнской области. Его палинологическую характеристику мы знаем благодаря работам М. Стрила (Streel, 1966, 1969, 1970; Bouckaert et al., 1970; Owens, Streel, 1970; Paproth, Streel, 1970). Он выделяет в верхах фамена — низах турне четыре флоризоны, обозначенные буквами по видовым названиям характерных миоспор. Первая из флоризон (GM) названа по видам *Archaeozonotriletes gracilis* Kedo и *Endosporites minutus* Hoff., St. et Malloy и соответствует верхам зоны Fa2*a* и зоне Fa2*b* или аммонитовым зонам toIII и toIV (*Platyclymenia — Prolobites*), т. е. середине фамена. Для флоризоны GM характерны *Ancyrospora langii* (Taug.-Lantz) Allen (не проходит выше Fa2*b*), *Retusotriletes triangulatus* Streel., *R. punctatus* Tchibr., *R. incohatus* Sullivan, *Hymenozonotriletes microsetus* Kedo, *Archaeozonotriletes famenensis* Naum. и другие виды, проходящие в следующие флоризоны.

Вторая флоризона (VU) названа по видам *Hymenozonotriletes versabilis* Kedo и *Spinozonotriletes uncatus* Hacq. Последний вид появляется в данной флоризоне и проходит через флоризоны PL и TE, а первый вид встречается во всех четырех флоризонах. На нижней границе флоризоны появляется *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo. Эта флоризона соответствует зоне Fa2*c*, т. е. примерно аммонитовой зоне toV Oxyclymenia — Goniocly-

menia (Laevigites) и брахиоподовым зонам Fm2*b* и Fm2 — Tn1*a* (нижняя часть). Флоризона VU делится на две части.

Следующая флоризона PL изучена и расчленена наиболее детально. Для нее характерны виды *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby et Neves (=*Hymenozonotriletes pusillites* Kedo) и *H. lepidophytus* Kedo, по которым названа флоризона, а также *Acanthotriletes hacquebardi* Playford (появляется с основания флоризоны), *Retusotriletes incohatus* Sullivan, *R. punctatus* Tchibrik, *R. planus* Dolby et Neves, *Apiculiretusispora plicata* (Allen) Steel, *Raistrickia variabilis* Dolby et Neves, *Auroraspora macra* Sullivan и др. Г. И. Кедо еще при установлении вида *H. lepidophytus* обратила внимание на закономерное изменение спор этого вида в разрезе. М. Стрил (Streel, 1966) сначала один, а затем с Оуэнсом провел детальное биометрическое изучение *H. lepidophytus* и проследил отдельные разновидности в разрезе, подразделив отложения с этим видом на четыре зоны. Позже он (Paproth, Streel, 1970; Streel, 1972) разделил те же отложения на пять зон (PLi, PLm, PLs1, PLs2, PLs3) с иными границами. Нижняя и особенно верхняя границы флоризоны PL обнаруживают некоторое скольжение по отношению к границам, проведенным на основе изучения конодонтов и аммонитов. В общем можно принять примерное соответствие флоризоны PL зонам этрень (в брахиоподовых фациях; Tn1*a*) и Wocklumeria (в гониатитовых фациях), конодонтовой зоне costatus.

Последняя флоризона, обозначенная как TE по характерным видам *Dictyotriletes trivialis* (Naum.) Kedo и *Hymenosonotriletes explanatus* (Lub.) Kedo, содержит виды *Retusotriletes incohatus* Sullivan, *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, *Hymenozonotriletes microsetus* Kedo и др. Она отвечает зоне Gattendorfia (Streel, 1972), но надо учитывать, что ее нижняя граница, возможно, скользит по гониатитовым зонам.

Выделенные в эталонном разрезе Рейнско-Арденнского массива подразделения довольно хорошо протягиваются в других местах планеты (Кедо, Голубцов, 1971; Умнова, 1971; Owens, Streel, 1970; Owens, 1970; Streel, (1970; Kaiser, 1970; Utting, Neves, 1970; Sandberg et al., 1972; и др.), но характеристика отдельных комплексов несколько меняется. Особенно полные данные имеются по комплексам с *H. lepidophytus* и *H. pusillites*. В Припятской впадине комплекс с *H. lepidophytus* обнаружен в интервале от кровли лебедянского горизонта до основания малевского горизонта. В этом интервале Г. И. Кедо (Кедо, Голубцов, 1971) выделила четыре последовательных комплекса (II, IIIA, IIIБ в данково-лебедянских отложениях и четвертый комплекс озерско-хованский).

Комплекс II (из нижнедавыдовской подсвиты) характеризуется крупными представителями *H. lepidophytus* (более 70 *мк*), что характерно для зоны C, первоначально выделенной Стрилом (Streel, 1966) в Рейнско-Арденнском массиве и соответствующей зоне PLi в его более поздних работах. В этих же отложениях В. К. Голубцов и Г. И. Кедо (1964; Кедо, Голубцов, 1971) указывают макроостатки растений *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Bothrodendron* sp., *Tancrea cornuformis* Stockm., *Archaeopteris* aff. *archetypus* Schmaih.

Комплекс IIIA (из низов верхнедавыдовской подсвиты) особенно богат представителями *H. lepidophytus* с разновидностями *tener* и *minor*. Появляются более характерные для малевского горизонта *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo, *L. rarituberculatus* и др. Из числа других видов комплекса надо упомянуть *Dictyotriletes trivialis* (Naum. in litt.) Kedo, *Archaeozo-*

notriletes famenensis Naum., *Hymenozonotriletes cassis* Kedo. В этих же отложениях найдены (Кедо, Голубцов, 1971) *Protopteridium hostimense* Kr., *Aneurophyton germanicum* Kr. *Tancrea cornuformis* Stockm., *Rachiopteris* sp. (определения А. Н. Криштофовича), *Sphenopteridium* sp., *Pecopteris* sp., *Cyclostigma sp.* (определения Т. Бохеньского). Эти же макроостатки растений встречены вместе со следующим комплексом IIIБ (в верхах давыдовской свиты), где *H. lepidophytus* представлен преимущественно разновидностями *minor* и *tener*. Г. И. Кедо и В. К. Голубцов считают комплексы IIIА и IIIБ наиболее верхними в пределах девона. В IIIБ они склонны включать и комплекс, ранее считавшийся озерско-хованским.

В основании малевского горизонта Припятского прогиба появляется и сразу становится доминирующим *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, получают широкое распространение появившиеся ранее *Lophozonotriletes rarituberculatus, L. malevkensis* и другие, характерные для нижнего карбона миоспоры. Эту нижнюю часть малевского горизонта Кедо выделяет в зону «pusillites». В остальной части малевского горизонта *H. pusillites* не встречен. Таким образом, в Припятской впадине, в отличие от Рейнско-Арденнского массива и некоторых других мест земного шара (см. ниже), виды *H. lepidophytus* и *H. pusillites* совместно не встречаются, а сменяют друг друга в разрезе. Это затрудняет сопоставление вмещающих пород. Все же можно полагать, что комплексы II, IIIА и IIIБ Припятской впадины одновозрастны флоризоне PL Стрила.

Подробная палинологическая характеристика пограничных отложений девона и карбона в центральных районах Русской платформы дана В. Т. Умновой (1971). Единичные споры *H. lepidophytus* появляются в кудеяровской толще, залегающей в кровле данковского горизонта. В лежащей выше озерской толще выделены три пачки с различающимися комплексами спор. В целом в озерской толще большую роль играют крупно- и среднесетчатые разновидности *H. lepidophytus*, а также округлые споры с гладкой, шагреневой и бугорчатой экзиной, *Archaeozonotriletes cistifer* (Lub.) Kedo, A. *delicatus* V. Umn. и др. По мнению В. Т. Умновой, озерская толща одновозрастна давыдовской свите Припятской свиты (без верхней пачки) и верхней части (по-видимому, это описка: следовало написать «нижней части») зоны Wocklumeria Рейнско-Арденнского массива. В хованских слоях преобладают разновидности *minor* и *tener* вида *H. lepidophytus*, а в целом комплекс имеет еще девонский облик и сопоставляется Умновой с верхней частью зоны Strunien, т. е. с брахиоподовой зоной Tn 1*a*. Господство разновидностей *minor* и *tener*, по М. Стрилу, наступает на границе фамена и струниена (Fa2*d* — Tn1*a*), или между флоризонами PLi и PLm, но эта смена в Рейнско-Арденнском массиве происходит более постепенно. В начале малевского горизонта (как и в Припятской впадине) быстро и нацело исчезает *H. lepidophytus*. Зато появляется много (до 60%) *H. pusillites*. Интересно, что севернее, в Боровичско-Валдайском районе, в малевских отложениях количество *H. pusillites* сильно снижается (Вандерфлит, 1968); как и в предыдущих двух регионах, этот вид не указан вместе с *H. lepidophytus*. Сходная смена комплексов наблюдается в Западной Башкирии и Тимано-Печорской области (Кедо и др., 1972).

Смена палинологических комплексов, аналогичная таковой в Рейнско-Арденнском массиве, но иногда с выпадением отдельных флоризон указывается в сланцах Вудфорд в Оклахоме, в серии Хортон Новой Шотландии, на юге провинции Онтарио, на Юконе, в Южной Англии и Южной

Ирландии, Марокко, Ливии, Саудовской Аравии, Западной Австралии (Owens, 1970; Owens, Streel, 1970; Streel, 1970; Sandberg et al., 1972). Обзор всех этих разрезов показывает, что на границе девона и карбона (при любом ее варианте) не происходит глобальной перестройки состава миоспор, хотя по некоторым видам можно провести довольно четкие рубежи. В ряде районов Европейской части СССР прекрасно отбивается уровень смены *H. lepidophytus* на *H. pusillites* (Кедо и др., 1972), но в Западной Европе оба вида встречаются вместе. В последовательной смене разновидностей *H. lepidophytus* намечается определенная морфологическая тенденция, но процентное соотношение этих разновидностей скорее помогает ориентироваться в разрезе, чем проводить четкие границы. По наблюдениям М. Стрила, смена миоспоровых комплексов по сравнению со сменой комплексов гониатитов и конодонтов более растянута в разрезе. Важно и то, что отдельные, характерные для карбона формы появляются еще в заведомо фаменских отложениях, а в слоях, всеми исследователями относимых к карбону, еще встречается определенное количество миоспор девонского облика.

Следует отметить стремление палинологов, занимающихся верхами девона — низами карбона на Русской платформе, провести границу систем не в основании заволжского горизонта (озерско-хованских слоев), как это принято в унифицированной схеме, а в основании малевского горизонта по смене *H. lepidophytus* на *H. pusillites*, т. е. примерно на том же уровне, что и в Западной Европе (по основанию зоны Gattendorfia).

Обратимся теперь к распределению комплексов макроостатков растений на границе систем. В литературе часто можно встретить утверждение, что на этой границе археоптериево-циклостигмовая флора уступила место флоре с *Lepidodendropsis, Rhacopteris* и *Triphyllopteris*. Однако в действительности было известно только то, что для фамена в целом характерны комплексы с *Archaeopteris* и *Cyclostigma,* а для турне вообще — комплексы с *Lepidodendropsis*. Точный уровень смены этих комплексов просто не был известен. Кроме того, систематика перечисленных родов до сих пор недостаточно хорошо разработана, а поэтому не вполне ясны пределы их распространения. Род *Archaeopteris* хорошо отделяется от морфологически близких родов только при условии нахождения как стерильных, так и фертильных побегов. Представители его время от времени указываются из заведомо турнейских отложений, но ни один из найденных образцов не был описан с необходимой детальностью. Важно то, что в нижнем карбоне продолжают встречаться стволы *Callixylon* (Matten, 1972), с которыми доказана связь девонских *Archaeopteris*.

Примерно так же обстоит дело с родом *Cyclostigma*. Хорошо изучен только типовой вид (*C. kiltorkense* Haught, Chaloner, 1968), у которого были обнаружены парихны, пока неизвестные у других, в том числе каменноугольных видов рода. Род *Lepidodendropsis* указывается в Казахстане из заведомо девонских (даже среднедевонских) отложений. Но действительно ли девонские лепидофиты принадлежат к тому же роду, что и кульмский *L. hirmeri* Lutz, мы не знаем. Их объединяют признаки филлотаксиса и общего облика листовых подушек, что недостаточно для суждения о принадлежности этих лепидофитов к одному естественному роду. Кульмские *Rhacopteris* еще в начале нашего века были переведены в *Anisopteris* (типовой вид *Rhacopteris elegans* (Ett.) Schimp. происходит из вестфала). Соотношение обоих родов друг с другом, с гондванскими *Pseudorhacopteris*

и с девонскими археоптеридами остается неясным. Совершенно недостаточно изучена и *Triphyllopteris,* являющаяся типичным форм-родом.

В последние годы, благодаря более точной увязке флороносных толщ с рейнско-арденским эталонным разрезом, появились подозрения, что в разных частях мира смена флоры с девонского облика на каменноугольный происходит на разных уровнях. Это видно из сопоставления с упомянутым разрезом флороносных толщ Медвежьего острова и Донбасса. Флора Медвежьего острова известна еще с прошлого века и изучалась О. Геером и А. Натгорстом. Вмещающие ее отложения были выделены в так называемый «Ursa-Stufe», или серию Тунгейм (Tunheim) по современной номенклатуре. В разрезе серии выделены два интервала с миоспорами, разделенные песчаниками, из которых спор получить не удалось. Кайзер (Kaiser, 1970) обнаружил во флороносной толще большое количество спор *Hymenozonotriletes lepidophytus* и проследил в разрезе ту же смену разновидностей этого вида, что и в Рейнско-Арденнском массиве. Слои, в которых собраны *Archaeopteris hibernica* (Forbes) Daws., *A. fimbriata* Nath., *A. roemeriana* (Goepp.) Lesq., *Pseudobornia ursina* Nath., *Cyclostigma kiltorkense* Haught., *Sphenopteridium keilhaui* Nath. и др., т. е. типично позднедевонская по составу флора, параллелизуются с верхами слоев Comblain-au-Pont (Tn1*a*) и низами слоев Hastière (Tn1*b*) Бельгии. Как на Медвежьем острове, так и в Бельгии в этом интервале преобладают разновидности *tener* и *minor* вида *H. lepidophytus.* Таким образом, археоптериево-циклостигмовая флора Медвежьего острова попадает в самые верхи девона по схеме, принятой Геерленским конгрессом, и в самые низы карбона по унифицированной схеме Русской платформы. Эта флора имеет этреньский возраст.

С тем же интервалом бельгийского разреза сопоставляются флороносные слои новотроицкого горизонта Донбасса (Айзенверг, Бражникова, 1965), флора которого, по данным Т. А. Ищенко (1961, 1964), включает: *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz, *L. cyclostigmatoidts* Jongm., Goth. et, Darrah, *L. vandergrachtii* Jongm., Goth. et Darrah, *L. sigillarioides* Jongm., Goth. et Darrah, *Lepidostobus* cf. *faudelii* Schimp., *Rhodeopteridium lipoldii* (Stur) Zimm., *Sphenophyllum saxifragaefolioides* Leuh., *Archaeocalamites* sp. Из примерно тех же отложений М. Д. Залесский (Zallessky, 1931) дал совершенно иной список лепидофитов, представленных видами родов *Heleniella* и *Helenia.* Судя по изображениям, данным М. Д. Залесским и Т. А. Ищенко, некоторые описанные ими лепидофиты явно одни и те же, хотя и названы по-разному. В литературе отмечалось, что *Lepidodendropsis, Helenia* и *Heleniella* — близкие роды, если не синонимы (Jongmans,1954). С другой стороны, В. А. Ананьев (1974) считает, что экземпляры на табл. VII, фиг. 5—6 в работе Т. А. Ищенко (1961) принадлежат не к *Lepidodendropsis cyclostigmoides,* а к *Pseudolepidodendropsis carneggianum* (Heer) Schweitzer, а на фиг. 1—3 той же таблицы — к *Cyclostigma kiltorkense* Haught. (а не *Lepidodendropsis hirmeri*). По мнению В. А. Ананьева, ни один экземпляр, изображенный Ищенко, нельзя с уверенностью отнести к *Lepidodendropsis.* В. Йонгманс (Jongmans, 1954), наоборот, считал, что большинство лепидофитов, изображенных Залесским (а, стало быть, то же относится и к образцам Т. А. Ищенко), следует отнести к *Lepidodendropsis.* Благодаря любезности Т. А. Ищенко, я смог ознакомиться с ее коллекцией. Не предваряя результатов ревизии прежних определений, которую Г. А. Ищенко планирует провести, скажу только, что лепидофиты на фиг. 5—6 (см. выше) имеют лигульную ямку и вильча-

тые листья, что не свойственно *P. carneggianum*. Некоторые экземпляры (их меньшинство) вполне могут быть отнесены к *Lepidodendropsis*, но в целом лепидофиты довольно своеобразны.

До ревизии новотроицкой флоры трудно судить о ее списочном составе. Все же присутствие лепидофитов с четкой лигульной ямкой придает этой флоре скорее кульмский, чем девонский облик. Здесь надо, правда, сразу оговориться, что лигульную ямку регулярно не замечали и у лепидофитов карбона (Мейен, 1974), так что основываться на этом признаке надо с большой осторожностью.

По данному Т. А. Ищенко списочному составу, новотроицкая флора близка к флоре сланцев Гейген (ГДР). Эти сланцы помещаются на уровень границы Tn2 и Tn3 (Gandl, 1972), т. е. в верхнюю часть зоны Siphonodella crenulata. В них также найдены многочисленные *Lepidodendropsis, Lepidostrobus, Sphenophyllum, Rhodeopteridium* и др. Но сланцы Гейгена, принадлежащие турне и даже не его низам, безусловно, моложе новотроицкого горизонта, морская фауна которого заставляет сопоставлять его с зоной этрень Бельгии (Айзенверг, Бражникова, 1965). Нижнюю толщу горизонта А. В. Приходько (1968) сопоставляет даже с верхней частью лебедянского горизонта, т. е. с заведомо девонскими отложениями.

Иными словами, флора низов карбона по принятой в СССР схеме (по подошвам зон Wocklumeria или этрень) имеет в одних местах типично девонский, а в других местах — более кульмский облик. Если проводить границу по западноевропейскому варианту (в подошве зоны Gattendorfia), то все достоверно датированные слои с флорой *Archaeopteris — Cyclostigma* отойдут к девону, а появление кульмского типа флоры с *Lepidodendropsis* придется отнести на конец девона. Правда, отдельные находки *Cyclostigma* указывались в Западной Европе (например, в Гарце) и в заведомо турнейских отложениях (Грайзер, 1967; Мейен, 1970а), но сохранность этих остатков очень плохая и определение рода остается сомнительным. В любом случае изложенные данные показывают, что проведение границы в континентальных отложениях по смене флоры *Archeopteris — Cyclostigma* на флору с *Lepidodendropsis* имеет шаткое основание. В континентальных отложениях эту границу пока можно проводить только по палинологическим данным.

Здесь следует оговорить одно важное обстоятельство. Мы до сих пор очень плохо представляем характер палеофлористического районирования в конце девона — начале карбона. Поэтому автоматически переносить данные о стратиграфической приуроченности отдельных родов миоспор, полученные в Европе и Америке, на другие регионы довольно рискованно. Это касается, прежде всего, Сибири и Китая. Правда, именно в этих районах палинологическая характеристика пограничных слоев девона и карбона практически неизвестна. Поэтому положение границы систем остается неопределенным.

В Сибири непрерывная последовательность континентальных отложений верхнего девона и нижнего карбона известна в Минусинском бассейне (Грайзер, 1967). Здесь к фамену относят красноцветную тубинскую свиту с археоптерисовой флорой: *Archaeopteris halliana* (Goepp.) Daws., *A. obtusa* Lesq., *A. hibernica* (Forbes) Daws., *Moresnetia zalesskyi* Stockm., *Pseudobornia* cf. *ursina* Nath. Ее фаменский возраст определяется ихтиофауной. В следующей быстрянской свите выделяются три пачки, из которых нижняя не охарактеризована палеонтологически, две верхние содержат ихтио-

фауну раннекаменноугольного облика, а средняя пачка — следующие растения (определения А. Р. Ананьева): *Cyclostigma kiltorkense* Haugh., *C. carneggianum* (Heer) Nath., *Sphenophyllum subtenerrimum* Nath., *Archaeopteris halliana* (Goepp.) Daws., *Aphlebiopteris boeggendorfiana* Goth. et F. Zimm. Сходная, но более бедная флора найдена в вышележащей алтайской свите. Выше (в надалтайской, или камышинской, и самохвальской свитах) встречается уже флора с *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz, *L. vandergrachtii* Jongm., Goth. et Darrah, *Ursodenderon distans* (Chachl.) S. Meyen, *Angarophloios alternans* (Schmalh.) S. Meyen, *Caulopteris ogurensis* (Schmalh.) Anan. et Mikh. и др.

В унифицированной схеме (1964 г.) граница девона и карбона проведена между тубинской и быстрянской свитами. Это решение приходится признать весьма условным. Во-первых, нижняя пачка быстрянской свиты не имеет палеонтологической характеристики. Во-вторых, как уже говорилось выше, флора с *Cyclostigma* может в равной мере иметь как девонский, так и каменноугольный возраст. В-третьих, указывалось (Полевой атлас..., 1955), что палинологические комплексы быстрянской свиты сходны с данково-лебедянскими. В-четвертых, на определение возраста по ихтиофауне пока трудно полагаться. Дело в том, что уровень смены ихтиофауны с девонского облика на раннекаменноугольный пока не известен с достаточной точностью. К тому же видовой, а отчасти и родовой состав быстрянских рыб эндемичен.

Обосновывая каменноугольный возраст быстрянской свиты, М. И. Грайзер (1967) справедливо отмечает, что циклостигмово-археоптериевая флора известна в карбоне, но не учитывает, что уровень смены этой флоры на флору с *Lepidodendropsis*, возможно, не происходил повсеместно на одном уровне. На каком уровне произошла эта смена в Сибири, мы пока не знаем. Правда, в тарханской свите Рудного Алтая, относимой по морской фауне (брахиоподам) к зоне этрень, известны *Cyclostigma kiltorkense* и *C. carneggianum*, залегающие вместе с фауной. По палинологическим данным (Гришина, 1971), тарханская свита соответствует заволжскому и малевскому горизонтам Русской платформы, причем брахиоподовые слои сопоставляются с малевским горизонтом. Если это сопоставление верно, циклостигмовая флора тарханской свиты оказывается моложе новотроицкой флоры Донбасса.

Вопрос о возрасте быстрянской свиты недавно кратко рассмотрел В. А. Ананьев (1974). Он считает, что основной флористический рубеж проходит на границе тубинской и быстрянской свит, где археоптерисовая флора меняется циклостигмовой, а *Cyclostigma* — «прогрессивный элемент» во флоре плауновидных девона — среднего карбона. По мнению В. А. Ананьева, указанное мной противоречие (Мейен, 1970б) между данными по Донбассу и Сибири тем самым снимается. И тут и там в основании карбона присутствует флора с *Cyclostigma* и *Pseudolepidodendropsis*. Между тем, вопрос о систематическом составе новотроицких лепидофитов Донбасса остается открытым (см. выше). Но даже если среди сибирских и донецких лепидофитов обнаружатся общие роды, главное различие между флористическими сменами в Ангарской и Еврамерийской областях останется. В Сибири циклостигмовая флора сменяет археоптерисовую, а в Еврамерийской области *Archaeopteris* и *Cyclostigma* встречаются совместно. Кроме того, в Сибири циклостигмовая флора ассоциирует с рыбами карбонового облика, а в Европе типовой материал рода *Cyclostigma* происходит из от-

ложений с рыбами девонского типа. Поэтому указанное мной противоречие флористических и фаунистических данных отнюдь не снимается. Надо еще отметить, что из самого факта значительности флористического рубежа на границе тубинской и быстрянской свит еще не следует, что этот рубеж приходится на границу систем в принятом в СССР варианте. Говоря о границе систем за пределами стратотипических разрезов, мы должны исходить не из одной лишь резкости рубежей, которые всегда могут быть местными, а из корреляции со стратотипическим разрезом. Таким образом, вопрос о границе девона и карбона во флороносных толщах Сибири приходится по-прежнему считать открытым. Карбоновый возраст быстрянской свиты можно принимать лишь совершенно условно, следуя установившейся в последнее десятилетие традиции.

На других регионах, в которых имеются пограничные слои девона и карбона, мы задерживаться не будем. Скажем только, что в Китае на этом уровне располагается серия (свита) Wutung (Удун, Утун), в которой вверх по разрезу происходит уменьшение количества *Leptophloeum* и увеличение *Lepidodendropsis* (Lee, 1964), но оба рода проходят через всю серию. Ихтиофауна этой серии имеет девонский облик. Возраст Wutung остается дискуссионным. В Северной Америке низы карбона в континентальных или прибрежноморских осадках с макро- и микрофлорой известны в Аппалачском районе, в Оклахоме, Новой Шотландии, Онтарио и на Юконе. В первом из этих мест к низам карбона относится серия Поконо, содержащая флору с *Lepidodendropsis* (Jongmans et al., 1937) и залегающая с перерывом на серии Кэтскилл, верхнюю часть которой сопоставляют с зоной этрень. В серии Кэтскилл известна *Archaeopteris*. В Оклахоме (Almen, 1970) в переходных слоях от девона к карбону отсутствует вид *H. lepidophytus*, что довольно необычно. Интересно, что в серии Horton (Новая Шотландия) по всему разрезу встречаются *Lepidodendropsis* и *Aneimites* (т. е. растения кульмского облика), а в миоспоровых комплексах много *H. lepidophytus* и *H. pusillites* (McGregor, 1970). Однако изучены эти комплексы еще недостаточно полно. Сопоставление североамериканских и западноевропейских разрезов по миоспорам дано Сандбергом с соавторами (Sandberg et al., 1972).

Таким образом, с точки зрения общей этапности развития наземного растительного мира указать какую-либо одну четкую границу между девоном и карбоном невозможно. Вполне вероятно, что смена циклостигмовой или археоптериево-циклостигмовой флоры на флору с *Lepidodendropsis* произошла в разных регионах на разных уровнях, хотя и в пределах довольно узкого стратиграфического интервала. Соответственно, с точки зрения палеоботаники, ни один из двух главных дискутируемых в литературе уровней проведения границы (в кровле или в подошве зоны Wocklumeria — этрень) не имеет особых преимуществ. Палинологические комплексы этого спорного интервала, безусловно, ближе по общему облику к девонским, чем к каменноугольным. Наиболее четкий и легко прослеживаемый палинологический рубеж, пожалуй, приходится на основание малевского горизонта Русской платформы и его аналогов.

В дальнейшем необходимо особое внимание обратить на более детальную систематику макроостатков растений из пограничных слоев и особенно на систематику плауновидных. В частности, нуждается в подтверждении широкое распространение в пространстве отдельных видов *Lepidodendropsis* и *Cyclostigma*.

Граница карбона и перми

Как и в случае границы девона и карбона, верхняя граница карбона устанавливалась поочередно в разных местах, причем корреляция разрезов этих мест до сих пор вызывает оживленные дискуссии. История установления границы карбона и перми хорошо освещена в монографии Г. П. Леонова (1973). Современное понимание этой границы первоначально определилось в континентальных отложениях Западной Европы, где еще в прошлом веке нижним членом перми был принят красный лежень. После работ Э. Вейсса границу систем стали проводить по появлению характерного комплекса флоры с многочисленными *Callipteris* и хвойными.

Этот уровень принимается большинством исследователей до сих пор, хотя недавние находки *Callipteris* в более низких слоях и новые палинологические данные заставляют вернуться к проблеме границы стефана и красного лежня. В континентальных отложениях за пределами Западной Европы граница карбона и перми продолжает оставаться крайне дискуссионной, отчасти из-за того, что в морских отложениях ее положение тоже вызывает серьезные разногласия.

Одним из главных препятствий на пути установления удобной и хорошо обоснованной границы систем является резко выраженная биогеографическая дифференциация этого времени. Важно, что самые крупные биогеографические единицы, выделяемые по морской фауне (области) и наземной флоре (царства, области) территориально почти совпадают, если прослеживать соотношение их границ в течение нескольких веков. Это упрощает стратиграфическую корреляцию в пределах крупных биохорий, но делает крайне трудными межобластные сопоставления. Учитывая эту биогеографическую дифференциацию, удобнее рассматривать положение границы карбона и перми по отдельным биохориям (точнее — фитохориям, поскольку данная статья посвящена континентальным отложениям).

Общее расположение фитохорий конца карбона и начала перми было одним и тем же, хотя с начала перми степень флористической дифференциации несколько возросла, и это вынуждает повысить ранг некоторых фитохорий. В конце карбона в пределах Арктокарбонового царства существовали три области — Ангарская, Еврамерийская и Катазиатская. Где-то в начале перми Ангарская область приобретает ранг царства (с единственной одноименной областью), а Еврамерийская и Катазиатская области могут быть объединены в Америсинийское царство. Гондванское царство продолжает существовать в течение всей перми (Мейен, 1970а).

Флористические комплексы пограничных слоев карбона и перми в Еврамерийской области известны в Западной Европе, на востоке США и в Донбассе. Лучше всего они изучены в ГДР, ФРГ и Франции. Для нас наибольший интерес представляет разрез Саара. Именно здесь Э. Вейссом (Weiss, 1869—1872) была выделена последовательность флористических комплексов конца вестфала, стефана и красного лежня и дано палеоботаническое обоснование границы «каменноугольной формации» и «угленосного красного лежня», рассматривавшегося Вейссом как «пермский карбон» или «надкаменноугольные породы».

Напомним, что в то время объем собственно пермской системы в морских отложениях еще оставался весьма далеким от принятого ныне. В Европейской части России к перми относили только кунгурские, уфим-

ские и казанские отложения. Артинские и нижележащие отложения нынешней нижней перми включались в пермокарбон (татарские отложения включались в пермь, триас или пермо-триас; Мазарович, Фениксова, 1949; Леонов, 1973). Поэтому, хотя красный лежень был помещен в основание перми еще Мурчисоном, но только в нашем веке стало ясно, что с низами красного лежня следует сопоставлять не надартинские красноцветы Приуралья, как это думал Мурчисон, а гораздо более глубокие горизонты. Сопоставление континентальных флороносных толщ верхнего карбона и низов перми Западной Европы с морскими отложениями того же возраста Европейской части России стало возможным в сущности только после изучения разреза Донбасса, где морские отложения переслаиваются с континентальными. Однако еще и до наших дней определение границы карбона и перми в морских и континентальных отложениях ведется в значительной мере независимо.

Вернемся теперь к разрезу Саара. Стефану здесь соответствует отвейлерская серия (группа, слои), подразделяемая на ряд более мелких слоев (геттельборнские, дильсбургские, хойсвайльские и брайтенбахские). Выше следует нижний красный лежень, начинающийся с кузельских и лебахских слоев (последние вместе с толейскими слоями иногда выделяются в средний красный лежень). Брайтенбахские слои имеют еще типично стефанскую флору с многочисленными папоротниками (пекоптеридами), членистостебельными и птеридоспермами (*Callipteridium, Neuropteris, Odontopteris*). Характерные для красного лежня хвойные (*Lebachia, Ernestiodendron*) и каллиптериды (*Callipteris conferta* (Stbg.) Brgt. и др.) отсутствуют. В кузельских слоях те и другие появляются в большом количестве, но продолжают встречаться и многие стефанские растения. Подробная палеоботаническая характеристика брайтенбахских и кузельских слоев дана Дубенже (Doubinger, 1956). Таким образом, по макроостаткам растений граница брайтенбахских и кузельских слоев вполне отчетлива и ее аналоги хорошо прослеживаются в Лотарингии и в ряде бассейнов Центрального Французского массива (см. Doubinger, 1956), где аналогом нижнего красного лежня обычно считается отен.

Более сложная картина наблюдается в палинологических комплексах брайтенбахских и кузельских слоев (Bharadwaj, Venkatachala, 1957—1958; Helby, 1966). В углях кузельских слоев палинологические комплексы сохраняют стефанский облик. С другой стороны, некоторые характерные миоспоры красного лежня (в том числе пыльца, связываемая с *Callipteris conferta*) начинаются в брайтенбахских и более глубоких слоях. Другими двумя препятствиями к широкому применению палинологии для проведения границы систем в пределах Еврамерийской области является недостаточная изученность родов и видов миоспор и их нечеткая диагностика, а также сильная фациальная изменчивость палинологических комплексов. При проведении границы систем палинологии обращают преимущественное внимание на процентное участие в комплексах мешковой пыльцы с гладкой и ребристой экзиной тела и миоспор типа *Vittatina*, но именно процент этих групп миоспор обнаруживает наибольшую зависимость от фаций.

Поэтому при проведении границы систем в континентальных отложениях обычно отдавали предпочтение макроостаткам растений, в частности, появлению рода *Callipteris*. Правда, и здесь приходится соблюдать большую осторожность. Еще в 30-х годах было показано, а недавно подтвер-

ждено (Cridland, Morris, 1963), что пермского облика комплексы растительных макрофоссилий появляются в некоторых фациях еще в заведомо каменноугольных отложениях. Указывалось также, что род *Callipteris* появляется сначала в аллохтонных захоронениях и лишь затем в автохтонных, хотя другие авторы не склонны слишком тесно связывать появление рода с фациальной обстановкой (см. Remy, Havlena, 1962).

В 1973 г. А. Буроз и Ж. Дубенже подготовили отчет по границе стефана и отена и по строению верхнего стефана и отена в их стратотипах. Этот отчет был подготовлен для Международной подкомиссии по стратиграфии карбона и пока не опубликован. Оказалось, что первые *Callipteris* появляются в самых верхах свиты Авез (стефан С) бассейна Сент-Этьен (стратотипический регион стефана). *Callipteris* встречен и в «смешанной отено-стефанской формации» (Formation ambigüe Autuno-Stephanienne). Последняя вместе со слоями Лит, залегающими в верхней части свиты Авез, включена А. Бурозом и Ж. Дубенже в стефан D. В стратотипе отена (бассейн Отен) нижние две свиты (Гранд-Моллуа и Игорне), ранее относившиеся к нижнему отену, оказались аналогами верхней части стефана D. В них также встречены *Callipteris*. Оказалось, что граница брайтенбахских и кузельских слоев Саара сопоставляется не с низами отена, а должна быть помещена на уровень нижней части стефана D. Таким образом, не подтверждается корреляция нижних границ отена и нижнего красного лежня.

Очевидно, при выборе границы систем в континентальных отложениях Западной Европы надо учитывать и сопоставление этих отложений с морскими. В этом отношении особое значение имеют материалы по Донбассу. К сожалению, и здесь вопрос о границе систем остается крайне дискуссионным, даже если основываться на принятом в СССР варианте, а именно ее проведении в подошве ассельского яруса. Дело в том, что в Донбассе палеонтологическая характеристика пограничных отложений карбона и перми недостаточна. Далее речь пойдет только о двух свитах донецкого разреза, а именно — араукаритовой и картамышской. Разными исследователями (см. Долуда, 1961) граница систем проводилась в подошве или в середине араукаритовой свиты, в подошве, середине или кровле картамышской свиты. Предлагалось проводить границу систем и в кровле вышележащей никитовской (известняково-доломитовой) свиты. В последние годы диапазон разногласий сузился, и нижнюю часть араукаритовой свиты (до известняка P_4) единодушно относят к верхнему карбону по присутствию фауны (фораминифер, брахиопод и др.) гжельского яруса, причем более древней, чем фауна зоны Triticites jigulensis. Картамышскую свиту большинство исследователей считает целиком пермской. Некоторые авторы склонны проводить границу систем внутри этой свиты (Иносова, Шварцман, 1970), однако при этом делается упор скорее на местную значимость некоего рубежа, чем на его коррелятивное значение.

Таким образом, дискутируется преимущественно вопрос о возрасте верхней части араукаритовой свиты. Фауна этого интервала разреза очень бедна и нехарактерна. Поэтому приходится опираться на макроостатки растений и палинологические комплексы. Выше известняка P_5, под угольным пластом p_5 появляется типичная для нижнего красного лежня (отена) флора с *Callipteris naumannii*. Вид *Callipteris conferta* в этой части разреза пока не найден, но известен в картамышской свите. В никитовской свите обнаружены *Callipteris conferta* и другие растения,

из которых особенно важно присутствие *C. polymorpha* Sterz.— вида, появляющегося в Сааре лишь с лебахских слоев. Полученные Л. В. Макридиной и Б. Г. Подоба палинологические комплексы из верхней части араукаритовой свиты и картамышской свиты отличны от таковых из нижней части араукаритовой свиты и сопоставляются (Лапкин, 1970) с комплексами калитвенской свиты Преддонецкого прогиба, имеющей раннеассельский возраст. Таким образом, оказывается вероятным, что в Донбассе отсутствует часть разреза, соответствующая верхам карбона, точнее — псевдофузулиновому горизонту и верхней зоне гжельского яруса (Лапкин, 1970). Если предложенное И. Ю. Лапкиным сопоставление свит Донбасса и Преддонецкого прогиба подтвердится, можно будет предположить, что нижняя граница кузельских слоев красного лежня примерно соответствует нижней границе ассельского яруса. Слово «примерно» вставлено здесь по двум причинам. Во-первых, если в середине араукаритовой свиты действительно есть перерыв, то последовательность комплексов макроостатков растений в Донбассе утратит непрерывность и о времени появления *Callipteris* в Донбассе мы не сможем судить. Во-вторых, необходимо показать соотношение палинологических комплексов псевдофузулинового горизонта Преддонецкого прогиба и верхов саарского стефана (особенно брайтенбахских слоев). Надо еще учесть близость палинологической характеристики верхней части брайтенбахских и кузельских слоев (Helby, 1966).

По-видимому, в будущем придется обосновывать границу систем в континентальных отложениях Еврамерийской палеофлористической области преимущественно палинологическими данными. Но прежде необходимо не только тщательно проследить, как распространяются в основных разрезах те или иные таксоны миоспор, но и подвергнуть более тщательному изучению сами эти таксоны.

О границе карбона и перми в Катазиатской области придется сказать очень кратко из-за недостатка данных, в частности, о континентальных аналогах верхнего карбона. К нему в Северном Китае, где имеется наиболее полный разрез континентальных отложений, относят свиту Тайюань (и ее аналоги), которая залегает на свите Бэньси (Пенчи), имеющей московский возраст (по фузулинидам). А. Д. Миклухо-Маклай (1963) показал, что свита Тайюань и, видимо, одновозрастная с ней свита Мапин (Чуань-шань), главным образом, если не целиком, нижнепермские. В китайских стратиграфических схемах свита Тайюань помещается в верхний карбон только по той причине, что граница карбона и перми проводится китайскими стратиграфами по кровле ассельского яруса. Тогда приходится считать, что в Северном Китае нет континентального верхнего карбона в принятом в СССР понимании. Скорее всего, это не так, поскольку флористические комплексы не обнаруживают следов выпадения такого крупного интервала. Скорее, дело в другом, а именно в том, что свита Тайюань имеет неодинаковые возрастные границы в разных районах своего распространения. В любом случае можно предположить, что граница систем проходит где-то в пределах свиты Тайюань (Мейен, 1970а). Тот факт, что флористическая характеристика свиты достаточно едина, указывает на отсутствие резких изменений в катазиатской флоре на границе систем.

Та же проблема — выделение аналогов верхнего карбона и проведение границы карбона и перми — остается далеко не решенной и в кон-

тинентальных (как, впрочем, и в морских) отложениях Ангариды. После Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири (1956 г.) границу систем стали проводить по смене флоры нижнебалахонского (точнее — алыкаевского) типа на верхнебалахонский. Основанием для этого явилось изучение разрезов в Верхоянье и на Таймыре, где переслаиваются морские отложения с бореальной фауной и континентальные флороносные толщи. К сожалению, указать границу карбона и перми в отложениях с бореальной фауной трудно. Со значительной долей условности эту границу проводят по смене комплекса с *Jakutoproductus cheraskovi* на комплекс с *J. verchoyanicus*, т. е. между нижне- и верхнетурузовскими подгоризонтами Таймыра, между халданской и мегенской свитами севера Западного Верхоянья (Орулган). К сожалению, флора турузовского горизонта довольно бедная и изучалась только на уровне предварительных определений. Главное то, что виды кордаитов определялись без учета микроструктуры листьев. Этим определениям нельзя доверять. До более детального изучения турузовской флоры использовать ее для определения границы систем в континентальных отложениях Ангариды нельзя. Можно только сказать, что имеющиеся списки турузовских растений не противоречат проведению границы систем в кровле слоев с алыкаевского типа флорой.

В лежащем выше быррангском горизонте указан смешанный комплекс флоры с элементами как алыкаевскими, так и верхнебалахонскими. Такого типа комплексы характерны для промежуточного горизонта Кузбасса и клинтайгинского горизонта Тунгусского бассейна. Учитывая сакмарский (тастубско-стерлитамакский) возраст быррангского горизонта, В. И. Устрицкий (1971) считает указанные горизонты Кузбасса и Тунгусского бассейна сакмарскими, а алыкаевский горизонт, поделив его на три части, — сакмарским в верхней части и ассельским в средней части. Это сопоставление вызывает ряд замечаний. Если флора промежуточно-клинтайгинского типа встречается в сакмарских отложениях, то из этого еще не следует, что она должна быть только сакмарской. Надо учесть, что в Кузбассе при увеличении скорости осадконакопления от раннего карбона к концу перми промежуточная свита местами составляет почти треть верхнебалахонской подсерии (по мощности). Точность определения быррангской флоры оставляет желать лучшего. Надо к тому же заметить, что флора эчийской свиты Верхоянья, с которой В. И. Устрицкий сопоставляет быррангский горизонт, соответствует клинтайгинско-промежуточной.

Данные по Таймыру едва ли свидетельствуют о том, что в континентальных отложениях Ангариды граница карбона и перми проходит внутри слоев с алыкаевской флорой. Карбоновый возраст алыкаевской флоры довольно ясно вытекает из материалов по Верхоянью. Уже давно указывалось, что слои с такой флорой залегают здесь ниже морских отложений низов перми — верхов карбона. Новейшие материалы подтверждают этот вывод. По многочисленным сборам ископаемых растений, произведенным геологами аэрогеологической экспедиции № 3 (Л. М. Израилев, Р. В. Соломина, И. М. Битерман и др.) из фаунистически охарактеризованных отложений в разных частях Верхоянья, складывается следующая картина (определения растений выполнены М. В. Дуранте, С. В. Мейеном и, отчасти, Н. А. Шведовым).

На севере Западного Верхоянья алыкаевского облика флора с *Paragondwanidium sibiricum* (Petunn.) S. Meyen, *Angaropteridium cardio-*

pteroides (Schalh.) Zal., *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen и другими появляется в суорганской свите с морской фауной верхней части среднего — нижней части верхнего карбона. Выше залегает халданская свита, относимая к верхнему карбону по присутствию *Jakutoproductus cheraskovi, Spiriferella gjeliensis* и других брахиопод. Растительные остатки в халданской свите хотя и довольно многочисленны, но однообразны. Это преимущественно кордаиты, в том числе род *Rufloria,* представленный видами с широкими дорзальными желобками (такие желобки характерны для руфлорий нижнебалахонской подсерии и нижней части верхнебалахонской подсерии Кузбасса), и *Angaropteridium.* Важной особенностью халданской флоры является присутствие растений, которые Н. А. Шведов определял как *Zamiopteris* (Соломина и др., 1970). Однако, в отличие от представителей *Zamiopteris,* примыкающих к типовому виду *Z. glossopteroides* Schmalh., у этих халданских растений осевой пучок жилок выражен недостаточно четко. Такие листья С. Г. Горелова (Горелова и др., 1973) относит к роду *Evenkiella* и указывает на их появление с промежуточной свиты Кузбасса. Самостоятельность рода *Evenkiella* вызывает сомнения, поскольку среди представителей *Zamiopteris* есть формы с плохо выраженным осевым пучком жилок (Мейен, 1969). Но эти номенклатурные вопросы имеют для нас сейчас второстепенное значение. Важно то, что подобные листья появляются с нижних слоев верхнебалахонской подсерии Кузбасса. Поэтому следует учитывать возможность того, что граница карбона и перми в Кузбассе должна быть не опущена в пределы алыкаевской свиты, как считают некоторые исследователи (Стратиграфия СССР. Пермская система, 1966; Устрицкий, 1971), а, наоборот, поднята в пределы верхнебалахонской подсерии. Во всяком случае до более полного изучения фауны и флоры халданской свиты (и ее аналогов) перемещать границу систем в континентальных отложениях Ангариды нецелесообразно. В мегенской свите, лежащей над халданской, найдены растения, свойственные промежуточному горизонту Кузбасса (в том числе *Angaropteridium ligulatum* Neub.).

При решении вопроса о границе карбона и перми в Ангариде следует учитывать характер изменения палеоклиматов. Исчезновение еврамерийских элементов, общее обеднение комплексов и некоторые другие особенности флористических изменений на границе алыкаевской и промежуточной свит Кузбасса указывают на возможное похолодание климата (Мейен, 1970б). Возможно, что с этим же похолоданием связано появление ледово-морских отложений в Западном Верхоянье в интервале разреза, относимом В. Н. Андриановым (1966) к кыгылтасской свите.

Если в Ангариде положение границы карбона и перми, хотя и не является четко установленным, но все же едва ли испытает значительные перемещения по разрезу, то в Гондване такие перемещения вполне вероятны. В литературе по Гондване вопрос о границе карбона и перми обсуждается сравнительно мало. Сейчас подавляющее большинство гондванских стратиграфов придерживается мнения, что границу систем следует проводить где-то вблизи уровня появления глоссоптериевой флоры и эвридесмовой фауны. Это мнение никоим образом не основано на биостратиграфическом сопоставлении гондванских разрезов с северными эталонными разрезами верхов карбона — низов перми. Общая логика рассуждений была примерно такой. Известно, что в некоторых местах

эвридесмовая фауна имеет безусловно раннепермский (сакмарский) возраст. Появление эвридесмовой холодноводной фауны — важный биостратиграфический рубеж и его удобно связать с границей систем. То же можно сказать и о глоссоптериевой флоре. Перед нами — типичный пример стратиграфической ошибки «игнорирование стратотипа» (Меннер, Мейен, 1971). Вместо того, чтобы доказывать, что некое местное изменение комплексов организмов происходит на рубеже систем, это берется в качестве исходного положения.

Какие же есть возможности для корреляции гондванских континентальных флороносных толщ с северными эталонными разрезами? Прямая корреляция флористических комплексов Гондванского царства с комплексами северных материков невозможна в силу их принципиального различия (Мейен, 1970а 1973). Палеоботанические данные могут использоваться только через выявление и сопоставление происходивших в течение карбона и перми климатогенных флористических смен. Пока же приходится опираться на другие данные, а именно на разрезы, где переслаиваются морские и континентальные отложения, на палеомагнитные измерения и радиометрические датировки. К сожалению, и здесь все обстоит далеко не просто. Комплексы фауны, ассоциирующейся с гондванской флорой, во многом эндемичны, причем некоторые роды здесь появляются заведомо на другом уровне, чем в северных бассейнах. Палеомагнитные данные сами по себе, без биостратиграфического подкрепления пока оказываются совершенно недостаточными для уверенных корреляций. К тому же надежной палеомагнитной шкалы для верхов карбона — низов перми пока нет. Построенная А. Н. Храмовым шкала по Донбассу может оказаться неполной в самом ответственном участке, если подтвердится существование перерыва в середине араукаритовой свиты. Достаточно полных палеомагнитных разрезов для Гондваны пока нет. Измерения абсолютного возраста очень редки. Наиболее важными для корреляции северных и южных разрезов являются находки гониатитов, эндемизм которых меньше, чем у других групп гондванской фауны.

Наблюдения, проведенные в Южной Америке, Южной Африке и Австралии, показывают, что глоссоптериевая флора и соответствующие ей комплексы миоспор появились примерно одновременно с эвридесмовой фауной. Стало быть, надо выяснить, как последняя датируется находками гониатитов. Эвридесмовая фауна хорошо изучена в Австралии, в частности, в серии Лайонс бассейна Карнарвон (Западная Австралия). Выше серии Лайонс залегают свиты Каррандибби и Каллитарра. В последней свите и ее аналогах в других бассейнах Австралии род *Eurydesma* отсутствует, но найдены нижнеартинские гониатиты. Свиту Каррандибби по фауне сопоставляют со сланцами Холмвуд бассейна Перт, в которых найдены сакмарские (в узком смысле, т. е. тастубско-стерлитамакские или «верхнесакмарские», в австралийской интерпретации сакмарского яруса) гониатиты. Поэтому понятно, что серии Лайонс приписывается ассельский (или «нижнесакмарский» возраст). В этой датировке не учитываются следующие моменты. Во-первых, нижние 220 *м* мощности сланцев Холмвуд не охарактеризованы гониатитами (при общей их мощности чуть меньше 500 *м*) и считать эту часть разреза сакмарской уже нет оснований. Во-вторых, не охарактеризованная гониатитами и относимая к досакмарской перми часть разреза Западной Австралии по мощности вполне сопоставима со всей остальной частью перми, причем каких-либо

серьезных тектонических предпосылок для резкого изменения в скорости пермского осадконакопления в этой части Австралии не имеется. Сакмарский (в широком смысле) возраст приписан всей серии Лайонс скорее «за компанию» с вышележащей свитой Каррандибби, чем на основе собственно биостратиграфических аргументов. Единство фаунистической характеристики серии Лайонс еще не означает, что она вся должна входить в нижнюю пермь. В этом отношении показательно, что бореальная фауна брахиопод и пелеципод среднего-позднего карбона и начала перми также довольно едина по составу.

К сожалению, в большинстве мест своего распространения эвридесмовая фауна не содержит гониатитов. Но все же такие находки есть. Речь идет о находке *Eoasianites* (*Glaphyrites*) *rionegrensis* в конкрециях подсерии Итараре (серия Тубаран) Уругвая (Closs, 1969). Возраст серии Тубаран вообще и подсерии Итараре в частности много обсуждался в литературе, причем многие исследователи склонялись к отнесению этих отложений к верхнему карбону (по европейской двучленной схеме деления карбона). Однако под влиянием принятых в Австралии датировок и под впечатлением, оставляемым сходством палинологических комплексов этой серии и вышележащих слоев, постепенно стала преобладать точка зрения о пермском возрасте серии. Между тем описанные Клоссом гониатиты, хотя и относятся к новому виду, но близки родственному с известными среднепенсильванскими (московскими) видами подрода из Северной Америки и в то же время гораздо более далекому от позднекарбоновых — раннепермских видов того же подрода. Клосс отмечает сходство уругвайских гониатитов с теми, которые еще раньше были найдены в Аргентине и которые также рассматривались среднепенсильванскими.

Сопоставление слоев с гониатитами Уругвая с флороносными толщами Южной Америки и других гондванских материков возможно по палинологическим данным. Как в конкрециях с гониатитами, так и во вмещающих породах обнаружен один и тот же палинологический комплекс (Bharadwaj, 1969). Характерно присутствие в этом комплексе миоспор как одномешковых, так и двумешковых (с гладкой и ребристой экзиной тела). Комплексы такого типа характерны для нижних частей разреза с глоссоптериевой флорой, а также для слоев с эвридесмовой фауной. В Австралии эти миоспоры совместно встречаются с нижних слоев свиты Грант, сопоставляемой с серией Лайонс, а также известны в самой серии Лайонс и других гляциальных свитах Австралии. В Индии сходные комплексы известны в сериях Тальчир и Кархарбари, а также в нижней части серии Баракар (Bharadwaj, 1969). Если данная Клоссом датировка уругвайских гониатитов верна, то можно сделать вывод о среднекарбоновом (московском) возрасте древнейшей глоссоптериевой флоры.

Этот вывод косвенно подтверждается полученными недавно измерениями абсолютного возраста вулканитов Нихем в Северном Квинсленде (Black et al., 1972), в основании которых найдена типично глоссоптериевая флора (возможно, того же типа, что в сериях Тальчир и Кархарбари Индии). Возраст этих вулканитов, измеренный рубидиево-стронциевым методом, составляет 294 млн. лет. По другим данным верхний возрастной предел вулканитов Нихем 299±13 млн. лет. По принятой сейчас шкале абсолютных датировок граница карбона и перми имеет возраст 280 млн. лет, а длительность позднего карбона определяется в 12 млн. лет. Таким образом, вполне возможен московский возраст флоры.

Приведенные данные о возможно карбоновом (и даже среднекарбоновом) возрасте ранних комплексов глоссоптериевой флоры позволяют подвергнуть сомнению принятый сейчас вариант границы карбона и перми в Гондване, но не позволяют судить о том, где же эта граница в действительности должна быть проведена.

При рассмотрении границы карбона и перми мы опирались на официально принятый в СССР вариант ее, а именно — в подошве ассельского яруса. Другие уровни границы, в частности, в кровле ассельского яруса, не имело смысла рассматривать, поскольку в таком случае эту границу нельзя будет провести ни в одном районе развития континентальных отложений. В самом деле, в Еврамерийской области она должна будет проходить где-то внутри красного лежня, по-видимому, выше лебахских слоев, т. е. в интервале, почти не поддающемся расчленению биостратиграфическими методами. В Ангарской области она пройдет в пределах отложений с флорой нижней части верхнебалахонской подсерии. Где проходит верхняя граница ассельского яруса в континентальных отложениях Катазии, неясно, как и в континентальных отложениях Гондваны.

На вопросах, нуждающихся в первоочередном изучении для выявления границы карбона и перми, нет необходимости специально останавливаться, поскольку мера нашей неосведомленности еще очень велика. Для установления этой границы в пределах Ангариды наиболее важным представляется детальное изучение стратиграфии и комплексов организмов в Верхоянье, а для Гондваны — в Австралии и Южной Америке, причем в тех местах, где морские отложения переслаиваются с континентальными. Больше внимания следует уделить палеомагнитным исследованиям и измерениям абсолютного возраста.

*

Таково в весьма конспективном изложении современное состояние с проведением нижней и верхней границ карбона в континентальных отложениях. В целом можно сказать, что принятые сейчас границы карбона вполне согласуются с существенными перестройками флор в некоторых крупных фитохориях, прежде всего, в Еврамерийской области. Флористические перемены вблизи границы девона и карбона были довольно существенными во всех районах, по которым имеется достаточное количество материала. Где-то поблизости от этой границы в Еврамерийской области, по-видимому, впервые появились мангровые заросли, но широкое развитие они получили только во второй половине турнейского века и особенно в визейском веке. О характере смены флоры на рубеже девона и карбона в других фитохориях судить трудно из-за неясности уровня границы между этими системами. Если учесть существенно однообразный характер позднедевонской флоры Северного полушария и значительный эндемизм ангарской флоры уже в визейское или позднетурнейское время, то можно предположить, что самое начало карбона ознаменовалось возрастанием флористической дифференциации. Насколько этот процесс затронул гондванские материки, пока трудно судить, однако эндемизм палинологических комплексов начала карбона безусловно имеется.

В течение всего карбона флористическая дифференциация увеличивалась, и к концу периода основные фитохории выражены уже очень резко. Во внетропических областях существенные перестройки произошли

в пределах карбона. В Ангарской области самая крупная перестройка, связанная с исчезновением безморозного климата, приходится на середину намюра (Мейен, 1970б). Где-то в пределах карбона появилась глоссоптериевая флора Гондваны. В обеих внетропических областях изменения, происшедшие на рубеже карбона и перми, где бы мы ни провели эту границу (считать, что гондванские глоссоптериды появились как раз в основании ассельского яруса, в любом случае не приходится), так или иначе были второстепенными по масштабу. В экваториальной зоне в одних местах (Еврамерийская область) рубеж карбона и перми сопровождается перестройкой, хотя и заметной, но в общем тоже незначительной в отношении систематического состава растений. Эта перестройка в основном отразилась в общем строе растительности (Щеголев, 1961). В других местах (Катазиатская область) изменения флоры в течение второй половины карбона и всей перми были весьма постепенными.

И. А. Добрускина

Граница перми и триаса

Граница перми и триаса — это граница двух крупных геологических подразделений, двух групп отложений, двух эр — палеозойской и мезозойской. Типично мезозойская фауна с господством аммонитов в морях, с расцветом ящеров (пресмыкающихся) на суше и типичная мезозойская флора с господством голосеменных растений четко отличаются от типично палеозойской фауны и флоры («системы трилобитов и папоротников»).

Однако «при всей значительности изменений в органическом мире, происходивших в конце палеозойской эры, эти изменения не имели характера внезапной катастрофы и охватывают значительный интервал геологического времени, отвечающий позднепермской эпохе и началу раннего триаса» (Степанов, 1972). Д. Л. Степанов в цитированной статье, анализируя материалы международной конференции по границе перми и триаса (International Permo-Triassic conference, 1971), показывает, что смена палеозойской фауны мезозойской происходила по-разному в различных группах животного мира и что самые крупные перестройки в различных группах происходили в разное время вблизи границы перми и триаса. Материалы этой конференции, охватывающие практически все группы ископаемых организмов в интересующее нас время по всему земному шару, особенно наглядно демонстрируют, что нельзя установить единственный рубеж, общий для всех групп уровень, который бы разделял палеозойский и мезозойский органический мир.

По-видимому, подобный взгляд на смену палеозоя мезозоем может считаться в настоящее время общепризнанным. Внезапное и полное исчезновение пермской фауны на определенном уровне, который и является границей перми и триаса, палеозоя и мезозоя (точка зрения О. Шиндевольфа), достаточно убедительно опровергается современными данными, наиболее полно суммированными упомянутой выше конференцией. Даже разрез Соляного Кряжа, который послужил отправной точкой для взглядов О. Шиндевольфа, теперь, после новых находок ископаемых (Stratigraphic boundary... 1970) трактуется иначе. Во-первых, этот разрез не является непрерывным, сопоставление его с разрезами Закавказья заставляет предполагать перерыв на границе перми и триаса. Во-вторых, выше этого перерыва вместе с триасовыми аммонитами найдены «пермские» брахиоподы.

По мнению Р. Тозера (Tozer, 1969), в мире вообще не существует ни одного непрерывного разреза морских отложений на границе перми и триаса. По-видимому, представление о внезапной смене фауны на границе палеозоя и мезозоя в значительной мере связано как с существованием этих перерывов в осадконакоплении, так и с бедностью органическими остатками верхней части пермских отложений и нижней части триаса, особенно в Европе, где возникли прототипы отделов пермской и триасовой систем.

При бесспорной естественности палеозойской и мезозойской эр граница

между этими подразделениями может быть проведена только условно. Г. П. Леонов сравнивает такую ситуацию с разграничением времен года: отличие весны от зимы бесспорно, но где проходит граница между ними? Условно мы принимаем ее первого марта.

Таким образом, когда речь идет о границе перми и триаса, палеозоя и мезозоя, следует иметь в виду две разные проблемы, два аспекта этого понятия. Первый — это конкретная граница (s. s.) в разрезе, четко определенная сначала в стратотипе и прослеженная на основе корреляции в других районах. Второй — это граница (s. l.) менее конкретная, но не менее реальная, отделяющая пермский период в целом от триасового периода со всей их спецификой, палеозой в целом от мезозоя. Эта граница не приурочена к определенному уровню, а охватывает определенный интервал разреза.

В этом интервале разреза ни один конкретный уровень не может отразить все те изменения, которые характеризуют переход от перми к триасу или от палеозоя к мезозою. Существует, по крайней мере, несколько уровней, один из которых соответствует наиболее важному рубежу в развитии одной группы организмов, другой — другой группы, третий — крупной физико-географической перестройке и т. д.

Иными словами, какой бы из этих уровней ни был выбран в качестве границы (s. s.) перми и триаса, он может отражать только какую-то одну сторону перестройки органического мира при переходе от палеозоя к мезозою. Поэтому кажется не очень существенным, какой именно уровень в пределах переходного времени будет выбран. Когда некоторые палеонтологи предлагают перенести границу между системами на тот уровень, который соответствует более крупному рубежу в истории развития изучаемой ими группы организмов, то это можно сравнить с предложением перенести Новый год на собственный день рождения. Ведь точное положение уровня, с которого мы начинаем мезозойскую эру, нужно нам как условная точка отсчета времени, к которой можно привязать все события геологической истории и истории развития органического мира, оценить этапы развития отдельных групп и фауны в целом. Только в таком случае может быть достигнуто взаимопонимание и, следовательно, за одними и теми же словами будет стоять одинаковый смысл. Если же вести счет дням не с 1 января, а со дня своего рождения, каждому человеку надо будет проделывать большую работу для того, чтобы привести чужую хронологию в соответствие со своей собственной.

Обратимся теперь к истории установления границы перми и триаса (s. s.).

Прототипы отделов пермской и триасовой систем были выделены в разрезе Германского бассейна, главным образом, Тюрингской впадины, задолго до того, как в 1841 г. возникло деление геологической истории на палеозойскую и мезозойскую эры, и до того, как было предложено выделение пермской и триасовой систем. Обе эти системы в их современном объеме были выделены д'Омалиусом д'Аллуа в 1831 г. под названиями, соответственно, пенеенская и кейперская. Название «пермская» было дано в 1841 г. Р. И. Мурчисоном, а название «триасовая» — в 1834 г. Ф. Альберти. Но отдельные части этих систем, в том числе и те, которые стали рассматриваться как пограничные между палеозоем и мезозоем — цехштейн и пестрый песчаник, были известны геологам значительно раньше (Леонов, 1973). Название цехштейн было впервые употреблено в 1756 г. Леманом. Отло-

жения, соответствующие пестрому песчанику, фигурируют уже в схеме Фюкселя в 1762 г.; среди формаций Вернера они выделяются под названием «песчанистые и глинистые горные породы», а в схеме Фрейслебена 1807—1815 гг. располагаются между «древними известняковыми горными породами» (цехштейном и «раковинным известняком»); в схеме А. Гумбольдта 1822 г. они являются нижним членом «песчанистых и известняковых отложений, расположенных между цехштейном и мелом» — «пестрая глина и песчаник (песчаник Небра)».

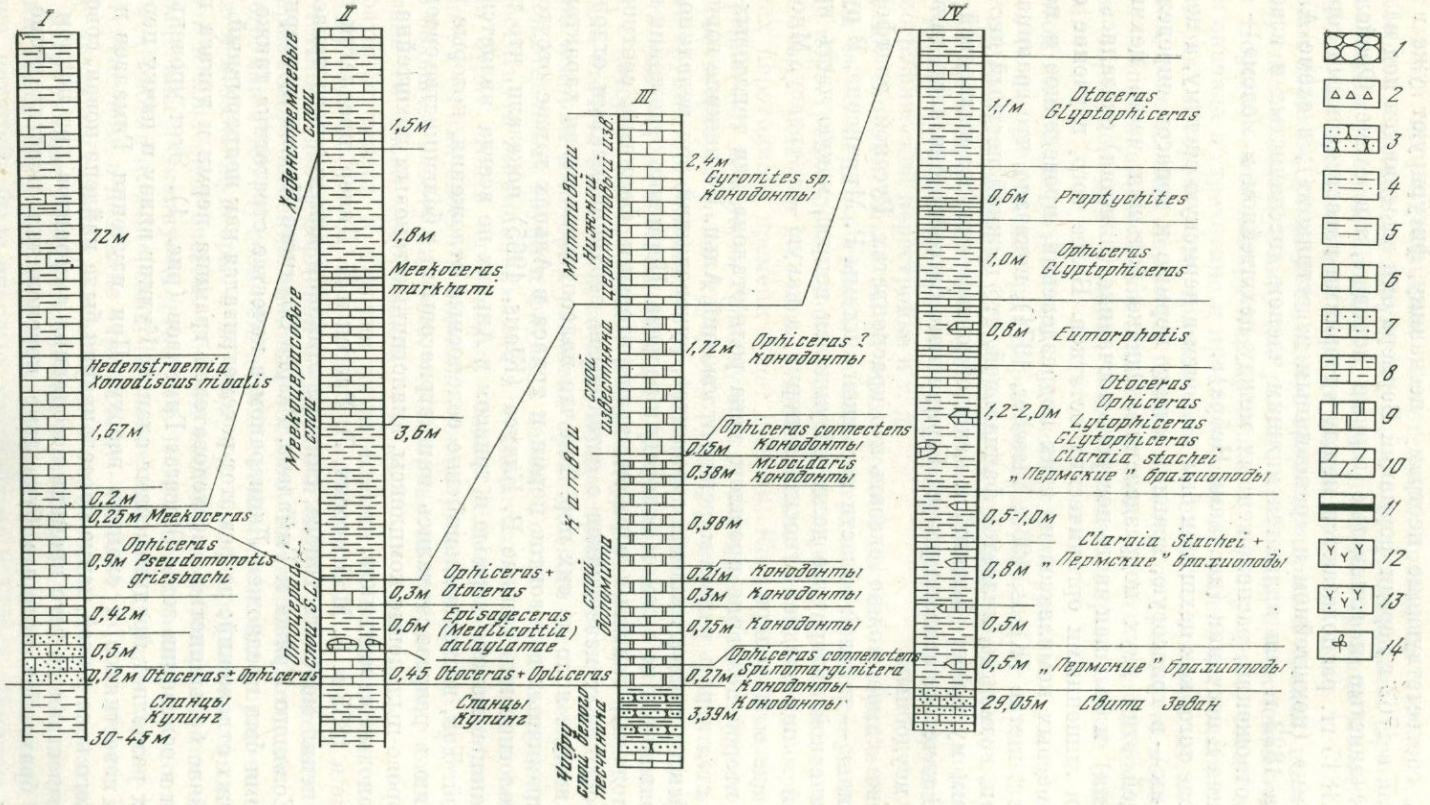
После того, как цехштейн был включен в пермскую систему, а пестрый песчаник — в триасовую, граница между пермью и триасом определялась границей этих двух подразделений. Однако большая часть цехштейна (верхняя) и большая часть пестрого песчаника (нижняя) оказались практически лишенными органических остатков. Более того, изучение спорово-пыльцевых комплексов из этих подразделений, проведенное в последнее десятилетие (Klaus, 1965; Visscher, 1971), показало, что граница между ними, возможно, является фациальной, что нижний пестрый песчаник, по-видимому, имеет близкий к цехштейновому спорово-пыльцевой комплекс. В качестве эталона разрез Германского бассейна оказался, таким образом, неудобным.

То же самое можно сказать и о красноцветах Русской платформы и Приуралья — типовой области пермской системы Р. Мурчисона. В русской геологической литературе долго обсуждался вопрос, какую часть красноцветной толщи следует относить к перми, а какую — к триасу. Много неясного здесь и теперь.

Во второй половине прошлого века роль эталона для триасовых отложений стал играть разрез морских отложений Альп. Но нижние горизонты альпийского триаса лишены аммонитов, руководящий род пелециpод *Claraia* появляется не в самом основании разреза. Пермские отложения в Альпах сложены, главным образом, эвапоритовыми фациями; соотношение беллерофоновых известняков с остальными верхнепермскими отложениями не вполне ясно до сих пор. Так что палеонтологическая характеристика пограничных горизонтов перми и триаса в Альпах также отсутствует. Палинологические данные В. Клауса (Klaus, 1965) показали, что принятая граница между пермью и триасом в Альпах не всегда является синхронной. Так, восточноальпийские соленосные отложения, которые по положению в разрезе считались нижнетриасовыми, в большинстве своем имеют спорово-пыльцевые комплексы, аналогичные таковым цехштейна и беллерофоновых известняков.

Уже в 1895 г. Е. Мойсисович, Л. Вааген и К. Динер, предлагая проект расчленения морского триаса, считали эталоном для нижнего триаса разрезы Соляного Кряжа и Гималаев. Разрез Соляного Кряжа примерно в то же время был предложен Лаппараном в качестве стратотипа также и для пермских отложений; разрез этот рассматривался как непрерывный.

Сейчас большинством исследователей граница перми и триаса принимается в основании зоны Otoceras Гималаев (рис. 1). Этот уровень в Гималаях разделяет продуктусовые сланцы Кулинг внизу и пачку переслаивания известняков и сланцев вверху. При изучении Гималаев в конце прошлого века в этой пачке переслаивания была найдена новая, совершенно неизвестная до того времени ассоциация аммонитов при полном отсутствии брахиопод, которые буквально переполняют подстилающие отложения.


I
II
III
IV
72 м
Hedenstroemia
Xonodiscus nivalis
1,67 м
0,2 м
0,25 м Meekoceras
Ophiceras
0,9 м Pseudomonotis
griesbachi
0,42 м
0,5 м
0,12 м Otoceras ± Ophiceras
Сланцы
Кулинг
30-45 м
Хеденстремиевые слои
Меекцератовые слои
Отоцеровые слои
1,5 м
1,8 м
Meekoceras
markhami
3,6 м
Ophiceras +
Otoceras
0,3 м
Episageceras
(Medlicottia)
dalailamae
0,6 м
0,45 Otoceras + Opliceras
Сланцы
Кулинг
Мытиловые слои нижний
Катвы слои известняка
Катвы слои доломита
Чуфут слои белого песчаника
2,4 м
Gyronites sp.
Конодонты
1,72 м Ophiceras ?
Конодонты
Ophiceras connectens
0,15 м Конодонты
Mosaicaris
0,38 м Конодонты
0,98 м
0,21 м Конодонты
0,3 м Конодонты
0,75 м Конодонты
Ophiceras connectens
Spinomargunitera
0,27 м Конодонты
3,39 м
1,1 м Otoceras
Glyptophiceras
0,6 м Proptychites
1,0 м Ophiceras
Glyptophiceras
0,8 м Eumorphotis
1,2-2,0 м Otoceras
Ophiceras
Lytophiceras
Glyptophiceras
Claraia stachei
„Пермские" брахиоподы
0,5-1,0 м
Claraia Stachei +
0,8 м „Пермские" брахиоподы
0,5 м
0,5 м „Пермские" брахиоподы
29,05 м Свита Зеван
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

К моменту открытия гималайского разреза палеонтологически охарактеризованные отложения на границе перми и триаса не были известны нигде в мире. Однако фауна более высоких горизонтов триаса и более низких горизонтов перми была уже изучена достаточно хорошо. Поэтому пермский характер брахиопод в сланцах Кулинг и в продуктусовом известняке Соляного Кряжа (рис. 2) и триасовый облик пелеципод в зоне Otoceras не вызывали сомнений. Аммониты же, встреченные в зоне Otoceras, не считая новых форм, в других частях мира были известны как из триасовых, так и из пермских отложений.

«Смешанный» характер аммонитовой ассоциации сразу же породил три точки зрения: 1) зону Otoceras следует относить к триасу (К. Динер, Е. Мойсисович), 2) зону Otoceras следует относить к перми (Ф. Фрех, Ф. Нетлинг, А. Крафft), 3) зону Otoceras следует рассматривать как переходную от перми к триасу (К. П. Гризбах). Сторонники каждой точки зрения существуют и теперь, и спор этот (ему уже почти сто лет) бесконечен.

Спор этот принципиально не может быть разрешен. Если существует смешанная фауна, значит переход от одной системы к другой не был внезапным; смешанная фауна будет пермской или триасовой в зависимости от того, какой уровень будет принят за границу перми и триаса. Следует ли эту переходную ассоциацию оценивать как более близкую пермским или триасовым фаунам, зависит от различных обстоятельств, которые меняются в ходе исследований. Новые находки ископаемых, переопределение ранее описанных форм, появление новой группы руководящих ископаемых, выбор нового варианта сопоставления разрезов и фаунистических зон склоняют чашу весов то в одну, то в другую сторону. В результате под одними и теми же словами «граница перми и триаса» разные исследователи понимают разные уровни, что приводит к путанице и непониманию.

Например, в ходе исследований меняется точность определений ископаемых. Так, Ф. Нетлинг определил одного из цератитов зоны Otoceras Гималаев (разрез Паинканда, см. рис. 1) как *Episageceras wynnei*, считая его идентичным виду из верхнего продуктусового известняка Соляного Кряжа (см. рис. 2) (цератиты были известны из средней части этого подразделения). Поэтому он сопоставил соответствующие фаунистические зоны. К. Динер определил ту же форму как *Episagecras* (*Medlicottia*) *dalaylamae* и не нашел в зоне Otoceras ни одного общего вида с разрезом Соляного Кряжа, предположив, что отоцерасовые слои Гималаев отвечают немой части разреза Соляного Кряжа. В 1952 г. О. Шиндевольф нашел в немой до того верхней части верхнего продуктусового известняка

Рис. 1. Сопоставление пограничных горизонтов перми и триаса в Гималаях (I, II, IV) и Соляном Кряже (III)

I — Спити, Лиланг (по Krafft, Diener, 1909);
II — Паинканда, Шалшал Клиф (из Krafft; Diener, 1909, по Ф. Нётлингу);
III — Соляной Кряж, Чидру Нала (из «Stratigraphie boundary». 1970);
IV — Кашмир, р. Гуриул (по Nakazawa et al., 1970)

Условные обозначения к рис. 20—24:
1 — конгломераты;
2 — брекчии;
3 — песчаники;
4 — алевролиты;
5 — аргиллиты, глины;
6 — известняки;
7 — песчанистые известняки;
8 — глинистые известняки;
9 — доломиты;
10 — мергели;
11 — угли;
12 — лавы;
13 — туфы;
14 — ископаемые растения

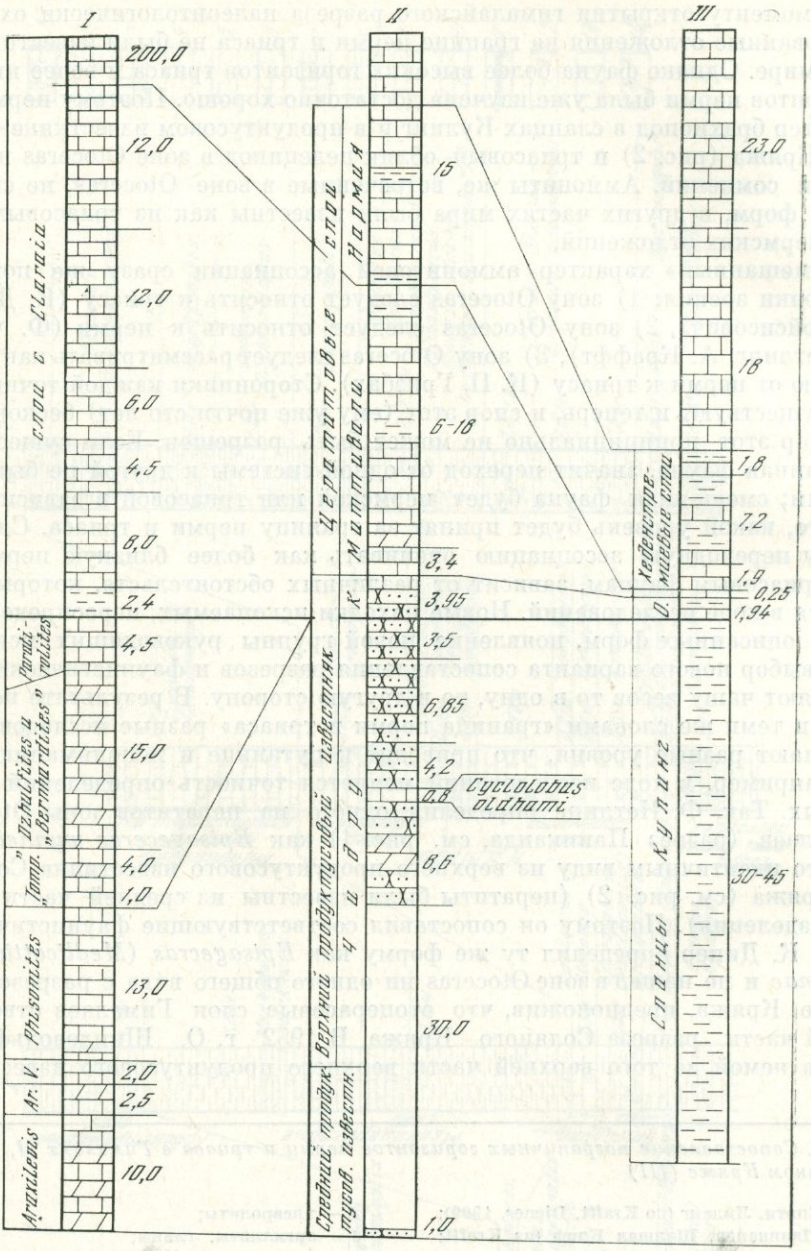


Рис. 2. Сопоставление разрезов Закавказья (I), Соляного Кряжа (II) и Гималаев (III)

— Дорашам (из «Развитие и смена...», 1965 с изменениями); II — по O. Schindewolf (1954a), M. C. Кришнан (1954); III — по A. Krafft, K. Diener (1909)
Условные обозначения см. на рис. 1

характерного цератита гималайских отоцерасовых слоев (s. l.) — *Ophiceras*, что подтвердило точку зрения Динера.

Принимаемая корреляция зависит не только от точности определений, но и от принципа, который кладется в основу сравнения ископаемых комплексов. Во времена К. Динера и Ф. Нётлинга цератиты джульфинского разреза из зон Araxoceras и Vediocеras (см. рис. 2) относили к роду *Otoceras*. Ф. Нётлинг считал этот факт достаточным основанием для сопоставления вмещающих их слоев с зоной Otoceras Гималаев. Динер же полагал, что присутствие отоцерасов в совершенно иной ассоциации не допускает такую корреляцию и что ассоциация в целом свидетельствует в пользу более древнего возраста джульфинских слоев. (Через четверть века джульфинские «отоцерасы» были выделены Л. Ф. Спэтом в новые роды).

Дело не в том, что в корреляции гималайского разреза с разрезами Соляного Кряжа и Джульфы оказался прав Динер, а Нётлинг неправ. Дело в том, что основой для суждения о пермском (Нётлинг) или триасовом (Динер) облике фауны зоны Otoceras послужило в обоих случаях субъективное мнение исследователя (зависящее от точности определений и от принятых принципов корреляции).

Разногласия по поводу корреляции этих разрезов существуют и в настоящее время. Речь идет теперь о бóльшей детальности сопоставлений: например, соответствует ли формация Катваи Соляного Кряжа зоне Otoceras в широком смысле или только её верхней части; являются ли аналогом гималайской зоны Otoceras паратиролитовые или кляраевые слои Джульфы или ей соответствует перерыв между ними. Но, несмотря на это, различная корреляция по-прежнему влияет на представления исследователей о пермском или триасовом облике фауны.

Трудно рассчитывать, что какие-либо новые материалы или новые находки могут снять эти противоречия. Едва ли возможны, например, в Джульфе новые находки цератитов, которые безоговорочно решат вопрос корреляции этого разреза с гималайским. Кажется, в джульфинском разрезе не осталось ни одного уровня между кровлей зоны Codonofusiella и основанием слоев с *Claraia*, который бы хоть один исследователь не пытался бы сопоставить с зоной Otoceras Гималаев (Развитие и смена ..., 1965). Сторонники разных уровней есть и сейчас. Так что уже есть готовые возражения против сопоставления любого уровня (каждый из них богат цератитами) с зоной Otoceras. Что касается кляраевых слоев, то цератиты в них имеют столь плохую сохранность, что даже роды различаются с трудом.

Отнесение части разреза со «смешанной» фауной к перми или триасу зависит также от субъективного предпочтения какой-то одной группы ископаемых. Если специалисты по аммоноидеям в большинстве считают зону Otoceras триасовой, то специалисты по брахиоподам или конодонтам относят ее к перми. Грант (Stratigraphic boundary ..., 1970) и Уотерхауз (Waterhouse, 1973) относят к перми зону Otoceras в широком смысле, так как в Соляном Кряже в ее аналогах вместе с родом *Ophiceras* найдены последние представители «пермских» брахиопод. Внешне это похоже на принятие точки зрения Ф. Нётлинга, однако ни Грант, ни Дж. Уотерхауз не принимают той корреляции, на которой Нётлинг основывал свои выводы. Х. Коцур (Kozur, 1973) относит к перми зону Otoceras в узком смысле, так как «пермские» конодонты найдены в н и ж н е й ч а с т и доломитового слоя

формации Катваи, которую Х. Коцур сопоставляет с зоной Otoceras в узком смысле.

Изложенные выше конкретные примеры иллюстрируют высказанное положение, что нет и не может быть объективных критериев для оценки фауны как триасовой или пермской, если смена фауны при переходе от одной системы к другой была постепенной, а не мгновенной. Представляется непринципиальным, какой именно из спорных уровней может быть выбран как граница систем. Важно лишь, чтобы этот уровень был удобен для корреляции и понимался всеми одинаково.

Аргументация К. Динера в пользу проведения границы между пермью и триасом в основании зоны Otoceras Гималаев представляется вполне убедительной потому, что он анализировал именно гималайский разрез с его фауной, а не облик фауны зоны Otoceras вообще (в непонятном объеме, меняющемся в зависимости от корреляций). Может быть, это связано с тем, что К. Динер не счел возможным коррелировать фауны зоны Otoceras ни с одной известной к тому времени фауной (в чем, кстати, оказался прав). Так или иначе, основанием для установления крупного рубежа в Гималаях для него послужило отсутствие пермских брахиопод в зоне Otoceras, пелециподы триасового облика и тесная связь цератитов этой зоны с вышележащей фауной *Meekoceras* того же гималайского разреза. Следует добавить, что находки небольшого количества «пермских» брахиопод вместе с цератитами *Otoceras* и *Ophiceras* в Соляном Кряже и Кашмире не меняют картину принципиально, так как роль брахиопод в триасовых и пермских отложениях совершенно различна.

Положение границы перми и триаса во всех других разрезах должно основываться исключительно на корреляции с гималайским разрезом. Соображения об этапах развития той или иной группы органического мира могут играть лишь вспомогательную роль при этой корреляции и не должны служить основанием для установления этой границы в конкретных разрезах. Выявление этапов развития фауны и флоры может быть сделано лишь на основе проведенной корреляции.

Прослеживание границы перми и триаса в других районах встречает тем большие трудности, чем с большей детальностью мы пытаемся коррелировать разрезы. Наиболее удовлетворительное сопоставление разрезов достигнуто для морских отложений, хотя и здесь существуют определенные разногласия в детальной корреляции. Некоторые из них, может быть, окажется невозможным разрешить вообще, как в упоминавшемся выше примере с джульфинским разрезом. Эти разногласия, интересные с точки зрения точной корреляции отложений и с точки зрения принципов и методов корреляции, однако, не имеют существенного значения для общей картины развития морских беспозвоночных в рассматриваемое время. Для этой цели нам достаточно взять границу перми и триаса в широком смысле (s. l.), вне зависимости от того, как сопоставлены отдельные горизонты вблизи переходных слоев.

Значительно труднее проследить эту границу (т. е. основание гималайской зоны Otoceras) в континентальных отложениях, так как непосредственная корреляция морских и континентальных отложений вблизи границы перми и триаса невозможна. Находки ископаемых позвоночных в морских разрезах Гренландии, Шпицбергена и Западной Австралии позволяют высказать некоторые соображения о положении рассматриваемой границы в континентальных отложениях Русской платформы и Юж-

ной Африки, но степень точности здесь неизмеримо ниже, чем при сопоставлении морских разрезов между собой. Континентальные отложения Западной и Центральной Европы и Азии лишены остатков позвоночных в этой части разреза. Выводы о положении в них границы перми и триаса могут быть сделаны на основании сопоставлений с Русской платформой по ископаемым растениям, спорово-пыльцевым комплексам, остракодам и т. д., с одной стороны, и на основании сопоставлений с теми морскими отложениями Верхоянья в которых есть ископаемые растения — с другой. При этом граница цехштейна и пестрого песчаника, татарского и ветлужского ярусов должны рассматриваться как границы местных подразделений наравне со всеми остальными.

*

В мире существует немного разрезов, охватывающих морские отложения верхней перми и нижнего триаса. Они приурочены к Тетису (см. рис. 1, 2), Арктическому бассейну (рис. 3) и Тихоокеанскому побережью Северной Америки. Зоны, выделенные в нижнетриасовых отложениях, сопоставляются достаточно хорошо. Самыми высокими горизонтами перми, по-видимому, являются зоны «Tompophiceras» — Paratirolites джульфинского разреза, аналоги которых присутствуют в Южном Китае (Chao, 1965) и, может быть, на Мадагаскаре (Tozer, 1969). Точная корреляция более низких горизонтов (зоны Araxilevis — Phisonites Джульфы, формация Чидру Соляного Кряжа, сланцы Кулинг и Зеван Гималаев, мартиниевые сланцы Гренландии) вызывает наибольшие разногласия, так как в разных разрезах встречены разные виды рода *Cyclolobus*. Однако в целом их можно рассматривать как одновозрастные.

На границе перми и триаса во всех известных разрезах наблюдается резкая смена фаунистических комплексов. Отложения, переполненные остатками брахиопод, в которых аммоноидеи играют резко подчиненную роль, сменяются отложениями с огромным количеством цератитов и практически без брахиопод. Эта смена очень полна в большинстве разрезов, однако, она не приурочена к строго определенному уровню, который можно было бы рассматривать в качестве границы перми и триаса s. s. Так, в Соляном Кряже, Кашмире и в Гренландии в нижних горизонтах триаса встречаются единичные «пермские» брахиоподы и мшанки, а в отдельных разрезах Верхоянья — единичные колымии и беллерофонтиды. Если в Гренландии эти ископаемые несут явные следы переотложения, то в Соляном Кряже и Кашмире они, по всей видимости, находятся в первичном залегании. В Верхоянье брахиоподы исчезают значительно ниже границы перми и триаса s. s.: в самых верхних местных подразделениях перми (имтачанская, дулгалахская свиты и их аналоги) они почти полностью отсутствуют. В разрезе Джульфинского ущелья цератиты в огромном количестве появляются, начиная с зоны Araxoceras, т. е. еще в перми, где они ассоциируются с типичными пермскими брахиоподами. Хотя все цератиты отнесены к другим родам, чем триасовые цератиты, значительная их часть принадлежит тем же семействам.

Если принять предложенную К. Чао (Chao, 1965) и Е. Т. Тозером (Tozer, 1969) корреляцию джульфинского разреза с гималайским, то в нем наблюдается полное отсутствие общих родов и видов в пермских и триасовых

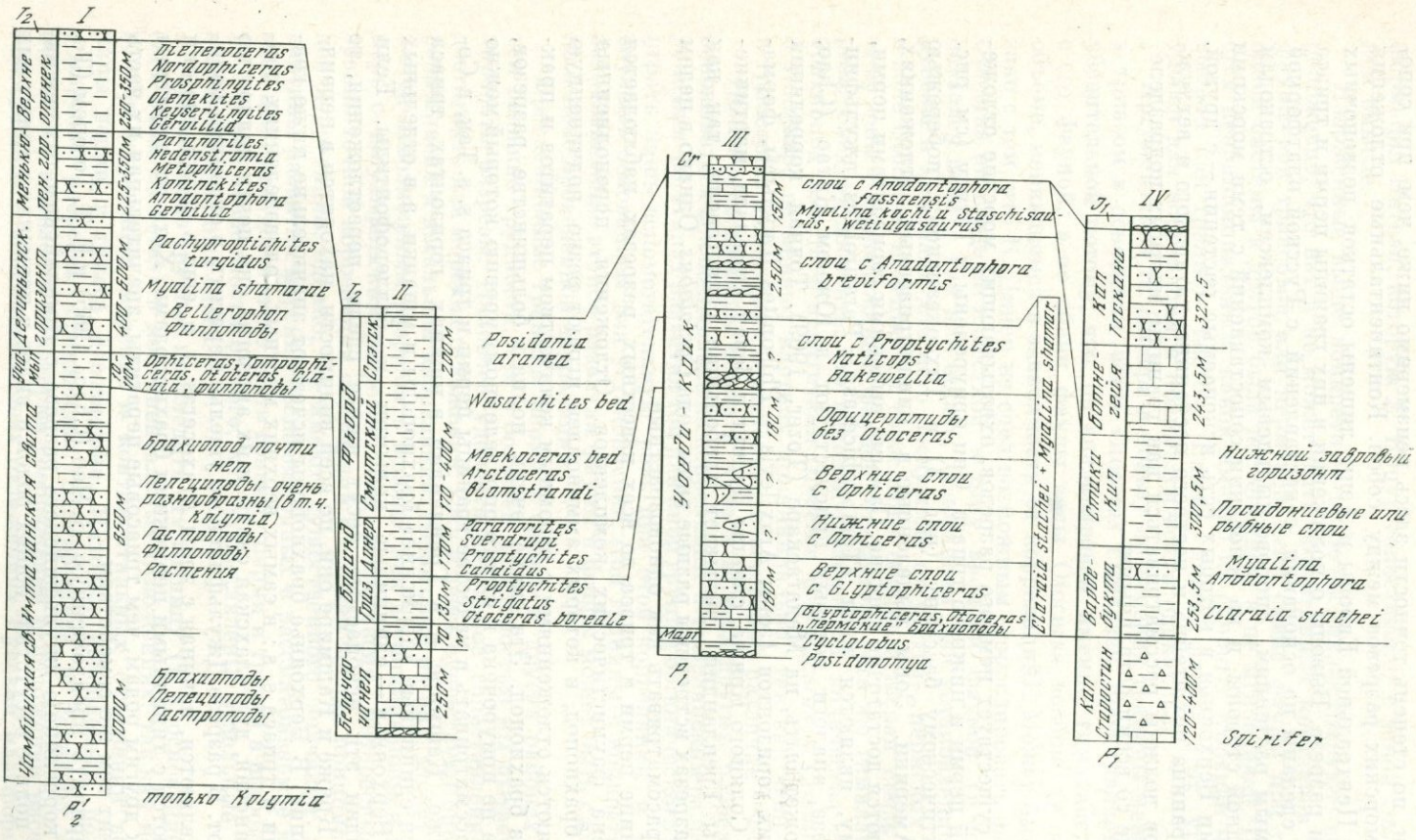


Рис. 3. Сопоставление разрезов Восточного Верхоянья (I), Арктической Канады (II), Восточной Гренландии (III) и Шпицбергена (IV)

I — острова Элсмир и Девон (по Tozer, 1965; Устрицкому, 1971);

II — мыс Стош (по Трюмпи, 1964; Tilchert, Kummel, 1972);

III — Фестнинген (по Buchan et al., 1965);

IV — бассейн рек Томпо-Делинья (по Абрамову, Коростелеву, 1963; Устрицкому, 1971). Условные обозначения см. на рис. 1

отложениях. По мнению этих исследователей, разделяемому теперь большинством советских специалистов (Ростовцев, Азарян, 1971; Кипарисова, Романовская, 1973; Лозовский и др., 1974), граница перми и триаса должна проводиться в основании кляраевых слоев, т. е. примерно на 25 *м* выше, чем это было предложено ранее (Развитие и смена.., 1965). В таком случае пермские брахиоподы, мшанки, четырехлучевые кораллы, а также гониатиты и цератиты, очень близкие к таковым джульфинского яруса, занимают место в самой верхней части пермской системы. Однако, по данным Х. Коцура и М. В. Пятаковой, на этой границе не происходит смены конодонтовых комплексов. Аналогичная ситуация существует на Эльбурсе и в Центральном Иране.

Таким образом, на протяжении сравнительно короткого отрезка времени (соответствующего времени отложения так называемых переходных от перми к триасу слоев) во всех известных разрезах наблюдаются одинаковые изменения — смена брахиоподовых комплексов цератитовыми. Чем они были вызваны и отражают ли эти изменения направление эволюции морской фауны?

Если проанализировать отдельные группы морской фауны на протяжении всего фанерозоя (рассматривая системы как единое целое), то оказывается, что у большинства из них на рубеже палеозойской и мезозойской эр существует более или менее резко выраженный перелом в ходе развития (Леонов, 1973). У различных таксонов этот перелом в развитии имел разный характер и различное значение. У некоторых он проявился в резком обеднении семействами (и более дробными таксонами) и означал переход от стадии процветания к стадии угасания (брахиоподы, морские лилии, наутилоидеи). У других, наоборот, он выразился в интенсивном формообразовании и знаменовал переход от начальной стадии к стадии процветания (гастроподы, пелециподы). Наконец, у третьих с тем же переломом была связана депрессия в развитии, разделившая две последовательные стадии процветания: более раннюю — палеозойскую, и более позднюю — мезокайнозойскую (фораминиферы и рыбы).

Если же изучать более подробно изменения морских организмов, оперируя более дробными стратиграфическими подразделениями, то окажется, что самые крупные перестройки в разных группах происходили на различных стратиграфических уровнях, начиная в общем от середины перми и до конца триаса. Иными словами, смена палеозойской фауны на мезозойскую растянулась от середины перми до конца триаса.

Цератиты появляются в середине перми, расцвет их начинается в джульфинское время, максимума достигает в раннем и среднем триасе, а к началу юры они полностью вымирают. Гониатиты и агониатиты, испытав вторую фазу расцвета во второй половине перми, практически вымирают в конце ее. Наутилоидеи не испытывают заметных изменений на границе перми и триаса, значительная перестройка происходит на границе триаса и юры. У гастропод изменения на уровне семейств на рубеже перми и триаса незначительны: мезозойские семейства появляются еще в казанское время, а богатая гастроподовая фауна среднего триаса Альп сохраняет еще палеозойский облик. Для пелеципод отмечается уменьшение количества семейств и родов в поздней перми и увеличение их в позднем триасе, но эти изменения происходили постепенно от поздней перми до среднего-позднего триаса. Иглокожие палеозоя и мезозоя сильно различаются, но переход от первых ко вторым захватывает большой отре-

зок времени: период наибольших изменений — это граница триаса и юры (International Permo-Triassic conference, 1971).

Многие исследователи, анализировавшие изменения морской фауны вблизи границы перми и триаса (Batten, Runnegar, Kier), отмечают крупный пробел в геологической летописи, падающий на нижний и средний триас. Сравнение систематического состава позднепермских и позднетриасовых гастропод, пелеципод, иглокожих показывает с очевидностью, что в нижнем триасе должно было существовать в несколько раз больше видов, чем сейчас известно. Связано ли это с последующим уничтожением осадков с ископаемыми или с очень ограниченной областью их обитания в то время, но этот пробел дает преувеличенное представление о резкости смены фауны на рассматриваемом рубеже.

Итак, все крупные эволюционные перестройки в различных группах морских организмов, которые определяют собой различие палеозойской и мезозойской фаун, не приурочены строго к границе перми и триаса, а буквально во всех группах растянулись от середины перми до конца триаса. Этот интервал разреза можно рассматривать как границу геологических эр в целом, границу палеозоя и мезозоя в широком смысле (s. l.). Говорить о резкой и полной смене фауны на рубеже палеозоя и мезозоя можно, лишь имея в виду такóе понимание этой границы, а не конкретный уровень в основании зоны Otoceras (граница s. s.) и не переходные слои от перми к триасу (граница перми и триаса s. l.).

Смена брахиоподовых ассоциаций цератитовыми, произошедшая на обширных территориях вблизи границы перми и триаса, характеризует собой какое-то врéменное изменение физико-географических условий, а не резкую эволюционную смену, как это предполагал О. Шиндевольф. Резкость смены фаунистических ассоциаций в то время является в значительной мере кажущейся, так как на нижний триас падает крупный пробел в геологической летописи для большинства групп ископаемых. Нам остались неизвестными многие виды и роды раннетриасовых морских организмов, потомки которых хорошо известны в среднем и позднем триасе. Смена комплексов фауны вблизи границы перми и триаса, таким образом, маскирует истинный ход эволюционного развития органического мира при переходе от палеозоя к мезозою и не отражает общую картину развития органического мира.

*

В мире также существует немного разрезов, охватывающих континентальные отложения верхней перми и нижнего триаса. Собственно, единых разрезов, включающих сколько-нибудь значительную часть верхней перми и нижнего триаса, возможно, совсем нет. Но единые по своему строению регионы с палеонтологически охарактеризованными (растения и позвоночные) пограничными отложениями существуют в Западной Европе (наиболее полно в Тюрингии), на Русской платформе и в Приуралье, в Сибири — Тунгусский и Кузнецкий бассейны и Таймыр (рис. 4) и в Южном полушарии (рис. 5).

В Средней Азии указывалось два разреза, в которых граница перми и триаса проводилась в однородных отложениях, охарактеризованных однородной флорой: Южная Фергана (Мадыген) и Южный Гиссар (Ханака). Однако исследования автора статьи показали, что ископаемые растения мадыгенской свиты относятся к единому комплексу, одновозрастному кей-

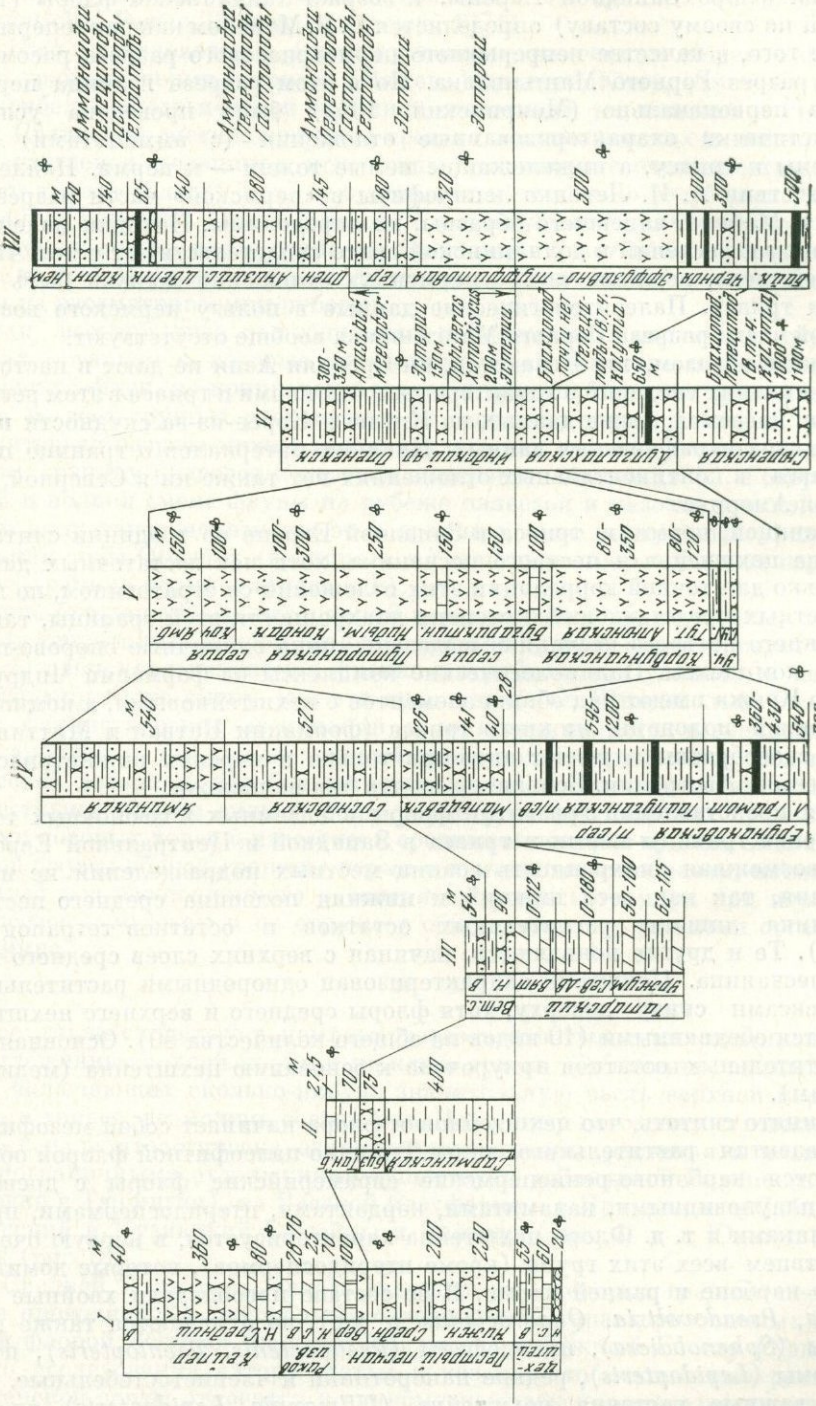
перской флоре Западной Европы, а возраст ханакинской флоры (также единой по своему составу) определяется С. В. Мейеном как раннепермский. Кроме того, в качестве непрерывного пермотриасового разреза рассматривался разрез Горного Мангышлака. Но в этом разрезе граница перми и триаса первоначально (Мокринский, 1952) была проведена условно: фаунистически охарактеризованные отложения (с аммонитами) были отнесены к триасу, а нижележащие немые толщи — к перми. Найденные впоследствии А. И. Левенко лепидофиты в «пермской» части разреза, по мнению Мейена, видевшего образцы, не определимы. Находки пелеципод, филлопод и растений в долнапинской свите свидетельствуют о том что, по крайней мере, верхняя часть «пермских» отложений должна быть отнесена к триасу. Палеонтологические данные в пользу пермского возраста нижней части разреза Горного Мангышлака вообще отсутствуют.

Таким образом, ни Казахстан, ни Средняя Азия не дают в настоящее время никаких сведений о характере границы перми и триаса в этом регионе. Мы не касаемся также данных по Китаю и Корее из-за скудности имеющихся стратиграфических данных. Никаких материалов о границе перми и триаса в континентальных отложениях нет также ни в Северной, ни в Южной Америке.

Границей перми и триаса в Западной Европе по традиции считается граница цехштейна и пестрого песчаника, хотя нет достаточных данных не только для точной корреляции этих отложений со стратотипом, но и для конкретных представлений о степени диахронности этой границы, так как из нижнего пестрого песчаника выделены лишь единичные спорово-пыльцевые комплексы. Палинологические комплексы из формации Чидру Соляного Кряжа имеют ряд общих элементов с цехштейновыми, а комплексы из нижней половины нижнего триаса (формации Катваи и Миттивали) очень своеобразны и имеют аналогов только в морских нижнетриасовых отложениях Австралии. Больше ни на что они не похожи.

Для представлений о развитии флоры и наземных позвоночных точное положение границы перми и триаса в Западной и Центральной Европе и даже возможная диахронность границ местных подразделений не имеют значения, так как весь нижний и нижняя половина среднего пестрого песчаника лишены растительных остатков и остатков тетрапод (см. рис. 4). Те и другие появляются, начиная с верхних слоев среднего пестрого песчаника. Цехштейн охарактеризован однородными растительными комплексами снизу доверху, хотя флоры среднего и верхнего цехштейна являются обедненными (10 видов из общего количества 50). Основная масса растительных остатков приурочена к основанию цехштейна (медистым сланцам).

Принято считать, что цехштейновая флора начинает собой мезофитный этап развития растительного мира. Типично палеофитной флорой обычно считаются карбоново-раннепермские еврамерийские флоры с древовидными плауновидными, каламитами, кордаитами, птеридоспермами, прапапоротниками и т. д. Флора цехштейна характеризуется, в первую очередь, отсутствием всех этих групп (кроме птеридоспермов), которые доминировали о карбоне и ранней перми. В ее составе преобладали хвойные (*Ullmannia*, *Pseudovoltzia*, *Quadrocladus* и др.), но отмечаются также гинкгофиты (*Sphenobaiera*), цикадофиты (*Pseudoctenis, Taeniopteris*), птеридоспермы (*Lepidopteris*), редкие папоротники и членистостебельные. Наиболее важные растения цехштейна (*Ullmannia, Lepidopteris*) впервые


Аммоноидеи
Белемноидеи
Гастроподы
Тетраподы
Эстерии
Аммоноидеи
Белемноидеи
Гастроподы
Аммоноидеи
Белемноидеи
Гастроподы
Тетраподы
Эстерии
Эстерии
VII
IV
III
II
I
Четвертичная
Аллювиальная
Морские ар.
Олигоценовая
Меловая
Юрская
Триасовая
Пермская
Каменноугольная
Девонская
Силурийская
Ордовикская
Кембрийская
Докембрийская
Глины
Пески
Песчаники
Известняки
Доломиты
Мергели
Конгломераты
Гравелиты
Брекчии
Каолиниты
Бокситы
Угли
Сланцы
Фосфориты
Гипсы
Ангидриты
Соли
Каменная соль
Калийные соли
Железные руды
Марганцевые руды
Медные руды
Свинцово-цинковые руды
Ртутные руды
Сурьмяные руды
Вольфрамовые руды
Оловянные руды
Никелевые руды
Кобальтовые руды
Молибденовые руды
Урановые руды
Золотые руды
Платиновые руды
Серебряные руды
Алмазы
Нефть
Газ
Каменный уголь
Бурый уголь
Торф
Горючие сланцы
Битуминозные породы
Асфальты
Озокериты
Пресные воды
Минеральные воды
Термальные воды
Рассолы
Подземные воды
Пресные воды
Каменный уголь
Нефть
Газ
Горючие сланцы
Битуминозные породы
Асфальты
Озокериты
Пресные воды
Минеральные воды
Термальные воды
Рассолы
Подземные воды
Аммониты
Белемниты
Гастроподы
Тетраподы
Эстерии
Аммониты
Белемниты
Гастроподы
Тетраподы
Эстерии
Эстерии

появляются еще в ранней перми. С. В. Мейен (1972), подчеркивая более тесную связь цехштейновой флоры с более древними, чем с более молодыми флорами, называет ее постпалеофитной.

В цехштейне появился род *Pseudovoltzia*, который по количеству экземпляров занимает первое место в цехштейновой флоре, так же как другой род того же семейства — *Voltzia* в нижнем триасе Вогез. Эта ведущая роль хвойных является общей чертой цехштейновой флоры с флорой пестрого песчаника. Цикадофиты (часть из них — *Taeniopteris* — может быть, является птеридоспермами) и гинкговые также редки и в цехштейне, и в пестром песчанике. Папоротники цехштейна и пестрого песчаника имеют палеофитный облик.

Во флоре среднего и верхнего пестрого песчаника главную роль играют хвощевые (*Equisetites* и *Schizoneura*), папоротники (*Anomopteris, Neuropteridium, Pecopteris*) и хвойные (*Albertia, Voltzia, Yuccites*), причем хвойные иногда являются доминантами («песчаники с *Voltzia*» Вогез). Цикадовые представляют большую редкость, гинкговые не указываются. Особое место во флоре пестрого песчаника занимает своеобразный лепидофит — *Pleuromeia sternbergii*. Это растение является главным элементом растительных комплексов свит Хардегзен и Золлинг (верхние слои среднего пестрого песчаника) в Тюрингии и прилегающих территориях, в то время как «нормальная» флора пестрого песчаника приурочена, главным образом, к верхнему пестрому песчанику более южных частей Германского бассейна, где известны лишь единичные находки плевромей. Растительные комплексы, сходные с нижнетриасовыми, но более бедные, известны в нижней части раковинного известняка (Вогезы) и в анизийских отложениях Рекоаро (Альпы).

Мезофитная флора начинается с кейпера: на первом месте в ней стоят членистостебельные, много папоротников, значительно количество цикадофитов и птеридоспермов, гинкговые в виде единичных находок, хвойные те же, что в пестром песчанике, но их относительная роль меньше. Однако типично мезофитными, по-видимому, надо считать юрские флоры (включая сюда также рэтские и раннемеловые), в которых главную роль играли такие группы голосеменных, как беннеттитовые, цикадовые, гинкговые, чекановские и хвойные, наряду с папоротниками молодого облика, частью относимыми к современным семействам. В таком случае, флоры нижнего и среднего кейпера следовало бы рассматривать как предмезофит-

Рис. 4. Сопоставление разрезов Германского бассейна (I), Русской платформы (II, III), Кузнецкого (IV) и Тунгусского (V) бассейнов, Верхоянья (VI) и Таймыра (VII)

I — Тюрингия (по Weber, 1955);
II — гора Большое Богдо (по Богданову, 1934);
III — север Русской платформы (по Строк, 1970 и по данным геологов Управления центральных районов);
IV — Кузбасс (по Радченко, 1973);
V — Тунгусский бассейн (по Г. Н. Садовникову);
VI — Западное Верхоянье, р. Бытантай (по Вавилову и др., 1969; Устрицкому, 1971);
VII — Таймыр (по Грамбергу, 1964; Устрицкому, 1971).

Сокращения: «буз.» — «бузулукская» свита, «тан.»—таннаныкская свита, б—богдинская свита, уржум.—уржумский горизонт, сев.-дв.—северо-двинский горизонт, вят.— вятский горизонт, л — ленская подсвита, учам. — учамская серия, с — стрелкинская свита, у — усть-дегалинская свита, г — гагрьеостровская свита, тут.— тутончанская свита, коч.— кочечумская свита, ямб.— ямбуканская свита. Условные обозначения см. на рис. 1

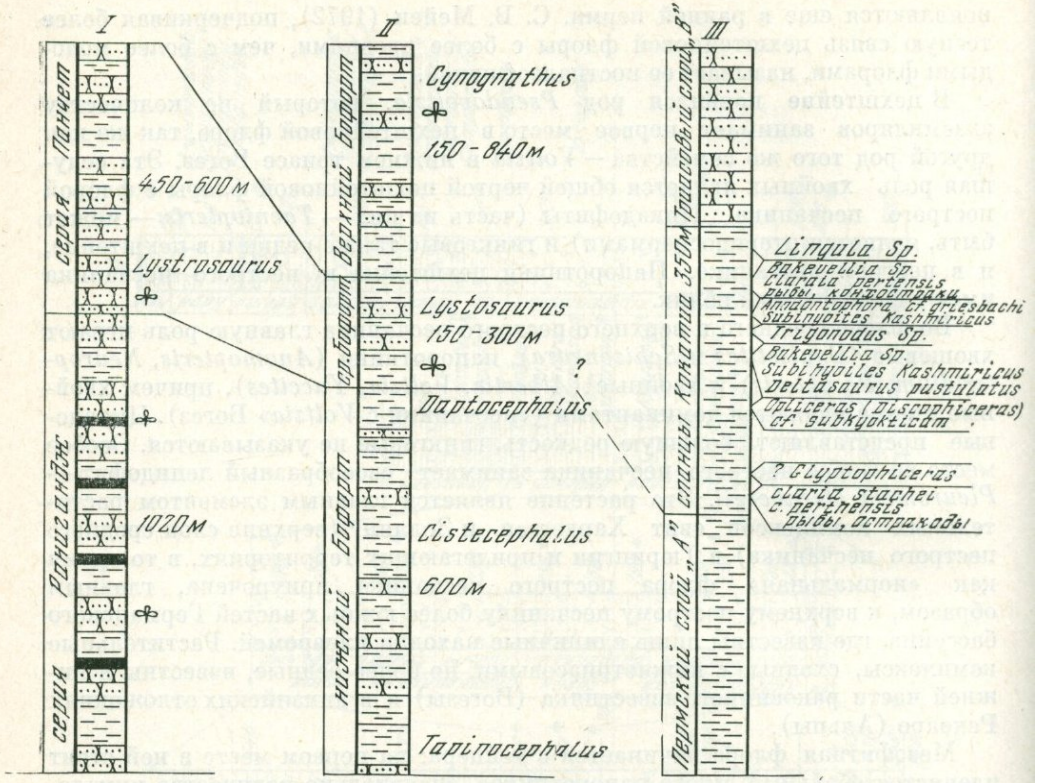


Рис. 5. Сопоставление разрезов Индии (I), Южной Африки (II) и Западной Австралии (III)

I — угольное месторождение Раниганж (из Fox, 1934, по Gee); II — Южная Африка (по Kitching, 1970); III — бассейн Перт, скв. BRM 10 (по Dickins, Mc Tavish, 1963).
Условные обозначения, см. на рис. 1

ные или раннемезофитные. Флора пестрого песчаника, пожалуй, тяготеет больше к постпалеофитным флорам.

Становление мезофитной флоры происходило, таким образом, в течение второй половины перми и почти всего триаса (до рэта), причем первые ее элементы появились еще в ранней перми. Особенно интересно подчеркнуть появление в ранней перми рода *Lepidopteris*, семейства, которое стало играть очень важную роль в раннемезофитных флорах, особенно в Восточной Европе и Средней Азии. В геологической истории этого семейства, кстати, существует тот же самый пробел, падающий на ранний и средний триас (во всяком случае, в северном полушарии): лепидоптерисы известны в поздней перми и позднем триасе.

На Русской платформе и в Приуралье (см. рис. 4) границей перми и триаса по традиции считается граница татарских и ветлужских отложений. В русской геологической литературе долго не существовало единства мнений о том, какую часть красноцветов следует относить к перми, а какую — к триасу. Обычно граница перми и триаса проводится по смене парейазаврового комплекса тетрапод неорахитомным, а граница ветлуж-

ских и баскунчакских отложений — по смене неорахитомной фауны парателозавровой. При отсутствии тетрапод граница проводится по смене комплексов остракод или по палинологическим комплексам.

Флористические комплексы здесь известны для всех ярусов перми, начиная с артинского (Мейен, 1971). Палеофитная флора на Русской платформе и в Приуралье характеризуется доминированием кордаитов, которые на большей части территории исчезают в позднеказанское, а в Южном Приуралье — в вятское время. Гинкгофиты и птеридоспермы мезофитного облика появляются в верхнеартинском подъярусе, возможно, что некоторые хвойные казанского яруса тоже относятся к мезофитным семействам. Но только в татарских отложениях ведущую роль играют пельтаспермовые птеридоспермы *Tatarina,* которые в Южном Приуралье сначала ассоциируются с сульцивными кордаитами, а в самой верхней части татарских отложений встречаются без них (постпалеофитная флора).

В нижневетлужских отложениях растительные остатки неизвестны; в верхневетлужской подсерии верховьев Волги (рыбинская свита) в огромном количестве сохранились остатки *Pleuromeia rossica* Neub. И только в одном из 18 местонахождений были отмечены *Sphenobaiera, Elatocladus* и перышко папоротника: по-видимому, где-то вдали от мест захоронения существовали другие растительные ассоциации, не сохранившиеся в ископаемом состоянии.

В баскунчакских отложениях Южного Приуралья (петропавловская свита) известны *Equisetites* sp., *Neocalamites* sp., *Voltzia heterophylla* Brongn., *Carpolithes* sp. — единственный, хоть и небогатый комплекс, который можно сравнивать с «нормальной» флорой пестрого песчаника Западной Европы. На остальной территории Русской платформы (гора Большое Богдо, скважины Прикаспия и Предкавказья) и на Горном Мангышлаке в отложениях, соответствующих оленекскому и анизийскому ярусам, в огромном количестве встречаются остатки *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda, вместе с которыми находятся только неопределимые обрывки стволов членистостебельных. Судя по их сохранности, последние принесены издалека.

Раннемезофитная флора известна в Донбассе, в ней огромную роль (до 50% комплексов) играют пельтаспермовые птеридоспермы, а также — в Южном Приуралье. Типично мезофитная флора известна, начиная с рэтской флоры новорайской свиты.

В отличие от Западной Европы вымирание ведущих палеофитных элементов затянулось в Восточной Европе до самого конца перми и произошло неодновременно в разных частях ее. Но появление мезофитных элементов происходило, как и в Западной Европе, начиная с ранней перми, причем и здесь наиболее важным элементом мезофита были пельтаспермовые птеридоспермы, представленные другим родом. Доминирование этих последних, а не хвойных, как в цехштейне, может быть связано с местной спецификой (а не со стратиграфическим положением), так как роль пельтаспермовых в кейперских комплексах Восточной Европы и Средней Азии несравненно больше, чем в Западной Европе. Флору первой половины триаса в Восточной Европе мы практически не знаем: если исключить необычную плевромейевую флору, то остается только *Voltzia heterophylla* в Приуралье. Все тот же пробел в геологической летописи — ранний и средний триас.

В континентальных отложениях Сибири (точнее — Ангарской палео-

флористической области, потому что в рассматриваемое время сюда относится и Печорский бассейн) граница перми и триаса обычно проводится по смене растительных комплексов, в которых доминируют кордаиты (палеофитные комплексы), бескордаитовыми комплексами с доминированием папоротников или хвойных (мезофитные комплексы).

Полное исчезновение кордаитов происходит на границе угленосных и безугольных отложений в Печорском бассейне (печорская серия и бызовская свита), в Кузбассе (ерунаковская подсерия и мальцевская свита), в Тунгусском бассейне (учамская и корвунчанская серии по схеме Садовникова), внутри эффузивно-туффитовых отложений Таймыра и низовьев р. Оленек, внутри терригенных отложений Верхоянья (дулгалахская свита и индские отложения).

Присутствие рода *Pseudoaraucarites* в Печорском бассейне, Кузбассе, на Таймыре, в низовьях Оленека и в Верхоянье является основанием для сопоставления вмещающих отложений и отнесения их к индскому ярусу (см. рис. 5). На Таймыре и в низовьях Оленека они перекрываются морскими отложениями с оленекскими цератитами и плевромейями, на р. Бытантай залегают между слоями с индскими и оленекскими цератитами, в Хараулахских горах содержит *Metophiceras* и *Myalina schamarae* (индский ярус).

Наибольшие трудности возникают при попытке установить границу перми и триаса в Тунгусском бассейне. Триасовый возраст корвунчанской флоры поставлен под сомнение Г. Н. Садовниковым (1964), который указывает на присутствие в нижней части корвунчанской серии пермских спорово-пыльцевых комплексов и пермских остракод. Границу перми и триаса он проводит не в основании вулканогенных отложений, а внутри них. Г. Н. Садовников, безусловно, прав в том, что сама по себе резкая смена растительных комплексов на границе угленосных и вулканогенных отложений не является основанием для проведения здесь границы перми и триаса. Он рассматривает эту границу как фациальную. Однако в нижней части вулканогенных отложений Таймыра, также залегающих на угленосных, сохраняются кордаиты (*«Noeggerathiopsis» matveevensis*) и только в верхней появляется *Pseudoaraucarites*.

Какой части корвунчанской флоры могут соответствовать флороносные отложения Кузбасса, Таймыра и Верхоянья, сказать пока трудно. Ясно только, что в Тунгусском бассейне имеется наиболее полный в мире разрез флороносных отложений вблизи границы перми и триаса. Большая его мощность, по-видимому, связана с большой скоростью накопления вулканогенных отложений. Если отсутствие плевромей в Тунгусском бассейне (несмотря на специальные поиски в огромном количестве местонахождений) связано не с экологической приуроченностью этого растения к берегам водных бассейнов, а с возрастом отложений (плевромейи пока известны только из оленекских и анизийских отложений), то возраст корвунчанской флоры не моложе индского. Возможно, что это единственная известная нам флора самых низов триаса. Происходило ли ее формирование только в начале раннего триаса или оно началось еще в поздней перми, сказать сейчас невозможно. Аналогом нижней части этого комплекса может быть позднетатарская флора Русской платформы и Приуралья.

Во всей Ангарской области в палеофитных растительных комплексах перми ведущую роль играют кордаиты, но их относительная роль различна в разных провинциях и округах. В угленосных отложениях Тунгусско-

го бассейна кордаиты составляют до 90% растительных комплексов; в угленосных отложениях Кузбасса их несколько меньше и присутствует большее количество мезофитного облика гинкговых и цикадофитов. На Таймыре облик флоры также определяется в первую очередь кузнецко-тунгусскими кордаитами, которых на Таймыре очень много. Роль кордаитов снижается в Печорском бассейне, где много папоротников, хвойных (*Phylladoderma*) и различных птеридоспермов (*Callipteris*, *Comia*); в некоторых местах Печорского бассейна в верхах печорской серии кордаитов мало.

В Тунгусском и Кузнецком бассейнах, а также на Таймыре последовательность в разрезе комплексов кордаитов одинаковая: сначала господствуют *Rufloria* и *Cordaites* subgen. *Sparsistomites*, затем появляются сульцивные кордаиты и *C.* subgen. *Papillophyllites;* последние скоро вымирают. В самом верхнем горизонте кордаиты, среди которых нет руфлорий, относятся к сульцивным кордаитам и *C.* subgen. *Sparsistomites.*

В Верхоянье в дулгалахской свите не обнаружены сульцивные кордаиты — наиболее характерный элемент кордаитовых комплексов верхней (бóльшей) части ерунаковской подсерии Кузбасса и гагрьеостровской (верхнедегалинской) свиты Тунгусского бассейна; правда, в самих верхних 90—130 *м* разреза определимые растительные остатки пока неизвестны. В связи с этим М. В. Дуранте (1974) допускает возможность перерыва между пермью и триасом в северной части Западного Верхоянья, соответствующего времени образования гагрьеостровской свиты Тунгусского бассейна и грамотеинской и тайлуганской свит Кузбасса.

Раннетриасовая флора в Печорском бассейне представлена «*Glossophyllum*» sp., *Pseudoaraucarites gorskii*, *Araucarites* sp., на Таймыре — *Pseudoaraucarites migayi*, *Pityospermum* sp., *Carpolithes* sp., в Верхоянье и в низовьях Оленека — *Pseudoaraucarites migayi*, в Кузбассе — флорой мальцевской свиты. Она характеризуется большой ролью хвойных (*Pseudoaraucarites*, *Voltzia*, *Tomiostrobus*, *Retinosporites*) и папоротников (главным образом, роды *Cladophlebis*, *Todites*, а также *Pecopteris* и новые роды *Tungussopteris* и *Katasiopteris*). Указываются также хвощевые (*Paracalamites, Schizoneura, Neokoretrophyllites*), птеридоспермы и цикадофиты (*Tersiella*, являющаяся морфологическим аналогом рода *Tatarina*, *Taeniopteris*, *Tomia*) и гинкговые (*Rhipidopsis* и *Sphenobaiera*).

В Тунгусском бассейне растительные остатки известны по всему мощному разрезу вулканогенных отложений (корвунчанская и путоранская серии). Здесь выделяется два комплекса ископаемых растений. В нижнем, приуроченном к туфогенным отложениям, преобладают папоротники *(Acrostichides, Lobatopteris, Phlebopterus, Cladophlebis, Sphenopteris)* и птеридоспермы рода *Tatarina.* В меньшем количестве встречаются хвощевые (*Lobatannularia*, *Neokoretrophyllites*, *Sphenophyllum*), птеридоспермы других родов (*Madygenia*, *Lepidopteris*, *Peltaspermum*), цикадофиты (*Taeniopteris, Sphenozamites, Yavorskya*) и гинкгофиты (*Rhipidopsis* и *Glossophyllum*). Хвойные известны в виде единичных находок. В верхнем комплексе, приуроченном, главным образом, к лавовым отложениям, доминирующей группой становятся хвойные (начиная с середины бугариктинской свиты); иногда растительные комплексы полностью состоят из хвойных. Появляются папоротники рода *Phlebopteris* (с сорусами), резко уменьшается количество экземпляров рода *Todites*, мелкоперышковые *Cladophlebis* сменяются крупноперышковыми. Корвунчанская флора, по

мнению Садовникова, имеет черты сходства с пермской флорой Шихэцзы и кейперской флорой Яньчань Китая, но является очень своеобразной.

Типично мезофитная флора (юрская) широко развита в Сибирской области, а раннемезофитная флора известна только в Печорском бассейне, не считая единственной находки папоротника (*Bernonllia* sp.) по р. Алдан. Таким образом, в Ангарской области переход от палеофита к мезофиту занял большую часть триаса, а если прав Садовников, относя нижнюю часть корвунчанской серии к перми, то начался он еще во второй половине пермского периода.

В Южной Африке и Индии граница перми и триаса проводится между отложениями зоны Cistecephalus и зон Procolophon и Lystrosaurus, хотя существует мнение, что последние тоже следует относить к перми (Лозовский и др., 1973; Cosgriff, 1969).

Доводы В. Р. Лозовского основываются на том, что в нижнетриасовых отложениях Гренландии, начиная с верхних слоев с *Glyptophiceras* (см. рис. 3), т. е. в самых нижних слоях нижнего триаса известны те же тетраподы, что в верхней части серии Панчет, так что вероятно отнесение нижней части этой серии к перми. Доводы Дж. Косгрифа основываются на изучении позвоночных из скв. BRM 10 Западной Австралии (см. рис. 5). Комплекс тетрапод, найденных вместе с аммоноидеями нижней части нижнего триаса, он считает более близким комплексу зоны Cynognathus, чем зоны Lystrosaurus, или рассматривает как промежуточный между ними. Таким образом, граница перми и триаса, по его мнению, проходит выше отложений с листрозаврами. Никаких более убедительных доводов в пользу пермского возраста этих отложений нет.

Типично палеофитной является флора серии Ранигандж, в которой доминирует род *Glossopteris*, представленный 30 видами; вместе с ним встречаются *Gangamopteris, Vertebraria, Sphenopteris, Pteronilssonia, Palaeovittaria, Phyllotheca, Schizoneura.* В вышележащей серии Панчет сохраняются многочисленные глоссоптериды, схизоневры, *Vertebraria*, но уже отсутствуют *Gangamopteris*, филлотеки и сфенофиллы и появляется род *Dicroidium* и единственный отпечаток *Pecopteris concinna* (постпалеофитная флора). Ископаемые растения известны из нижней половины серии, где они ассоциируются с позвоночными (в верхней части серии Панчет известен второй горизонт с тетраподами). Раннемезофитной является дикроидиевая флора серии Парсора, типично мезофитными — юрские флоры.

В Южной Африке флора нижнего Бофорта очень бедна, но она того же типа, что флора серии Ранигандж. Также бедна флора среднего Бофорта (зона Lystrosaurus), которая соответствует флоре Панчет Индии: *Glossopteris browniana, G. angustifolia* и *Schizoneura.* Флора верхнего Бофорта (зона Cynognathus) имеет совершенно иной характер, ее можно рассматривать как мезофитную благодаря отсутствию глоссоптерид и присутствию рода *Dicroidium.* Кроме этого последнего в ней присутствуют *Lepidopteris, Neocolamites, Danaeopsis, Taeniopteris, Nilssonia, Zamites, Ginkgoites.*

Если принять мнение о пермском возрасте серии Панчет Индии (или ее нижней части) и зоны Lystrosaurus среднего Бофорта Южной Африки, то надо будет отнести всю глоссоптериевую флору к перми, а дикроидиевую — к триасу. Это согласуется с данными по Австралии, где глоссоптериды не известны в палеонтологически датированных триасовых отложе-

ниях. Однако смена этих флор происходила постепенно, так как первые *Dicroidium* появляются уже в серии Панчет, а последние, глоссоптериды встречены в серии Парсора вместе с *Dicroidium*; кордаиты не поднимаются выше яруса Кархарбари. Возраст серии Парсора рассматривается одними исследователями как раннетриасовый, другими — как средне-позднетриасовый. В любом случае смена палеофитной флоры на мезофитную в южном полушарии также была длительным явлением и заняла, примерно, то же самое время, что и в северном полушарии.

При переходе от палеофита к мезофиту произошло угасание плауновидных, членистостебельных, птеридоспермов, кордаитов (см. табл. 1). Вымирание плауновидных и кордаитов началось в середине перми и завершилось в середине триаса (в первой половине триаса существуют другие семейства, которые не играют той роли, что их предшественники); членистостебельные и птеридоспермы пережили в триасе новую фазу расцвета (также другие семейства), которая завершилась в конце триаса. Наоборот, цикадофиты, гинкгофиты и хвойные, которые только появились в ранней перми, переживают расцвет в мезофитных флорах; рубежом в развитии хвойных является середина перми, цикадофитов и гинкговых — середина триаса. Папоротники играют большую роль и в палеофитных и в мезофитных флорах, но представлены разными семействами; время наиболее существенной перестройки — середина триаса. Таким образом, время перестройки растительного мира также определяется от середины перми до конца триаса.

*

В мире есть всего два региона, где развиты пермотриасовые отложения с тетраподами. Это Южная Африка (см. рис. 5) и Русская платформа (см. рис. 4). В Лавразии и Гондване развиты одни и те же группы тетрапод, но, как правило, разные роды и виды: развитие фаун шло автохтонно и обмен между Лавразией и Гондваной был ограничен. Все же есть общие роды: род *Erythrosuchus* встречен в баскунчакских отложениях с паротозаврами и в зоне Cynognathus, род *Tupilakosaurus* — в нижневетлужских отложениях и в верхнем подразделении серии Панчет (Хирапур), т. е. в зоне Lystrosaurus. Таким образом, можно говорить об одновозрастности в общем ветлужских отложений с верхней частью зоны Lystrosaurus, а баскунчакских — с зоной Cynognathus (Очев, 1973).

Смена парейазавровой фауны тетрапод неорахитомной на Русской платформе, так же как и смена кистецефаловой фауны фауной проколофонов и листрозавров в Южной Африке, выглядит достаточно резко, но В. Г. Очев считает, что это связано с перерывами в осадконакоплении и с условиями захоронения. Он считает, что в отношении масштаба филогенетических событий граница перми и триаса существенно не отличается от границ более низкого ранга: систем, отделов. Главным рубежом в истории всех морских групп тетрапод, а также ящериц является граница раннего и среднего триаса; в истории некоторых других групп (новых отрядов архозавров, черепах) основным рубежом следует считать границу среднего и позднего триаса. Вымирание палеозойских групп было очень длительным и, начавшись в конце перми, продолжалось в течение всего раннего триаса одновременно с появлением новых форм и шло по-разному в разных группах. Х. Колберт (International Permo-Triassic conference, 1971) считает, что наиболее значительный перелом в развитии тетрапод

произошел в конце триаса, когда примитивные группы амфибий и рептилий уступили место современным группам.

Таким образом, смена палеозойской фауны позвоночных мезозойскими была столь же длительным процессом, что и смена фаун беспозвоночных и смена флор, и заняла примерно тот же отрезок времени.

Выводы

1. Смена фауны палеозоя мезозойской фауной в разных группах морских организмов шла неодинаково ни по смыслу претерпеваемых изменений, ни по срокам. В целом, эта перестройка заняла время от середины перми до конца триаса.

2. Смена фаунистических ассоциаций, состоявших, главным образом, из брахиопод, фаунистическими ассоциациями, состоящими, главным образом, из цератитов, происшедшая вблизи границы перми и триаса, также не приурочена к строго определенному уровню, а заняла время, соответствующее отложению так называемых переходных от перми к триасу слоев (тех слоев, которые одни исследователи на основе палеонтологической характеристики считают пермскими, а другие на той же основе — триасовыми).

3. Смена фаунистических ассоциаций вблизи границы перми и триаса не соответствует наиболее значительной перестройке ни в одной из групп морских организмов. Она характеризует собой изменение физико-географических условий, перестройку экосистем, временную смену доминирующих групп фауны, уход большого числа групп морских организмов в начале триаса в очень ограниченные области обитания, так что следов их в геологической летописи не сохранилось на протяжении раннего или раннего и среднего триаса.

Палеонтологический материал, происходящий из нижней части триасовых отложений, из-за неполноты дает искаженную картину развития фауны.

4. Смена флоры палеозоя мезозойской флорой также заняла в целом время от середины перми до конца триаса. При этом в разных группах растений, так же как и животных, эта перестройка шла неодинаково и в разные сроки.

5. Палеофитные флоры различны в разных фитохориях. В Атлантическом, Ангарском, Катазиатском и Гондванском царствах доминируют разные группы растений; их вымирание происходило в разное время в разных фитохориях. Мезофитные флоры значительно более однородны по всему земному шару или, хотя бы, в северном полушарии. Переход от палеофита к мезофиту сопровождается устранением барьеров между фитохориями.

6. Нет никакой разницы в характере и длительности перестройки фауны и флоры при переходе от палеозоя к мезозою. И заняла она, примерно, одно и то же время в обоих случаях. Так как ни для морской фауны, ни для флоры нет единого мгновенного рубежа, то едва ли имеет смысл вообще говорить об опережении или отставании развития флоры по отношению к развитию фауны при переходе от палеозоя к мезозою.

Автор благодарит за консультации и помощь Г. П. Леонова, М. В. Дуранте, С. В. Мейена, М. А. Шишкина, А. Д. Крупникова.

И. А. Добрускина

Граница триаса и юры

Так называемая «проблема рэтского яруса» — пограничного между триасом и юрой включает в себя два взаимоисключающие положения. Первое содержит вопрос — относится рэтский ярус к юрской или к триасовой системе, второе — подвергает сомнению самостоятельность рэтского яруса как стратиграфического подразделения, считая его частью норийского яруса. При этом, кажется, еще никто не предлагал начинать юрскую систему с норийского яруса, так что два эти положения всегда рассматриваются независимо друг от друга. Объединяет их лишь то, что оба они оставляют неясным положение границы триаса и юры в узком смысле этого понятия [1].

Как же могут существовать одновременно обе эти проблемы? Дело в том, что они рассматривают интересующий нас вопрос в разных аспектах. В первом случае внимание обращено на структурное положение рэтских отложений. Во внеальпийской части Западной Европы — ФРГ, Франции, Англии, Испании — морские рэтские отложения небольшой мощности залегают с размывом на континентальных отложениях среднего кейпера или более древних и начинают собой мощную трансгрессивную серию морских юрских отложений (швабская фация рэта). В Альпах, где собственно и была выделена самостоятельная рэтская формация, она образует непрерывную серию морских осадков с карнийскими и норийскими отложениями; перерыв чаще наблюдается в кровле рэта, выше залегают также морские нижнеюрские отложения.

Отнесение рэтского яруса к триасовой системе было принято на Люксембургском коллоквиуме в 1963 г. Поэтому большинство дискуссий сейчас сосредоточено вокруг второго вопроса. Он возник в связи с тем, что уже в конце прошлого века появились сообщения о совместных находках норийских аммонитов и рэтских брахиопод и пелеципод. Сначала, пока таких местонахождений было мало и они воспринимались как исключение (штархембергские слои в Нижней Австрии, Дрнава в Южной Словакии — рис. 1), делались попытки объяснить это явление существованием колоний рэтских организмов в нории (А. Биттнер, К. Динер). Затем число местонахождений со «смешанной норийско-рэтской фауной» стало быстро расти, они стали правилом, а не исключением.

Тогда возникло мнение о том, что норийские и рэтские отложения являются фациальными аналогами. Это мнение, высказанное в 1903 г. Э. Киттлом, получило в последнее время широкую поддержку. Основой для него служит тот факт, что типовые разрезы норийского и рэтского ярусов были установлены в различных фациальных областях, а граница норийского и рэтского ярусов не была точно определена ни в стратотипе

[1] О понятиях «граница s. s. и s. l.» см. предыдущую статью автора в этом сборнике.

нория, ни в стратотипе рэта. В связи с этим фациальные различия могли быть приняты за возрастные. Что касается верхней границы рэтского яруса, то принципиально ее установление не вызывает трудностей: она определяется основанием зоны Psiloceras planorbis Центральной Европы, что соответствует основанию геттангского яруса.

Типовой разрез норийского яруса располагается в Гальштаттской зоне Северных Альп (Зоммераукогель — рис. 2, см. рис. 1, I; Krystyn et al.,

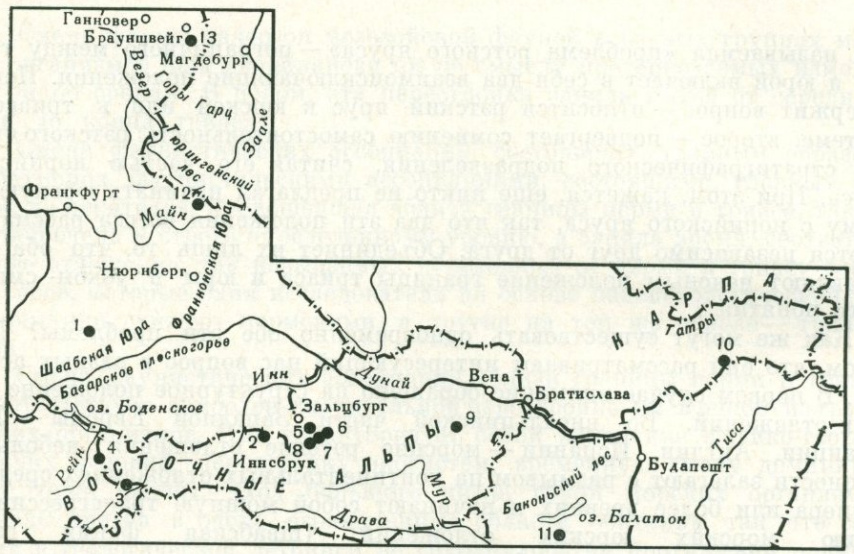


Рис. 1. Местонахождения основных фациальных типов норийского и рэтского ярусов в Центральной Европе

Цифры на схеме: *1* — Швабия, *2* — Кессен, *3* — Рэтикон, *4* — Форарльберг, *5* — Кендльбах, *6* — Фишервизе (типовое местонахождение цламбахских мергелей), *7* — Зоммераукогель, *8* — Дахштейн, *9* — Пистингталь (типовое местонахождение штархембергских слоев), *10* — Дрнава, *11* — Мечек, *12* — Кобург, *13* — Зайнштедт

1971). Относительно типового разреза рэтского яруса существуют разногласия, так как при выделении его К. Гюмбелем стратотип не был указан.

Рэтские отложения раньше всего были изучены Ф. А. Квенштедтом в Швабии, где они представлены песчано-глинистыми отложениями небольшой мощности, охарактеризованы позвоночными, большим количеством пелеципод, редкими гастроподами и структурно тесно связаны с юрскими отложениями. С 40-х годов прошлого века они вошли в литературу под названием «костеносные слои Швабии», а после введения рэтского яруса стали рассматриваться как его швабская фация. В 50-х годах А. Оппель и Э. Зюсс изучили разрез в Кёссене, Восточные Альпы (см. рис. 2), представленный мергелистыми фациями с большим количеством ископаемых, особенно брахиопод, и доказали его одновозрастность костеносным слоям Швабии (Oppel, Suess, 1856). Этот результат рассматривается европейскими геологами, как «сделавший эпоху», так как он дал основу для сравнения альпийских разрезов с внеальпийскими.

Кёссенские фации широко распространены в Восточных Альпах.

В Рэтийских Альпах они подстилаются плитным известняком (нижний известняк Дахштейна) и перекрываются верхним известняком Дахштейна (верхнерэтский рифовый известняк, верхнерэтско-нижнелейасовый рифовый известняк). Переход от норийских отложений к рэтским постепенный. В верхней части плитного известняка, между слоями доломитов, доломитовых известняков и известняков вклинивается черный мергель с брекчией, типичный для нижних кёссенских слоев. Эти мергели, становясь постепенно все более мощными, в то время как известняковые и доломитовые слои уменьшаются в мощности, образуют незаметный переход к кёссенским слоям.

К. Гюмбель (Gümbel, 1859, 1861) предложил выделять кёссенскую фацию (верхний раковинный кейпер, гервилливые слои) и верхний дахштейнский известняк (верхнерэтский рифовый известняк) в качестве самостоятельной р э т с к о й формации, так как в Альпах они имеют широкое распространение, большую мощность и стратиграфическую самостоятельность. При выделении рэтского яруса Гюмбель основывался на разрезах Ретийских Альп. Л. Пужэн (Pugin, 1964), проанализировав геологическое строение Рэтийских Альп и их изученность во времена Гюмбеля, пришел к выводу, что в качестве стратотипа рэтского яруса Гюмбеля следует рассматривать горную цепь Рэтикона (рис. 3, см. рис. 1). Пужэн приводит список ископаемых из рэтских отложений Рэтикона, состоящий из большого количества пелеципод, брахиопод, гастропод, кораллов, остатков рыб, пресмыкающихся и растений (*Equisetites* cf. *münsteri*); цефалоподы в списке отсутствуют. При этом он указывает, что за исключением мегалодонтид и некоторых редких ископаемых, найденных в верхнем известняке дахштейна, все остальные ископаемые происходят из кёссенских слоев (в частности, остатки рыб и пресмыкающихся — из основания кёссенских слоев).

Однако изученный ранее и более доступный разрез у Кёссена многими исследователями продолжает восприниматься как типовой, тем более, что и в Рэтиконе преобладающая часть ископаемых происходит из кёссенских слоев. Е. Т. Тозер предложил рассматривать в качестве типового разрез грабена Кендльбах (массив Остергорн), расположенного в 30 *км* к юго-востоку от Зальцбурга, так как на его основе была установлена зона Choristoceras marshi. Этой зоной, по мнению Е. Т. Тозера, следует ограничивать рэтский ярус.

В Кендльбахграбене рэтские отложения представлены (рис. 4) швабской, карпатской, кессенской и зальцбургской фациями, залегающими последовательно одна над другой. Подстилаются они плитным известняком нория и перекрываются лейасовыми отложениями. Слой с *Psiloceras planorbis* отделен от слоев с *Choristoceras marshi* двадцатичетырехметровой пачкой немых «препланорбиевых слоев» (Suess, Mojsisovics, 1868).

В Гальштаттской зоне Зальцкаммергута, где располагается стратотип норийского яруса, рэтские отложения представлены цламбахской фацией (Krystyn, Schölnberger, 1972). Норийские отложения в стратотипе (Зоммераукогель) перекрываются примерно десятиметровой пачкой цламбахских мергелей. Типовой разрез последних находится вблизи Фишервизе, в 11 *км* к северо-востоку от Зоммераукогеля. Слои Цламбах, как правило, связаны с подстилающими гальштаттскими известняками переходной зоной в несколько метров мощности (красные или серые желваковые мергелистые известняки и мергели), которая содержит поздненорийские ам-

мониты и конодонты. Нижняя часть цламбахских слоев, которую сейчас относят к верхнему норию, представлена равномерным чередованием мергелистых известняков и мергелей. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль глинистого материала, и рэтская часть цламбахских слоев состоит из темно-серых до черных мергелей и сланцеватых глин с линзами и прослоями органогеннообломочных известняков. В верхней части, в слое кораллового мергеля, найден *Choristoceras marshi* вместе с остракодами,

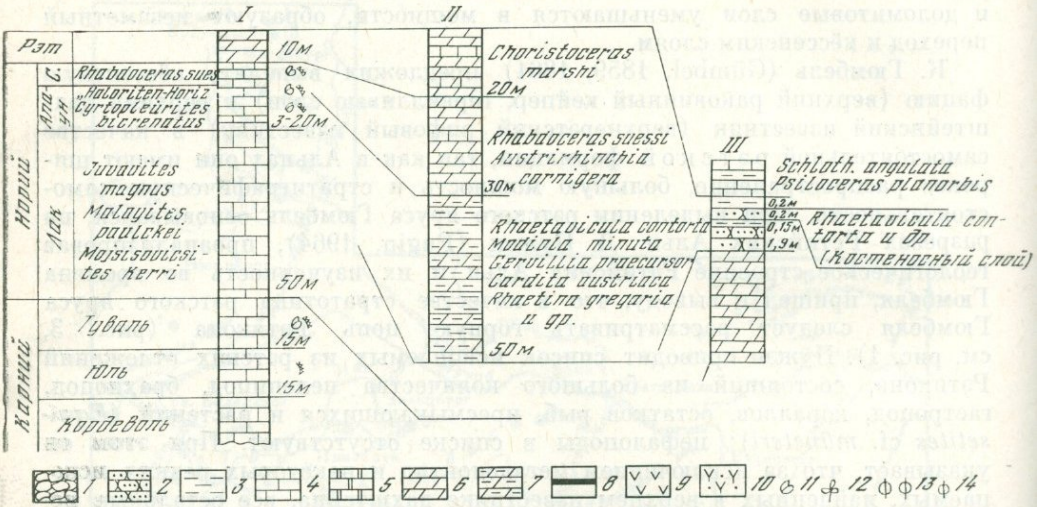


Рис. 2. Сопоставление разрезов: I — Зоммераукогеля (стратотип норийского яруса, по Krystyn, Schölnberger, 1972), II — Вайслофербаха, вблизи Кессена (по Urlichs, 1972), III — Швабии (Эсслинген, по Oppel, Suess, 1856)

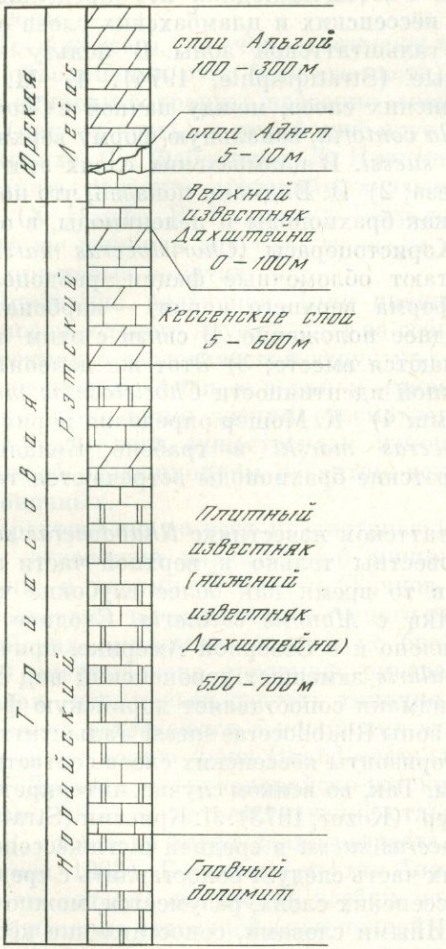
Условные обозначения к рис. 2—7:

1 — конгломераты;
2 — пески, песчаники;
3 — глинистые сланцы, глины;
4 — известняки;
5 — доломиты, доломитизированные известняки;
6 — мергели;
7 — глинистые мергели;
8 — угли;
9 — гипсы, соли;
10 — туфы;
11 — остатки беспозвоночных;
12 — растительные остатки;
13 — флора *Thaumatopteris*,
14 — флора *Lepidopteris*

которые считаются поздненорийскими. Перекрываются они сходными пестрыми мергелями с *Psiloceras*. Д. А. Б. Пирсон (Pearson, 1970) предложил рассматривать этот разрез как эталонный для положения нижней границы рэтского яруса.

Относительная роль различных фаций рэта неодинакова в разных частях Альп, так же как и роль подстилающих их плитных известняков и главного доломита. На западе как Северных, так и Южных Альп рэт может быть полностью представлен кёссенской фацией, в то время как на востоке дахштейнская фация рифовых известняков может слагать не только весь рэт, но и нижнюю часть лейаса и верхнюю часть нория. В Карпатах рэтские отложения сложены, главным образом, известняками и обычно залегают трансгрессивно на красноцветном кейпере.

В горах Мечек (Венгрия), в Банате и Бихоре (Румыния) к кёссенской фации присоединяются еще богатые растениями угленосные слои. Боль-



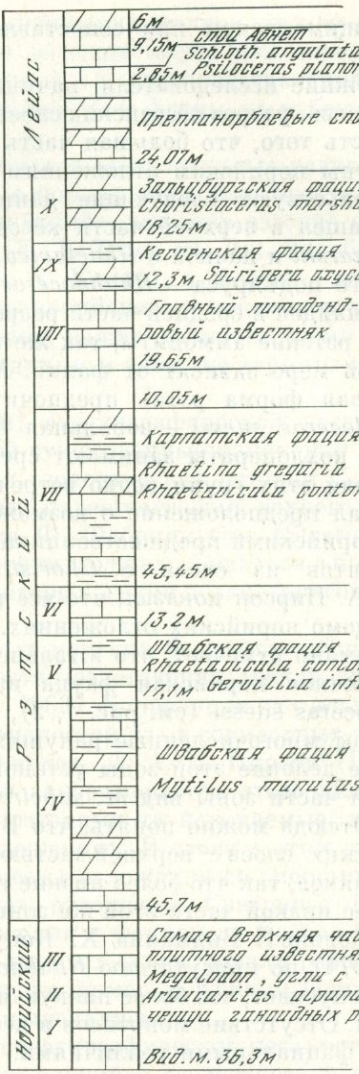


Рис. 3. Разрез рэтских отложений Рэтикона (по Pugin, 1964)

Условные обозначения см. рис. 2

Рис. 4. Разрез рэтских отложений в грабене Кендльбах, в 30 км к юго-востоку от Зальцбурга (по Suess, Mojsisvics, 1968)

Условные обозначения см. рис. 2

шая их часть относится уже к лейасу (грестенская фация), но переход от верхнего триаса постепенный, граница проводится условно. Так, в горах Мечек граница проводится по появлению первого угольного пласта.

Однако для вывода о соотношении норийского и рэтского ярусов в Альпах в первую очередь важно сравнение норийских отложений в стратотипе с кёссенскими слоями, так как они наиболее широко распространены в Альпах, наиболее полно охарактеризованы ископаемыми и являются

связующим звеном при сопоставлениях с внеальпийской областью (см. рис. 2).

Прежние исследователи, начиная с К. Гюмбеля, относили к рэтскому ярусу весь разрез кёссенских слоев. Работы последних лет определили вероятность того, что большая часть кёссенских и цламбахских слоев одновозрастны норийским отложениям гальштаттской зоны. В пользу этого свидетельствуют следующие данные (Stratiqraphie, 1974): 1) М. Урлихс нашел в верхней части кёссенских слоев, между пачкой с *Choristoceras marshi* и пачкой с *Rhaetavicula contorta,* зональную форму верхненорийского подъяруса — *Rhabdoceras suessi.* В цламбахских слоях этот вид также найден в средней части разреза; 2) Й. Видманн показал, что норийские и рэтские аммониты, так же как брахиоподы и пелециподы, в очень большой мере зависят от фаций. Хористоцерасы (*Choristoceras marshi* — зональная форма рэта) предпочитают обломочные фации, рабдоцерасы (*Rhabdoceras suessi* — зональная форма верхнего нория) — карбонатные фации, кохлоцераты занимают среднее положение. В связи с этим представители этих групп редко встречаются вместе; 3) Этот же палеонтолог высказал предположение о возможной идентичности *Choristoceras marshi* с его норийскими предшественниками; 4) К. Мошер определил норийских конодонтов из слоев с *Choristoceras marshi* в грабене Кендльбах; 5) Д. А. Пирсон показал, что все рэтские брахиоподы встречаются также в заведомо норийских отложениях.

Видманн отмечает, что в гальштаттском известняке *Rhabdoceras suessi* и «типично» норийская фауна известны только в верхней части зоны Rhabdoceras suessi (см. рис. 1, 2), в то время как более глубокие части содержат многочисленные ракушняки с *Monotis salinaria.* Сходное двучленное деление этой зоны установлено и в Северной Америке, причем в нижней части зоны вид *M. subcircularis* замещает европейский вид этого рода. Отсюда можно понять, что Видманн сопоставляет норийскую фауну кёссенских слоев с верхней частью зоны Rhabdoceras suessi гальштаттских известняков, так что более низкие горизонты кёссенских слоев соответствуют более низкой части этой же зоны. Так, во всяком случае, интерпретирует построение Й. Видманна Х. Коцур (Kozur, 1973). Л. Кристин (Stratigraphie, 1974) по присутствию *Rhabdoceras suessi* в средней части кёссенских слоев допускает, что более низкую их часть следует сопоставлять с средним морием. Отсутствие монотисов в кёссенских слоях, разумеется, можно объяснить фациальными различиями. Иными словами, сопоставление кёссенских слоев и гальштаттских известняков проводится по-разному. Открытым остается вопрос и о сопоставлении верхней части кёссенских слоев, содержащих *Ch. marshi,* по крайней мере, до окончания обработки рода *Choristoceras.*

Таким образом, точное сопоставление типовых разрезов нория и рэта пока неизвестно. Тем не менее, полную стратиграфическую независимость рэтских отложений в Альпах как будто бы никто сейчас не поддерживает. Большинство исследователей принимает предложение Е. Т. Тозера об ограничении рэтского яруса единственной зоной Ch. marshi, которая соответствует верхней части бывшего рэтского яруса. Отсюда остается один шаг (ревизия видов рода *Choristoceras*) до признания рэтских отложений не чем иным, как особой фацией норийского яруса, как полагает Ф. Фабрициус (Stratigraphie, 1974), предлагая использовать термин «рэтский» только в фациальном смысле.

Какие же выводы проистекают из признания полной или частичной стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса для определения возраста соответствующих отложений вне Альп, для представлений о геологической истории и истории развития фауны и флоры на рубеже триаса и юры?

Прежде всего, конечно, возникают чисто номенклатурные разногласия. При объединении рэта (или его части) с норием одни исследователи считают нужным сохранить название «норийский», включив рэтские отложения (или их часть) в норийский ярус (Е. Т. Тозер, Н. Дж. Зильберлинг, М. Урлихс, Ф. Фабрициус, Л. Кристин, Х. Коцур), а другие — наоборот, сохранить название «рэтский», включив норийские отложения в рэтский ярус (Х. Цапфе, Й. Видманн). Безусловно, важно принятие всеми одного и того же решения для того, чтобы за одними и теми же терминами стояли одинаковые понятия.

Признание частичной (или полной) стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса влечет за собой существенные изменения в представлениях о геологической структуре и геологической истории Северных Известняковых Альп в верхнем триасе; палеогеография вехнего триаса Альп с этой точки зрения рассмотрена Ф. Фабрициусом (Stratigraphie, 1974). Кроме того, существенные изменения должны появиться в представлениях об эволюционном развитии некоторых групп позднетриасовых беспозвоночных.

Практически во всех позднетриасовых морских бассейнах распространены отложения значительной мощности, залегающие между слоями с *Monotis* и слоями с *Psiloceras* (Тучков, 1962). Корреляция их с альпийскими разрезами часто доставляла много трудностей из-за совместных находок норийских аммонитов и рэтских брахиопод. Д. А. Б. Пирсон (Pearson, 1970) впервые ясно продемонстрировал закономерность этого явления и показал, что нельзя считать типично рэтскими те ископаемые, которые регулярно встречаются в норийских отложениях. В связи с этим он отнес к верхнему норию (зона Rhabdoceras suessi) отложения со смешанной фауной Дрнавы, «верхненорийско-рэтские» отложения Северного Кавказа (Дагис, 1963) и соответствующие отложения с фауной на Северо-Востоке СССР, по поводу определения возраста которых существовали разногласия (Тучков, 1962). Во многих местах Азии, например, в Южном Приморье и Японии, рэтские отложения вообще не выделялись.

Признание частичной (или полной) стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса не меняет представлений о геологической истории внеальпийских регионов, так как установленная в них последовательность отложений не зависит от соотношений норийских и рэтских отложений в Альпах. Но в определения их возраста в этом случае надо будет внести номенклатурные изменения в соответствии с изменениями в стратотипической области.

*

На границе триаса и юры происходит достаточно резкое изменение состава морских беспозвоночных животных. Если продолжить анализ отдельных групп морской фауны, начатый при рассмотрении границы перми и триаса (стр. 155), то для многих из них и на этом рубеже можно обнаружить перелом в ходе развития (Леонов, 1973). Граница триаса и юры ха-

рактеризуется, в первую очередь, резкой сменой состава цефалопод: полностью вымирают цератиты (мезоаммоноидеи, по Видманну), начинается резкое возрастание числа родов у аммонитов (неоаммоноидей: расцвет отряда Ammonititida), происходит резкое уменьшение числа семейств у наутилоидей. Резкое уменьшение числа семейств происходит также у брахиопод, в частности, вымирают древние палеозойские формы. Вымирают конодонты. Появляются белемниты. У морских лилий и фораминифер начинается вторая (мезокайнозойская) фаза расцвета, отделенная от первой (палеозойской) фазы расцвета периодом депрессии в триасе. У гастропод и пелеципод, если брать каждую из этих групп в целом, граница триаса и юры не играет заметной роли, продолжается процесс увеличения числа семейств, начавшийся вблизи границы перми и триаса. Однако заметные изменения происходят на уровне более дробных таксонов. Происходят крупные изменения в составе остракод и склеритов голотурий (Kozur, 1971).

Все перечисленные изменения относятся к границе триаса и юры в широком смысле, s. l. Строго к границе триаса и юры (границе рэта и геттанга) приурочена смена «мезоаммоноидей» триаса «неоаммоноидеями» юры. Тем не менее эта смена отражает (Wiedmann, 1972) лишь конец кризиса в развитии триасовых аммоноидей, который преодолелся внезапным развитием неоаммоноидей юры. Кризис выразился в резком уменьшении как количества, так и разнообразием форм, наряду с существованием настоящей карликовости. Он находился в связи с позднетриасовой регрессией и одновременно возросшим эндемизмом и провинциализмом. Кризис этот не происходил на резко определенной границе, а занял время от основания верхнего нория до геттанга.

Рэтский ярус обычно рассматривается как типично переходный по составу ископаемых от триаса к юре (Pugin, 1964), что поддерживало существовавшие разногласия, связанные с отнесением этого яруса к триасовой или юрской системе. Если рэтский ярус оказывается фацией норийского и все рэтские ископаемые (или их часть в случае неполного фациального замещения) включаются в норийский ярус, то характеристика этого последнего (или его верхней части) будет близка к палеонтологической характеристике рэтского яруса. Только содержание триасовых форм окажется выше.

Х. Коцур (Kozur, 1971) считает, что наиболее резкая смена фаун, отражающая значительную перестройку органического мира, превосходящую перестройку на границе перми и триаса, происходит в середине позднего нория. Этот уровень Х. Коцур считает границей нория и рэта, выделяя из зоны Rhabdoceras suessi ее верхнюю часть в качестве зоны Choristoceras haueri и помещая ее в рэтский ярус. Едва ли можно говорить о такой строгой приуроченности всех изменений к определенному уровню, особенно имея в виду существующие разногласия при сопоставлении основных разрезов верхнетриасовых отложений даже в стратотипической области, не говоря уже о межрегиональных корреляциях. Но если понимать границу триаса и юры s. l., включая в нее интервал разреза, примерно, от середины нория до конца триаса, то изменения в морской фауне на этой границе действительно оказываются более значительными и приуроченными к более короткому отрезку времени, чем это отмечалось для границы перми и триаса.

Для многих групп животных триасовый период (в границах s. l.) является самостоятельным этапом развития. Наиболее заметно он выражен у

цератитов — руководящих ископаемых триаса; их существование практически ограничено этим периодом (к которому надо еще прибавить джульфинский век). Столь же четко он выражен у фораминифер и морских лилий, хотя картина тут почти противоположная: депрессия в развитии, падающая на триасовый период, которая разделяет две фазы расцвета. Брахиоподы в начавшейся вблизи границы перми и триаса стадии угасания дают последнюю крупную вспышку формообразования в триасе.

Триасовый период является временем расцвета тетрапод. С точки зрения их развития В. Г. Очев (1973) характеризует триас как время развития ряда преимущественно послепалеозойских подклассов тетрапод и завершения истории преимущественно палеозойских групп того же ранга. Х. Колберт (International Permo-Triassic conference, 1971) считает, что наиболее значительный перелом в развитии тетрапод произошел в конце триаса, когда примитивные группы амфибий и рептилий уступили место современным группам. Иными словами, в развитии позвоночных в триасе наблюдаются те же закономерности, что и в развитии беспозвоночных животных.

*

В геосинклинальных областях Тетиса и геосинклинальной части Бореального бассейна морские рэтские (или норийско-рэтские) отложения подстилаются и покрываются морскими отложениями, они являются средним членом в непрерывной последовательности морских осадков. Их аналоги на огромных пространствах Евразийского континента, так же как подстилающие и покрывающие их породы, образовались в континентальных условиях; юрская трансгрессия захватила отдельные части Евразийского материка не в самом начале юры, а с середины раннеюрской эпохи или даже позже. И только в Германском бассейне, на территориях, примыкающих к Альпам (Франция, ФРГ), юрская трансгрессия началась еще в рэтское время. Поэтому здесь мы имеем в прибрежно-морских рэтских отложениях совместные захоронения ископаемых растений и животных. Эти разрезы дают возможность, во-первых, разделить флороносные отложения «переходных от кейпера к лейасу слоев» («Grenzschichten») на верхнетриасовые и нижнеюрские (рис. 5), что впервые было сделано В. Готаном (Gothan, 1914). Во-вторых, они позволяют сопоставить прибрежно-морские и континентальные отложения, охарактеризованные ископаемыми растениями, с морскими отложениями интересующего нас интервала разреза и с соответствующими стратотипами (см. рис. 1).

Бóльшая часть флороносных отложений «переходных слоев» Германского бассейна относится к нижнему лейасу: остатки растений залегают вместе или выше слоев с *Psiloceras* или сопоставляются с этими слоями. Только в двух местонахождениях (Зайнштедт и Кобург, см. рис. 1, 5) ископаемые растения залегают непосредственно под слоями с *Psiloceras* или совместно с *Rhaetavicula contorta*. Последнее ископаемое является руководящей формой как костеносных отложений Швабии и их аналогов в других частях Германского бассейна, так и кёссенских слоев Альп.

С другой стороны, аналогом флоры Кобурга и Зайнштедта является флора *Lepidopteris* Восточной Гренландии и Южной Швеции (рис. 6), а аналогом более молодой раннелейасовой флоры — флора *Thaumatopteris* этих же районов. Граница между вмещающими их отложениями, следовательно, примерно соответствует границе триаса и юры (см. рис. 6).

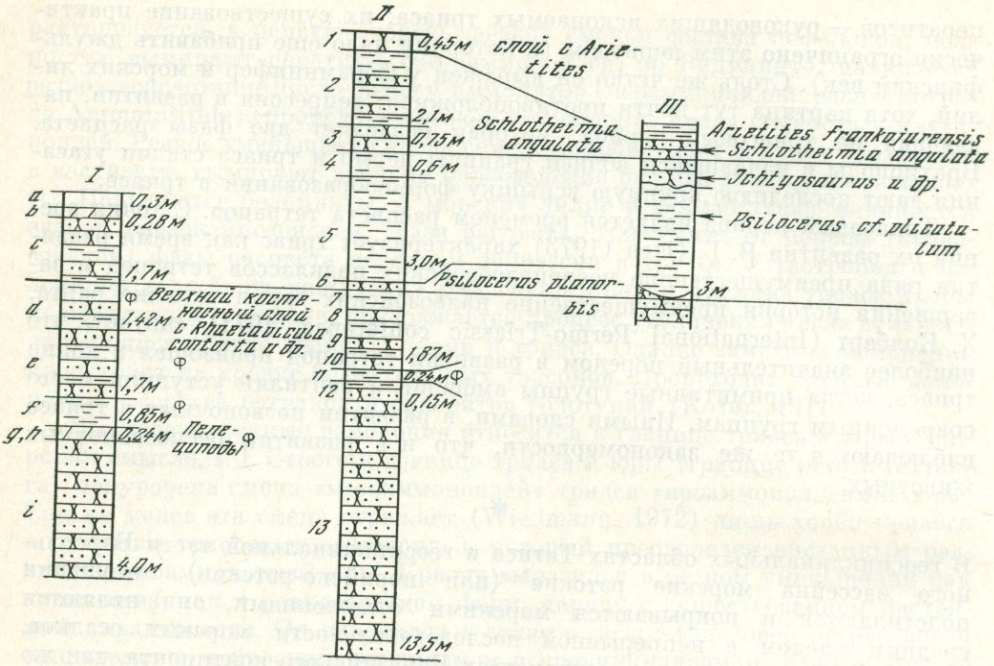


Рис. 5. Сопоставление отложений, пограничных между триасом и юрой в Нижней Саксонии, Зайнштедт (I — по Schnek, 1867), Южной Тюрингии, Фюльбах, около Кобурга (II — по K. Gümbel, 1864), Франконии, Сассендорф, около Бамберга (III — O. Kühn, 1955; между слоями с Ichtyosaurus и Psiloceras найдены растения «флоры Thaumatopteris»)

Условные обозначения см. рис. 2

Возраст более молодой флоры — геттанг или геттанг и синемюр, а более древней — рэт, хотя Т. Харрис (Harris,1973) не исключал возможности ее появления в норийском веке. Такое допущение было возможно потому, что в Европе известна только карнийская флора, которая имеет уже достаточно отличный характер, а норийская флора неизвестна.

В соответствии с представлениями о рэтском ярусе как о фациальном аналоге нория, норийский или норийско-рэтский возраст флоры *Lepidopteris* оказывается весьма вероятным. В данном случае это имеет не только номенклатурный смысл, а важно и для сравнения с флорами Японии и Южного Приморья, возраст которых определяется непосредственным залеганием между морскими толщами с ископаемыми.

Анализ среднеазиатских флор, проведенный Н. П. Гомолицким и И. А. Добрускиной (1973), показал, что в Азии нет аналогов флоры *Lepidopteris*, а присутствуют либо аналоги флоры *Thaumatopteris* (к ним надо добавить описанную недавно флору с. Петровки в Южном Приморье — Красилов, Шорохова, 1973), или флоры смешанного состава, в которых встречаются совместно виды обеих флор. Смешанная флора описана также Гаррисом из 5-метровой переходной пачки на границе между флорами *Lepidopteris* и *Thaumatopteris* в Гренландии. В Швеции и ФРГ подобная переходная пачка отсутствует. Вполне вероятно, что смешанные флоры

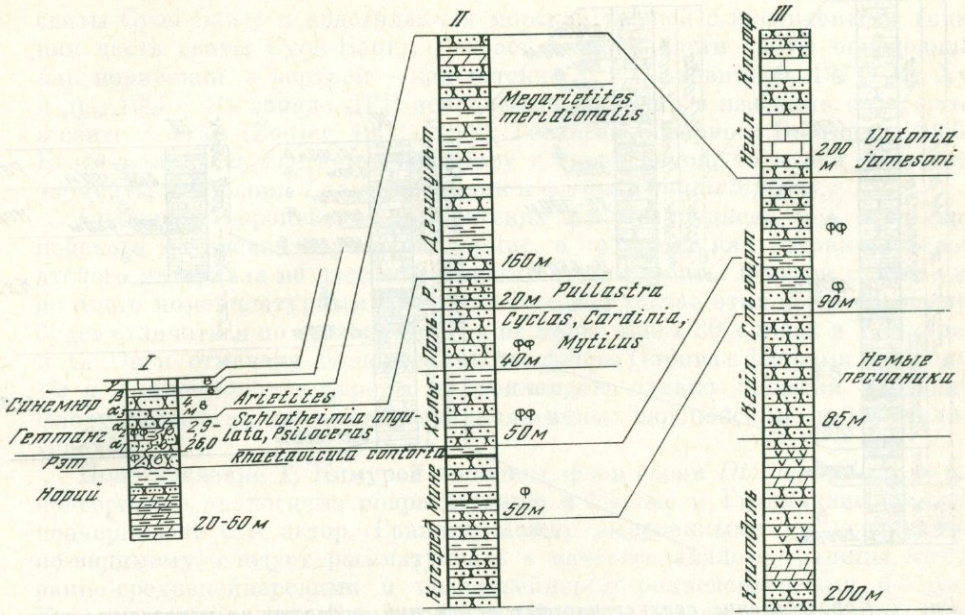


Рис. 6. Сопоставление отложений, пограничных между триасом и юрой

I — Франкония, ФРГ (по Urlichs, 1966), II — Скания, Швеция (по Troedsson, 1951, Reyment, 1959), III — зал. Скоресби, Восточная Гренландия (по Harris, 1937). Сокращения: Хельс.— Хельсингборг, Поль.— Польша, Р.— Рамлеса
Условные обозначения см. рис. 2

Евразии являются аналогом не только переходной зоны Гренландии, но занимают то же стратиграфическое положение, что и флора *Lepidopteris* в Гренландии и Западной Европе.

С другой стороны Евразиатского континента — в Японии, Южном Приморье и Вьетнаме — можно, как и в Западной Европе, наблюдать стратиграфические взаимоотношения флороносных отложений и отложений с морскими беспозвоночными (рис. 7). В Японии ископаемые растения верхней половины триаса известны в двух районах внутренней части юго-западной Японии — в префектуре Ямагути и в префектуре Окаяма. В первом из них в непосредственном соседстве, но разделенные тектонически, располагаются два разреза: площади Мине (Омине) на севере и площади Тубута (Асо) на юге. На рис. 7 приведен разрез для площади Мине, к которому очень близок разрез площади Тубута. По данным Е. Конно (Kon'no, 1973), формации Яманои с ископаемыми растениями на площади Тубута оказываются моложе формации Момоноки и древнее одновозрастной формации Асо, а формация Тубута с ископаемыми растениями одновозрастна с формацией Хирабара. Однако Е. Такахаси (Takahasi, 1958) считал флору Яманои древнее флоры Момоноки и Хирабара.

В префектуре Окаяма находятся местонахождения давно известной

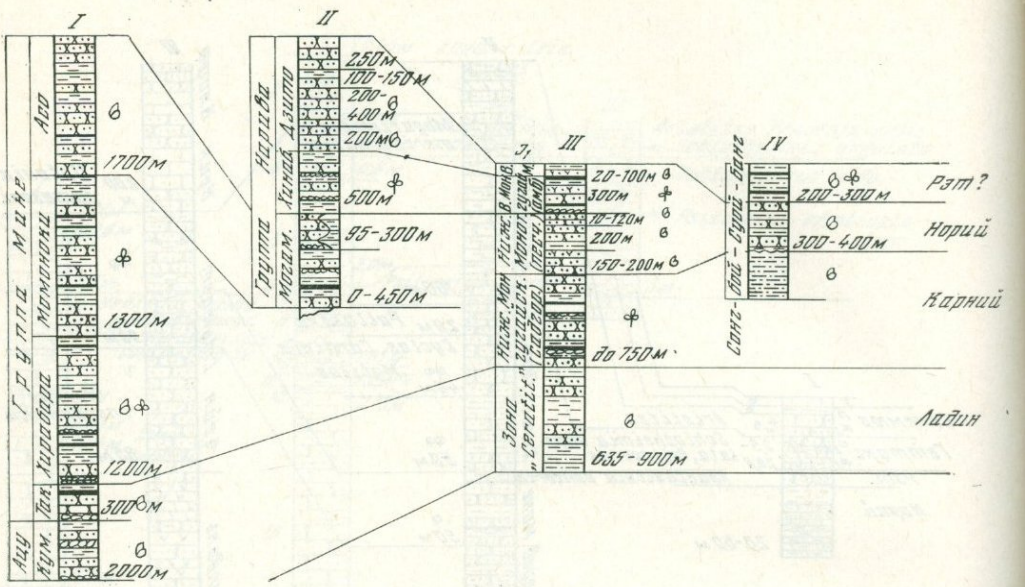


Рис. 7. Сопоставление верхнетриасовых отложений, содержащих ископаемые растения: I, II — Юго-Западная Япония («Геологическое развитие...», 1968; I — Ямагути, II — Нарива), III — Южное Приморье (по Кипарисовой, 1972), IV — Северный Вьетнам (по кн. «Геология Северного Вьетнама», 1965)

Сокращения: Кум.— Куманокура; Так.—Такигути; Амб.— Амбинская;. В. М.— Верхняя Монгугайская

флоры Нарива, основная масса которой происходит из формации Хинабата. По существующим представлениям, флора префектуры Ямагути имеет возраст от ладинского до начала норийского века, а флора Наривы — средненорийский возраст, т. е. моложе всего разреза Ямагути. Флора Ямагути во многом близка к ладинско-карнийским флорам Средней Азии и Европы, хотя отличается меньшей ролью птеридоспермов и цикадофитов и большей ролью диптериевых. Флора Наривы близка флорам *Lepidopteris* и *Thaumatopteris* Гренландии и Швеции, она, подобно среднеазиатским флорам, состоит из форм, характерных для обеих этих флор.

Т. Кимура (Kimura, 1959) вслед за С. Оиси относит японские флоры второй половины триаса и начала нижней юры к серии *Dictyophyllum*. По современным данным она появляется в ладинском веке, а сменяется более молодой флорой в середине плинсбаха. Кимура выделяет в серии *Dictyophyllum* Японии две подсерии, граница между которыми проходит внутри формации Хинабата таким образом, что часть флоры Наривы относится к нижней подсерии, а другая часть — к верхней подсерии вместе с нижнелейасовой флорой.

Нижнемонгугайская флора Южного Приморья по своему стратиграфическому положению соответствует флоре Ямагути, а верхнемонгугайская флора — флоре Нарива. В первой из них диптериевые играют подчиненную роль, а во второй — очень существенную, как и во флоре Нарива.

В Северном Вьетнаме только в его западной части флороносные отложения встречаются вместе с фаунистическими остатками (верхняя часть

свиты Суой-Банг) и подстилаются морской толщей с ископаемыми (нижняя часть свиты Суой-Банг). Возраст нижней части свиты определялся как норийский, а верхней — как рэтский (?) (Садовников, 1971; Ву Хук и др., 1965). На западе ДРВ ископаемые растения в изобилии содержатся в свите Хонгай (Zeiller, 1902—1903; Геология Северного Вьетнама, 1965). Если сравнивать вьетнамскую флору с европейской, то в ней находятся элементы как флоры *Lepidopteris*, так и флоры *Thaumatopteris*.

Сравнение европейских и азиатских флор затруднено тем, что у европейского материала изучен эпидермис, в то время как сохранность азиатского материала не дает возможности этого сделать. В связи с этим уже по чисто номенклатурным причинам видовой состав этих флор неизбежно будет отличаться по названиям. Тем не менее еще в 30-х годах и Т. Харрис, и С. Оиси отмечали большое сходство флоры Нарива с флорами *Lepidopteris* и *Thaumatopteris* Европы и Гренландии, однако попытки разделить флору Нарива на два комплекса, аналогичных европейским, не увенчались успехом.

Подразделение Т. Кимурой японских флор серии *Dictyophyllum* на две подсерии не аналогично подразделению в Европе и Гренландии, как это подчеркивает сам автор. Границу между выделенными им подсериями, по-видимому, следует рассматривать в качестве аналога границы между ранне-среднекейперскими и позднекейперско-раннелейасовыми флорами Европы, понимая под первыми флоры Лунца и Базеля и их аналоги, а под вторыми — флоры *Lepidopteris* и *Thaumatopteris*. Если принять во внимание выводы о полной или частичной стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса в Альпах, то из этого следует (см. рис. 2), что возраст слоев с *Rhaetavicula contorta,* ассоциирующихся с флорой *Lepidopteris* в Германском бассейне, должен определяться в пределах от поздненорийского или средненорийского до конца нория или рэта (в соответствии с расчленением морских отложений в Альпах), т. е. смену флор в Европе и Азии можно считать практически одновременной.

Для окончательных выводов об этапах развития флоры во второй половине триаса и ранней юре, о соотношении этих этапов в Европе и Азии необходим тщательный сравнительный анализ европейских и азиатских флор в соответствии с современными стратиграфическими представлениями, а также с учетом всех новых данных по этим флорам, которые появились за последние 40 лет после того, как Т. Харрис и С. Оиси впервые сравнили европейские и азиатские флоры. Этот анализ является самостоятельной темой, которой должна быть посвящена специальная работа. Здесь мы рассмотрим вкратце только предварительные выводы.

В триасовой истории флор можно выделить три этапа. Как уже отмечалось в статье о границе перми и триаса, флоры первой половины триасового периода резко отличаются от флор второй его половины, причем граница между ними проходит, примерно, между анизийским и ладинским ярусами. Флоры первого этапа на Евразиатском континенте были подробно рассмотрены в статье о границе перми и триаса. В Японии они известны только в ее северо-восточной части; это плевромейи во второй половине раннего триаса и *Neocalamites* cf. *hoerensis* в нижнеанизийских отложениях. Этот этап развития флоры, как уже говорилось, тяготеет к позднепермской постпалеофитной флоре.

Второй этап начинается с ладинского века и заканчивается в начале норийского. В Западной Европе к нему относятся, помимо карнийской фло-

ры Альп (Лунц, Райбл), флоры Леттенколе, Шильфзандштайн и семионотовых песчаников Германского бассейна. Последние отвечают, по-видимому, верхней части карнийского и, может быть, нижним слоям норийского яруса. В Германском бассейне и Альпах наиболее частыми ископаемыми растениями являются членистостебельные, много папоротников, наиболее характерны роды *Danaeopsis, Bernoullia, Asterotheca,* остальные относятся к формальным родам палеофитного облика, много цикадофитов, но они довольно однообразны: преобладает род *Pterophyllum,* много фертильных остатков, много хвойных. Гинкговые находятся в подчиненном количестве и среди них выделяется своеобразный род *Glossophyllum.* Птеридоспермы представлены всего двумя родами — *Lepidopteris* и *Scytophyllum.*

В одновозрастных флорах Донбасса, Предкавказья, Приуралья и Средней Азии очень большую роль играют пельтаспермовые птеридоспермы. которые здесь составляют от 30 до 50% всей растительности. Недавно проведенное автором изучение эпидермального строения приуральских растений показало, что главную роль в приуральской кейперской флоре играли пельтаспермовые, своеобразные гинкговые и папоротники европейского облика. Большое количество пельтаспермовых сближает восточноевропейские и среднеазиатские флоры, а обилие гинкговых в приуральской флоре выделяет ее из этих флор (что влечет за собой пересмотр представлений о биогеографической зональности в рассматриваемое время).

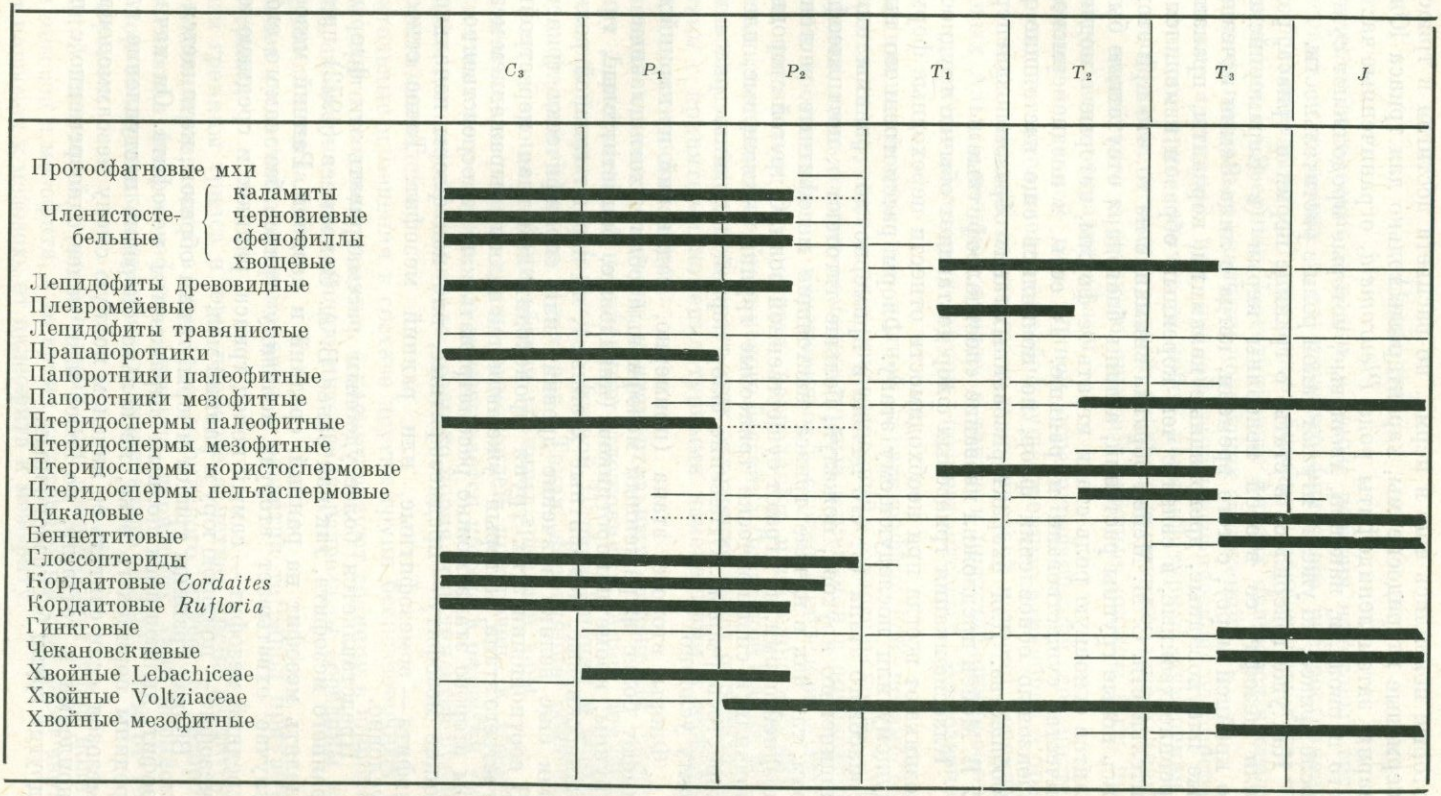
В это время в Японии и Южном Приморье важную роль в растительности играли также членистостебельные и хвойные, как и в Западной Европе, следующее место занимают папоротники, но состав их иной: главным образом, диптериевые, которые в кейпере Европы встречаются в виде единичных находок, цикадофиты и гинкговые описаны в небольшом количестве.

Третий этап охватывает самый конец триаса (начиная с средней части норийского века) и начало юры. Ему отвечают флоры *Lepidopteris* и *Thaumatopteris* Европы и Гренландии, аналоги флоры *Thaumatopteris* в Средней Азии, Приморье и Японии и «смешанные» флоры, в которых присутствуют элементы обеих этих флор, в Донбассе, Средней Азии, Вьетнаме, Приморье (верхнемонгугайская флора) и Японии (флора Наривы). Для этого этапа характерно большое значение диптериевых и мараттиевых папоротников (при этом в Японии их роль больше в норийских отложениях, чем в лейасовых, а в Европе и Гренландии, наоборот, в лейасовых больше, чем в верхнетриасовых) и цикадофитов, которые очень разнообразны. Членистостебельные, гинкговые, хвойные играют подчиненную роль, птеридоспермы практически отсутствуют в Японии, а в Швеции и Гренландии во флоре *Lepidopteris* они играют очень важную роль, хотя число их таксонов невелико.

Если рассматривать триасовый период с точки зрения развития флоры (табл. 1), то он представляется переходным этапом, во время которого сосуществовали древние палеозойские группы (лепидофиты, палеофитные папоротники, птеридоспермы, палеофитные хвойные — Voltziaceae) и новые, которые стали господствующими в юре и мелу (папоротники Dipteridaceae, цикадовые, гинкговые, чекановскиевые, мезофитные хвойные). То есть наблюдается принципиально та же картина, что и в развитии фауны. При этом (тоже подобно тому, что известно для фауны) существуют некоторые группы растений специфически триасовые, или преимущественно триасовые. Это, в первую очередь, пельтаспермовые птеридоспермы,

Таблица 1

Стратиграфическое распространение основных групп ископаемых растений от конца карбона до начала юры (по С. В. Мейену и И. А. Добрускиной)



которые появились еще в перми, но расцвета достигли в триасе, кристоспермовые птеридоспермы, характерные только для триаса Южного полушария, затем лепидофиты рода *Pleuromeia*, ограниченные частью триасового периода, и, наконец, хвощевые, которые продолжают существовать и после триаса, но уже не играют такой роли в растительности.

Как уже говорилось в статье о границе перми и триаса, раньше начинали мезофит со второй половины перми (в Еврамерийской области, по крайней мере), с того времени, когда с лица Земли исчезли древовидные плауновидные, древовидные каламиты, кордаиты, прапапоротники и древние хвойные, в связи с чем коренным образом изменился облик растительности. С. М. Мейен обратил внимание на то, что при этом не появились новые группы растений, а лишь благодаря отсутствию бывших доминантов основную роль стали играть те формы, которые в подчиненном количестве существовали и раньше. То есть, в позднепермское время не произошло обновления флор, не появились еще настоящие мезофитные сообщества. Для охарактеризованных таким образом позднепермских флор С. В. Мейен предложил название «постпалеофитные».

Классификация триасовых флор доставляет обычно трудности, которые возникают всегда при необходимости отнести переходные формы к предыдущему или последующему этапу. Флоры рассмотренного выше первого триасового этапа (от его начала и примерно до границы анизийского и ладинского ярусов), пожалуй, больше тяготеют к постпалеофитным флорам, так как в начале триаса настоящие мезофитные растения, как и в поздней перми, не играют существенной роли. С другой стороны, здесь уже появились специфически триасовые группы — хвощевые, плевромейевые, кристоспермовые. Отнесение флор первой половины триаса к постпалеофиту условно.

Флоры второго этапа (примерно, ладинский и карнийский ярусы) имеют более выраженный мезофитный облик, хотя главные мезофитные группы, кроме папоротников (цикадовые, беннетиттовые, гинкговые, чекановскиевые, мезофитные хвойные), не играют главной роли в них, так как еще велико значение древних или специфически триасовых групп. В соотношении этих групп происходит заметная перестройка в начале третьего этапа, который уже является полным выражением мезофита. Флоры второго этапа можно рассматривать как непосредственно предшествующие мезофиту — предмезофитные, или как флоры начальной фазы мезофита — эомезофитные, или ранний мезофит. Такое отнесение также условно.

Представляется более удобным рассматривать эти флоры в качестве раннего мезофита, так как ранее В. А. Вахрамеев (1972) предложил разделять мезофит на ранний, средний и поздний. Ранний мезофит в таком случае охватывает вторую половину триаса без самого его окончания, средний мезофит — самый конец триаса, раннюю и среднюю юру, поздний мезофит — позднюю юру и ранний мел.

Вблизи границы триаса и юры, таким образом, начинается средний мезофит, являющийся полным выражением мезофита. Он начинается с середины норийского века, несколько опередив наступление главной фазы мезозоя, если считать ее началом полную смену мезоаммоноидей неоаммоноидеями в геттанге, но более или менее одновременно с перестройкой других групп беспозвоночных.

Выводы

1. Новые палеонтологические находки, а также ревизия некоторых групп позднетриасовых ископаемых и их стратиграфического распространения (аммониты, брахиоподы и др.) допускают большую вероятность того, что рэтские отложения в Северных Известняковых Альпах являются частично или полностью фациальным аналогом норийских отложений.

2. Признание частичной или полной стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса влечет за собой номенклатурные изменения в позднетриасовой части международной геохронологической шкалы (изменение объема норийского и рэтского ярусов), которые должны быть приняты однозначно всеми стратиграфами.

3. Признание частичной или полной стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса влечет за собой существенные изменения в представлениях о геологической структуре и геологической истории Северных Известняковых Альп в позднем триасе, а также в представлениях об эволюционном развитии некоторых групп позднетриасовых беспозвоночных.

4. Признание частичной или полной стратиграфической несамостоятельности рэтского яруса не меняет представлений о геологической истории других регионов, лишь вносит номенклатурные изменения в определение их возраста, в соответствии с изменениями в стратотипической области. В частности, полностью сохраняется корреляция прибрежно-морских и континентальных отложений Германского бассейна (швабской фации рэта) с кёссенскими слоями Альп, но возраст этих отложений будет определяться в соответствии с принятыми номенклатурными изменениями в международной геохронологической шкале.

5. Признание одновозрастности континентальных отложений, вмещающих флору *Lepidopteris*, с норийскими отложениями Альп допускает одновозрастность флоры *Lepidopteris* с флорой Нарива Японии и верхнемонгугайской флорой Южного Приморья. Такая корреляция облегчает сравнение флор Европы и Азии вблизи границы триаса и юры.

6. Фаунистическая смена групп аммоноидей приурочена к границе рэтского и геттангского ярусов. Ею заканчивается кризис в развитии «мезоаммоноидей», начавшийся с начала позднего нория, и начинается бурное развитие «неоаммоноидей».

7. Значительные изменения в составе других групп беспозвоночных не приурочены строго к одному уровню, а характеризуют границу в широком смысле (s.l.), примерно, отвечающую интервалу разреза от середины норийского яруса до начала лейаса.

8. Наиболее существенные изменения в развитии тетрапод приурочены к концу триаса.

9. Вблизи границы триаса и юры наиболее заметная смена растительных комплексов происходит в середине норийского яруса, с которого начинается главная фаза мезофита. Отличия норийских (или норийско-рэтских) флор от ладинско-карнийских значительно больше, чем от геттанг-синемюрских.

10. Юрский животный и растительный мир представляет собой полное выражение мезозоя и мезофита, в то время как триасовый еще несет черты перехода от палеозоя к мезозою, от палеофита к мезофиту.

11. Триасовый период в целом, если понимать его в границах s. l., является для всего животного и растительного мира временем постепенной перестройки, переходным этапом от палеозоя к мезозою, от палеофита к мезофиту. Эта длительная перестройка, занявшая примерно 60 млн. лет, началась великим вымиранием во второй половине перми и начале триаса, выразилась в сосуществовании в триасе палеозойских и мезозойских групп, наряду со специфически триасовыми группами, и закончилась к началу юры вымиранием палеозойских и быстрым расцветом в юре мезозойских групп, ставших господствующими.

Автор благодарит В. А. Вахрамеева, Г. П. Леонова, М. А. Шишкина, А. Д. Крупникова за советы и помощь.

В. В. Друщиц, В. А. Вахрамеев

Граница юры и мела

Дискуссия о границе между юрской и меловой системами насчитывает уже свыше 100 лет и до сих пор не завершена. Она возникла в середине прошлого столетия в Западной Европе в период разработки стратиграфических схем и, в частности, схем юрской и меловой систем.

Юрская система, как известно, впервые была предложена в 1795 г. в качестве самостоятельной формации под именем «известняк Юры» еще А. Гумбольдтом. Позднее, в 1822 г., она была описана под названием «оолитовая система» У. Конибером и У. Филлипсом, а в 1831 г. в качестве юрских отложений д'Омалиусом д'Аллуа. Последний составил стратиграфическую схему, в которой фигурируют пять групп отложений, в том числе лейасовые, юрские и меловые (Леонов, 1973, т. I). Только на III сессии Международного геологического конгресса в 1885 г. было принято решение об объединении лейасовых и юрских отложений в единую юрскую систему.

У. Бакленд в 1818 г. впервые предложил иерархию стратиграфических подразделений: класс, порядок, формация и слой, сыгравшую важную роль в создании единой стратиграфической шкалы. Три слоя: серый мел, нижний мел и верхний мел Бакленд объединял в формацию «мел». В отличие от Бакленда, У. Конибер и У. Филлипс включили в 1822 г. в меловую формацию только карбонатные слои, соответствующие в современном понимании верхнему мелу, а между оолитовой и меловой формациями они выделяли промежуточные слои (снизу вверх): железистый песок, вельдская глина, зеленый песок и меловой мергель. У. Фиттон, изучавший в 1827—1836 гг. меловые и частично юрские отложения, слагающие вельдскую антиклиналь в Южной Англии (графства Кент и Суссекс), выделял среди меловых отложений три группы слоев: первую — вельд (уильд) в составе пурбекских слоев, гастингских песков и глин вельда, вторую — зеленый песок в составе нижнего зеленого песчаника, гольта, и верхнего зеленого песчаника, отвечающую в современном понимании апту и альбу, и третью — мел, соответствующую верхнему мелу. Пурбекские слои, лежащие на портландском камне и песке, относились к оолитовой формации.

Важным шагом в развитии представлений о стратиграфических подразделениях было предложение А. д'Орбиньи (d'Orbigny, 1840—1842) о разделении систем на ярусы. Это предложение возникло у д' Орбиньи на основании изучения головоногих моллюсков (наутилоидей, аммонитов и белемнитов) из юрских и меловых отложений Франции. Изучая эти отложения в Англо-Парижском бассейне, автор классической монографии «Палеонтология Франции» выделил в юре и мелу 17 этажей, завершая юру портландом и начиная мел неокомом. В соответствии с этим границу между системами он проводил между неокомским и портландским ярусами.

В портланде д'Орбиньи насчитывал 60 видов растений и животных, в неокоме — 851. Ярусы, или этажи, выделялись на основании характерных организмов, в первую очередь головоногих, следов перерывов и не зависели от особенностей литологии. Каждый этаж характеризовался: 1 — первым появлением отрядов, семейств, родов, 2 — господством определенных родов, 3 — зоной определенного комплекса видов, в первую очередь аммонитов или белемнитов. Для этажей были указаны соответствующие эталонные разрезы, и названия ярусов связывались с географическими названиями мест, где развиты эти отложения. Так для портланда предлагался разрез на полуострове Портленд в Южной Англии. С эталонными разрезами (стратотипами) сопоставлялись разрезы других районов, и таким образом осуществлялась корреляция. Ярус рассматривался как единица планетарного значения. Установлением понятий ярус, зональный комплекс и эталонный разрез А. д'Орбиньи заложил методическую основу для развития биостратиграфической и хроностратиграфической классификации. Однако французский исследователь стоял на позициях креационизма и считал, что фауна каждого яруса имела всесветное распространение и изменялась одновременно на всем земном шаре.

Дальнейшим шагом в развитии стратиграфических построений явились исследования немецкого палеонтолога и стратиграфа А. Оппеля (Oppel, 1856 — 1858) — основоположника зонального метода стратиграфической параллелизации и разработки понятия зоны. Изучая юрские отложения Англии, Франции и Юго-Западной Германии, А. Оппель пришел к выводу, что сопоставлять между собой удаленные разрезы возможно только на основании прослеживания отдельных горизонтов, которые выделяются по наличию некоторого числа свойственных им видов ископаемых. «Горизонт» А. Оппель рассматривал как синоним зоны, считая, что объем и границы ярусов определяются входящими в их состав зонами: ярус, по А. Оппелю, — это группа зон. Зона представляет собой комплекс слоев, охарактеризованных палеонтологически; «зоны обособляются от смежных как определенные горизонты по постоянству и исключительно им свойственному присутствию определенных видов. Таким путем вырабатывается идеальный профиль, одновозрастные члены которого в разрезах различных местностей будут постоянно характеризоваться одними и теми же видами» (Оппель, цит. по Г. П. Леонову, 1974, стр. 23). А. Оппель рассматривал зону как самое дробное стратиграфическое подразделение, которое выделяется на основе палеонтологических данных и может быть прослежено на достаточно обширной территории. Зоны устанавливались чисто эмпирически на основании изучения вертикального распространения различных видов головоногих моллюсков в отдельных разрезах и на этом основании для каждой зоны выделялись характерные ассоциации видов. Зона служила основой для межрегиональных корреляций и ее выделение базировалось только на палеонтологическом методе.

Спустя несколько лет А. Оппель (Oppel, 1865), продолжая изучение юрских отложений и, в частности, пограничных слоев между юрой и мелом, пришел к выводу о необходимости выделения нового яруса — титонского, завершающего юрскую систему, вместо портланда, предложенного ранее А. д' Орбиньи. А. Оппель писал: «Слои, залегающие между кимериджем и самыми нижними слоями неокома, я называю титонским ярусом». А. Оппель не выделил эталонного разреза для своего нового яруса, но указал ряд мест, в которых встречены отложения титона — Штрамберг,

Рогожник, Южный Тироль, Золенгофен. Для нового яруса были указаны 117 видов головоногих моллюсков, встреченных в этих отложениях, в том числе 21 вид белемнитов, 6 видов наутилоидей, 86 видов аммонитов и 4 вида аптихов, причем 65 видов были впервые установлены молодым ученым. По А. Оппелю, отложения титона залегают на породах кимериджа с *Ammonites eudoxus, mutabilis, longispinus* и перекрываются слоями неокома с *Ammonites grasianus, semisulcatus, verrucosus, roubaudianus, neocomiensis, astierianus.*

Таким образом, объем нового яруса был палеонтологически обоснован достаточно точно. Оставалось только решить, к какой системе отнести титон — к юрской или меловой, так как эти отложения ранее не выделялись ни в одной, ни в другой системах и занимали промежуточное положение, заполняя перерыв между ними. По мнению А. Оппеля, по цефалоподам этот вопрос нельзя было решить, поскольку, с одной стороны, они близки к юрским, а с другой — к меловым формам. По стратиграфическому положению отложения коррелировались с литографскими сланцами Золенгофена, известняками портланда и пурбека, которые были отнесены ранее к юрской системе. Оппель отнес на этом основании свой новый ярус к той же системе. В соответствии с высказанной точкой зрения, верхней границей титона служили слои с *Neocomites neocomiensis* и *Kilianella roubaudiana*, относимые в настоящее время к основанию валанжина. Титонский ярус, выделенный Оппелем, получил широкую известность и вызвал поток литературы о границе между юрской и меловой системами.

В Швейцарии Е. Дезор (Desor, 1854) выделил в основании неокома валанжинский ярус, отложения которого лежат ниже выделенного позднее Е. Реневье (Renevier, 1873 — 1874) готеривского яруса; но, к сожалению, валанжин оказался очень плохо охарактеризован аммонитами.

Дискуссия о границе между юрой и мелом особенно остро разгорелась во Франции. Ф. Пикте (Pictet, 1867) описал очень своеобразную фауну аммонитов и брахиопод из известняков, развитых около дер. Берриас (Юго-Восточная Франция, департамент Ардеш). В 1868 г. Г. Кокан предложил выделять берриас в качестве подъяруса, а Е. Реневье (Renevier, 1873—1874) — в качестве яруса. Ф. Пикте из берриасских пород описал 11 новых видов аммонитов, в том числе *Ammonites dalmasi, euthymi, boissieri, malbosi, occitanicus, rarefurcatus, privasensis.* (В это время все аммониты, имевшие спирально-плоскостную раковину, относились к роду *Ammonites.*) Стратиграфическое положение новых видов Ф. Пикте определял на основании изучения развития теребратулоидных брахиопод, относимых к роду *Pygope*, и считал их неокомскими. В 1868 г. вышла из печати монография К. Циттеля, в которой были описаны головоногие моллюски, собранные и определенные А. Оппелем из известняков Штрамберга (Чехословакия). В районе Штрамберга (Карпаты) известняки титона образуют рифообразные утесы, выступающие над породами неокома. К. Циттель пришел к выводу, что штрамбергские аммониты характерны только для титона и не встречаются ни в отложениях юры, ни в отложениях мела и, следуя по стопам своего безвременно скончавшегося учителя, принял точку зрения А. Оппеля о юрском возрасте титонских аммонитов. Г. Кокан, опираясь на мнение Циттеля, отнес берриас к неокому.

Опубликованные крупные монографии Ф. Пикте и К. Циттеля по фауне титона и берриаса вызвали повышенный интерес к пограничным слоям между рассматриваемыми системами и послужили источником дискуссии

о соотношении между валанжином, берриасом и титоном и о границе между юрой и мелом.

М. Неймайр в 1871 г. и В. О. Ковалевский в 1874 г. на основании анализа состава и распространения аммонитов обосновали наличие в юрском периоде двух палеозоогеографических областей — Средиземноморской и Бореальной. В последующих работах такие области были установлены и для мелового периода.

Для Средиземноморской области дискуссия развернулась по вопросам: 1) о ранге берриаса и его стратиграфическом положении, 2) о взаимоотношении между титоном, берриасом и валанжином, 3) о корреляции титона и берриаса с синхронными отложениями в Бореальной области.

В Бореальной области С. Н. Никитин в 1881 г. вместо титона выделил вначале волжскую формацию, а позднее, в 1884 г., разделил ее на два яруса — нижний волжский и верхний волжский. Н. А. Богословский в 1895 г. вместо берриаса предложил рязанский горизонт, который он разделил на три слоя: 1) с *Hoplites rjasanensis*, 2) с *H. rjasanensis* и *Olcostephanus spasskensis*, 3) только с *O. spasskensis*.

Между С. Н. Никитиным, Н. А. Богословским и А. П. Павловым разгорелась острая дискуссия о сопоставлении волжских ярусов с титоном, о стратиграфическом положении рязанского горизонта и о корреляции его с берриасом (подробнее о ходе этой дискуссии см. В. В. Друщиц, 1968; Граница юры и мела..., 1972).

Наконец, вопрос о границе между двумя системами остро дискутировался в Англии, ФРГ, ГДР, Польше, где на рассматриваемом рубеже развиты континентальные фации, накопленные в условиях пресноводных и солоноватоводных бассейнов.

Солоноватоводные фации, относимые в Англии к юре, получили от У. Бакленда в 1818 г. название «формация пурбек», а слои, лежащие стратиграфически выше, Р. Миддлтон в 1812 г. предложил называть вельдом. Первые развиты на о. Пурбек (Южная Англия), вторые — на территории Вельд, также в Южной Англии. Позднее подобные фации были установлены на территории северной части Европы (на севере Франции, Швейцарии, ФРГ, ГДР, Польши).

Проблема границы юры и мела в Средиземноморской области

В конце прошлого века — в начале нынешнего основной спор о стратиграфическом положении берриаса и границе между юрой и мелом велся между Килианом (W. Kilian) и Тука (A. Toucas). По мнению В. Килиана, изложенному наиболее подробно в капитальной сводке «Нижний мел», изданной в 1907—1913 гг., отложения берриаса, развитые на юго-востоке Франции (дер. Берриас и другие районы), соответствуют нижней части стратотипа валанжина, породы которого развиты у г. Невшателя (Швейцария). Берриас поэтому следует рассматривать в качестве подъяруса валанжина; в нем можно выделить три горизонта. Фауна верхнего горизонта носит переходный характер и характеризуется наличием *Duvalia orbigniana* и *D. conica*; средний, или основной, горизонт берриаса заключает наиболее характерные виды: *Berriasella boissieri, B. malbosi, Neocosmoceras euthymi, Negreliceras negreli. Spiticeras ducale* и, наконец, нижний горизонт заклю-

Таблица 1

Объемы титона и берриаса по представлениям разных авторов

A. Toucas, 1896 г.		W. Kilian, 1907—10 г.		G. Mazenot, 1939 г.		Лион, 1963 г.		G. Le Hégarat, 1973 г.			Лион-Невшатель, 1973 г.		В. В. Друщиц	
						Ярус	Зона	Ярус	Зона	Подзона	Ярус	Зона	Ярус или подъярус	Зона
Валанжин	*Neocomites neocomiensis*	Средний валанжин	*Duvalia conica, Kilianella roubaudiana*	Валанжин	*Neocomites neocomiensis*	Валанжин	Kilianella roubaudiana	Валанжин	Kilianella roubaudiana	Kilianella roubaudiana	Валанжин	Kilianella roubaudiana	Валанжин	Kilianella roubaudiana
										Thurmanniceras pertransiens		Thurmanniceras pertransiens		
Титон Верхний берриас Пурбек	Фауна района Берриаса и Штрамберга: *Berriasella boissieri, B. callisto, B. privassensis*	Нижний валанжин (инфраваланжин), Берриас. p. part. зона B. boissieri.	3. *Duvalia orbignyana* 2. Основной горизонт зоны B. *boissieri, B. malbosi, Neocosmoceras euthymi, Spiticeras negreli, S. ducalis* 1. *Berriasella callistoides, B. oppeli, B. pontica, B. subchaperi*	Берриас	3. *Kilianella* aff. *nexiptycha, Thurmanicoras pertransiensis* 2. Основной горизонт зоны *B. boissieri: Dalmasiceras dalmasi, Neocomites occitanicus.* 1. Нижний горизонт *Berriassella paramacilenta, B. grandis*	Берриас	Berriasella boissieri	Берриас	Fauriella boissieri	Berriasella callisto	Берриас	Fauriella boissieri	Верхний титон, или берриас	Fauriella boissieri
										Berriasella picteti				
										Malbosiceras paramimounum				Euthymiceras euthymi—Dalmasiceras dalmasi
									Tirnovella occitanica	Dalmasiceras dalmasi		Tirnovella occitanica		
										Berriasella privasensis				Berriassella privasensis — Spiticeras spitiense
										Tirnovella subalpina				
							Berriasella grandis		Pseudosubplanites grandis			Pseudosubplanites grandis — P. jacobi		Pseudosubplanites ponticus
— ? —	— ? —	Верхняя юра (портланд — титон)	3. *Berriasella picteti, B. delphinensis* 2. *Berriasella chaperi, B. privasensis, Dalmasiceras dalmasi.* 1. *Virgatosphinctes transitorius.*	Титон	3. *Berriasella chaperi, B. aizyensis, Dalmasiceras suprajurensis* 2. *Berriasella jacobi, B. delphinensis, Dalmasiceras nanum, Neocomites benecke, Proniceras pronum.*	Титон	Не рассматривалась	Титон (pars)	Pseudosubplanites jacobi		Титон (pars)	? ?	Верхний титон, или ардеш	? ?
									? ?					
Титон Средний ардеш	*Berriasella callisto, B. privasensis, Perisphinctes eudicholomus, V. transitorius.*								Virgatosphinctes transitorius			Virgatosphinctes transitorius		Virgatosphinctes transitorius

Границы геологических систем

чает *Berriasella callistoides*, *B. oppeli*, *B. pontica*, *B. subchaperi*, *B. malbosi*. Верхний титон Килиан приравнивал зоне B. privasensis и B. callisto и выделял в ней три горизонта: 3 — горизонт *B. picteti*, *B. delphinensis*, 2 — горизонт *B. chaperi*, *B. privasensis*, *Dalmasiceras dalmasi*, 1 — горизонт *Virgatosphinctes transitorius*. Границу между нижним валанжином и титоном Килиан проводил между горизонтами B. callistoides и B. picteti (табл. 1).

А. Тука (Toucas, 1890) считал, что берриас должен рассматриваться в качестве верхнего подъяруса титона и может коррелироваться с известняками Штрамберга: для берриаса характерны такие аммониты, как *Phylloceras ptychoicum*, *Lytoceras liebigi*, *L. honnorati*, *Hoplites callisto*, *H. chaperi*, *H. boissieri*, *H. occitanicus*, *Haploceras carachtheis*. К среднему титону, или ардешу, Тука относил сублитографские известняки с *Hoplites callisto*, *H. privasensis*, *Perisphinctes eudichotomus*; к нижнему титону были отнесены известняки, мергели с *Oppelia fallaux*, *Haploceras elimatum*, *Perisphinctes contiguus*, *P. geron*, *P. richteri*, *Aptychus punctatus*.

В этой очень острой дискуссии, которая длилась свыше 20 лет, победа досталась В. Килиану, и его точка зрения оказалась господствующей до последних дней, пока новые исследования не поколебали ее.

До конца 40-х годов казалось, что позиция Килиана очень прочна и берриас всеми (или почти всеми) исследователями относился к меловому периоду. В 1939 г. была опубликована крупная монография Ж. Мазено (Mazenot, 1939), в которой описаны многочисленные виды аммонитов, отнесенные к палеогоплитидам — надсемейству, выделенному Ф. Романом (Roman, 1938), сейчас не принимаемому. Ж. Мазено описал: роды *Berriasella* (69 видов, из них 20 новых), *Dalmasiceras* (19, 4) [1], *Neocosmoceras* (10, 5), *Subalpinites* (0, 3), *Himalayites* (9, 2), *Kilanella* (3, 1), *Neocomites* (6, 4) и, остальные роды в открытой номенклатуре: *Leptoceras* (3), *Ancyloceras* (4), *Bochianites* (3), Ж. Мазено выделил в берриасе три горизонта: (см. табл. 1) — верхний горизонт с *Kilianella* aff. *pexiptycha*, 2 — основной горизонт с *B. boissieri*, *D. dalmasi*, *N. occitanicus*, 3 — нижний горизонт с *B. paramacilenta* и *B. grandis*. Граница с титоном проведена в основании третьего горизонта. В верхнем титоне были выделены также три горизонта: верхний с *B. chaperi*, *B. aizyensis*, *Dalmasiceras djanelidzei*, средний — с *B. jacobi*, *B. delphinensis*, *Dalmasiceras nanum*, *Neocomites beneckei*, *Proniceras pronum*, нижний горизонт без аммонитов.

Позднее вопрос о берриасе был поднят на Лионском коллоквиуме, состоявшемся в 1963 г. в Лионе. На этом международном форуме, на котором, к сожалению, отсутствовали советские специалисты, обсуждалась стратиграфическая схема нижнего мела (Друщиц, Михайлова, 1966) и, в частности, обсуждалась проблема нижней границы меловой системы. Для обсуждения перед участниками были поставлены следующие вопросы: 1) к какой системе относить берриас, 2) в каком ранге следует его рассматривать, 3) какие зоны выделять и 4) где проводить верхнюю и нижнюю границу. К коллоквиуму Р. Бюснардо и Ж. Ле Эгара подготовили подробное описание стратотипа берриаса, которое будет дано ниже, и второй автор обработал коллекцию аммонитов. Французские исследователи выделили в стратотипе берриаса 55 слоев (от 142 до 197) и предложили выделить 5 уровней (табл. 2). Лионский коллоквиум рекомендовал рассматривать берриас в качестве самостоятельного самого нижнего яру-

[1] Здесь и далее первая цифра — общее число видов, вторая — новые.

Таблица 2

Расчленение стратотипического разреза берриасского яруса

Лионский коллоквиум (1963 г.)		Бюснардо, Ле Эгара (1973)		
		Литология		
Ярус	Зоны	Уровень	Номер слоя	Аммониты и зоны
Валанжин (pars)	Kilianella roubaudi	8—10	201—198	Kilianella roubaudi
Берриас	Berriasella boissieri	7 6	197—188 187	Berriasella picteti
		5	169	Neocosmoceras
		5	155	Dalmasiceras dalmasi
		4	150	Аммониты отсутствуют
		3	149 147	Berriasella opelli, B. subcallisto
	Berriasella grandis	2	146 142	Berriasella grandis
Титон (pars)	—	1	—	—

са меловой системы и выделять в берриасе две зоны: нижнюю — grandis, верхнюю — boissieri. Однако в своем сообщении Р. Бюснардо и Ж. Ле Эгара подчеркнули, что по составу аммонитов берриас ближе стоит к титону, чем к валанжину. Верхний горизонт Мазено было решено относить к валанжину. На коллоквиуме был также поставлен вопрос — соответствует ли хронологическая граница между берриасом и валанжином, проводимая на юго-востоке Франции, основанию нижнего валанжина в его стратотипе (Невшатель). В. Килиан, как известно, считал, что берриас может рассматриваться в качестве эквивалента нижнего валанжина Швейцарии.

Однако Ц. Гефели и Х. Ортли, переописавшие в 1965 г. стратотип валанжина, коррелируют берриас юго-востока Франции с пурбекскими отложениями, подстилающими породы валанжина в Швейцарии. Эти породы были выделены в формацию Гольберг (разрез Тванн). Остракоды из верхней части стратотипа берриаса подобны остракодам из мергелей нижней части валанжина швейцарской юры. Граница между берриасом и валанжином, таким образом, проходит где-то в нижней части мергелей, развитых в стратотипе валанжина.

На Лионском коллоквиуме верхняя граница берриаса была проведена в основании зоны Kilianella roubaudiana, а нижняя не рассматривалась из-за отсутствия аммонитов в стратотипе берриаса. Лионский коллоквиум значительно повысил интерес к стратиграфическим схемам нижнего мела и вызвал поток работ, опубликованных в последние годы.

На совместном заседании меловой и юрской комиссий Межведомственного стратиграфического комитета СССР было принято решение в соответствие с мнением Лионского коллоквиума рассматривать берриас в качестве самостоятельного яруса, а не в составе валанжина. После исключения берриаса из состава валанжина последний предложено было разделить на два подъяруса — нижний, соответствующий среднему в прежнем понимании, и верхний.

На Международном Московском симпозиуме (июнь 1967 г.), состоявшемся в Москве, Ульяновске и Тбилиси, участники осмотрели стратотип волжского яруса, расположенный на правом берегу р. Волги около Ульяновска, ряд разрезов верхней юры в окрестностях Москвы и разрезы титона в Грузии. В процессе обсуждения границы между юрской и меловой системами выявились две диаметрально противоположные точки зрения. В соответствии с первой, считающейся традиционной, которую поддерживали Н. П. Луппов, А. Г. Халилов, берриас предлагалось рассматривать в качестве нижнего яруса меловой системы, как было рекомендовано Лионским коллоквиумом. Сторонники второй точки зрения предлагали перенести берриас в юрскую систему, включить его в ранге подъяруса в титон, на чем в свое время настаивали Тука, А. П. Павлов и другие. Эту точку зрения развивали И. Видман и В. В. Друщиц. Наконец, высказывалось мнение о необходимости проводить рассматриваемую границу в кровле зоны grandis, т. е. относить нижнюю часть берриаса к юре, а верхнюю — к меловой системе (идея, которую одно время развивал А. П. Павлов и на симпозиуме предлагал Р. Кейси). Симпозиум рекомендовал выделять в качестве верхнего яруса юрской системы в Бореальной области волжский ярус, образованный от слияния нижнего волжского и верхнего волжского ярусов, в Средиземноморской — титонский. Общепринятого решения о границе между двумя системами принято не было.

Через месяц в Люксембурге (июль 1967 г.) был проведен второй Международный коллоквиум по юрской системе, на котором также обсуждался вопрос о верхнем ярусе юры и о границе между системами. Предложение Московского симпозиума о выделении одного яруса, но под двумя названиями (волжского и титонского) встретило широкую поддержку, но не было принято в связи с неясностью расчленения титона. В итоге вопрос о верхнем ярусе юрской системы не получил окончательного решения. Дискуссию о границе между юрской и меловой системами было предложено отложить до 3-го юрского коллоквиума или до совещания совместно со специалистами по мелу. Однако в ряде вынесенных на коллоквиум докладов вновь поднимался вопрос о границе между системами. И. Видман (ФРГ), развивая точку зрения, высказанную на Московском совещании, предлагал берриас включать в юрскую систему и границу с меловой системой проводить под валанжином, т. е. под зоной roubaudiana. Он основывался на том, что наиболее существенные изменения в развитии аммонитов происходили на рубеже валанжина и берриаса, а не берриаса и титона, подчеркивая, что границы между системами следует проводить на основании изменения состава родов или более крупных таксонов аммонитов. Ряд исследователей считали, что основанием меловой системы следует считать зону grandis в Средиземноморской области и зону rjasanensis в Европейской части СССР и зону sibiricus в Сибири. В. И. Бодылевский высказал предположение о том, что зона Chetaites chetae в Сибири может принадлежать к нижнему мелу. Ю. А. Елецкий (Канада) считал, что в

Северной Канаде нижний мел начинается отложениями, содержащими *Buchia okensis*, в Западной Канаде — слоями с *Buchia okensis, Subcraspedites* cf. *suprasubditus*.

На этом коллоквиуме было предложено деление титона на два подъяруса: данубий (Danubien), объединяющий нижний и средний титон, и ардеш (Ardechien), соответствующий верхнему титону; было принято, что основание нижнего титона соответствует основанию нижнего волжского яруса.

На состоявшемся в 1969 г. Международном форуме в Венгрии, посвященном 100-летию основания Геологического института, был проведен коллоквиум по юрской системе Средиземноморской области (3—8/IX, 1969), на котором был затронут широкий круг вопросов, касающихся стратиграфии, палеогеографии и палеонтологии юрских отложений, а также принципов выделения стратиграфических единиц и границы юры и мела. В дискуссии выявились три основные точки зрения о границе между юрой и мелом, которые были рассмотрены выше. И. Фюлеп (J. Fülöp), Г. Виг (G. Vigh), В. В. Друщиц, И. Видман (J. Wiedmann) высказались за перенесение берриаса в юрскую систему. Труды коллоквиума были опубликованы в 1971 г. в «Ежегоднике Венгерского геологического института» (т. 54, вып. 2).

В 1973 г. в Лионе и Невшателе был проведен специальный симпозиум, посвященный границе юры и мела. На симпозиум съехалось свыше 100 участников из разных стран мира. Симпозиум был организован французскими и швейцарскими коллегами. Ж. Ле Эгара (Le Hegarat, 1973) подготовил к симпозиуму монографию, в которой из берриаса юго-востока Франции было описано 117 видов аммонитов, из них 28 новых, принадлежащих 16 родам и подродам, в том числе новый род *Pseudosubplanites* и новый подрод *Picteticeras*. Ценность монографии заключается не только в подробном описании и изображении аммонитов (фотографии и рисунки), но и в тщательной привязке всех изученных форм к разрезам. Описаны следующие роды (в скобках первая цифра — общее число видов, вторая — число новых видов): новый род *Pseudosubplanites* (6, 1), роды: *Parapallasiceras* (2,1), *Berriasella* (*Berriasella*) (9,0), *Berriasella* (*Picteticeras*) (8, 3), *Malbosiceras* (8, 1), *Delphinella* (новый род, 10, 4), *Mazenoticeras* (4, 2), *Euthymiceras* (1, 0), *Neocosmoceras* (6, 1), *Himalayites* (4, 0), *Fauriella* (11, 4), *Pseudoargentiniceras* (3, 1), *Tirnovella* (10, 2), *Jabronella* (8, 1), *Dalmasiceras* (13, 3), *Subalpinites* (5, 1). В берриасе Ле Эгара (см. табл. 1) выделил три зоны (снизу вверх): 1 — grandis, 2 — occitanica, 3—boissieri. Вторая и третья зоны разделены на три подзоны каждая: 2— subalpina, privasensis, dalmasi, 3— paramimounum, picteti, callisto. В раннем валанжине обоснована зона roubaudi с нижней подзоной pertransiens, в позднем титоне зона jacobi. Проанализировано распространение кальпионелл. В титоне, берриасе и раннем валанжине, по Ремане, выделены следующие биозоны (снизу вверх): Crassicolaria (зона A), Calpionella (зона B), Tintinopsella (зона C), Calpionellonsis (зона D). Зоны, выделенные по аммонитам, не совпадают с биозонами по кальпионеллам.

Граница между титоном и берриасом проводилась между зонами jacobi и grandis, однако видовой состав аммонитов этих зон очень близок и отделить их друг от друга очень трудно. Ж. Ле Эгара склонялся к мысли, что границу между юрой и мелом предпочтительней проводить по кровле берриаса.

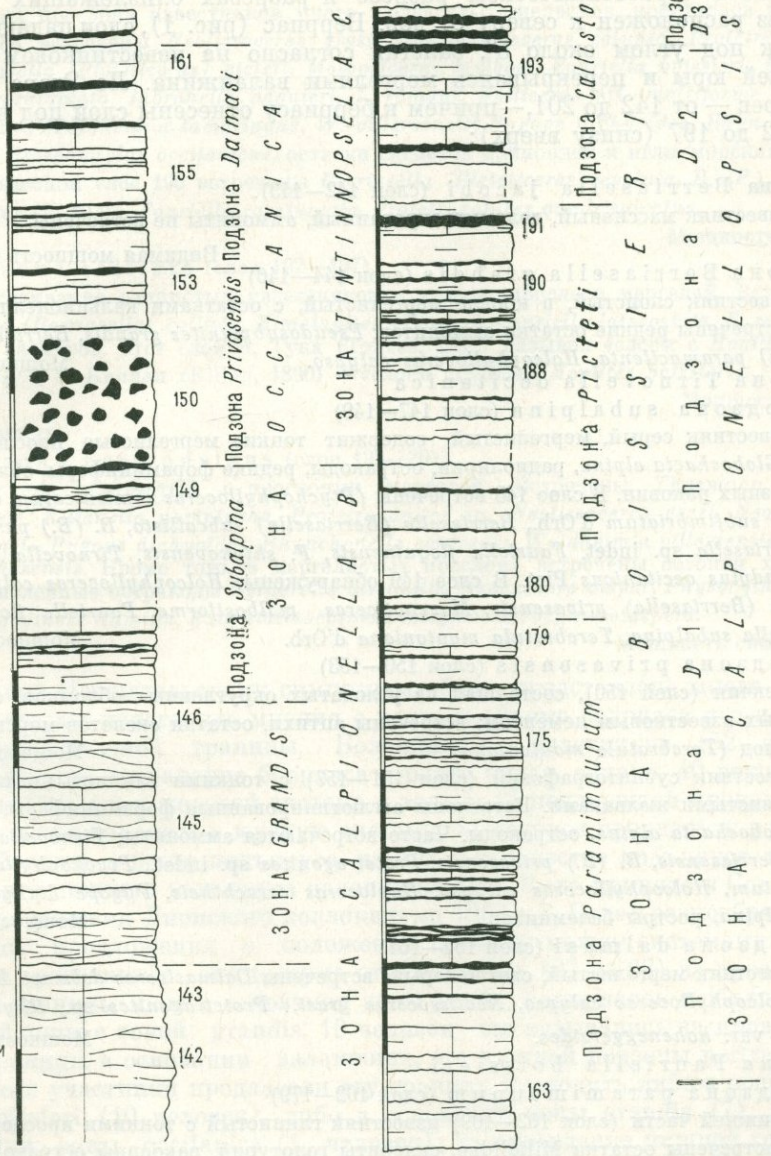


Рис. 1. Схематический разрез стратотипа берриаса у сел. Берриас (Юго-Восточная Франция) (Описание разреза см. на стр. 194)

Рис. 1 и 2 заимствованы из путеводителя коллоквиума по границе юрской и меловой систем (Colloque sur la limite Jurassique — Crétacé. Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des sciences de Lyon. Hors. ser. I, Livret-guide des excursions, 1973. Lyon).

Зональное деление берриаса основано на изучении распределения аммонитов в стратотипическом разрезе и разрезах близлежащих районов. Разрез расположен к северу от дер. Берриас (рис. 1), слои падают на юго-восток под углом около 5°, залегая согласно на известняковом массиве верхней юры и перекрываясь мергелями валанжина. Ле Эгара выделил 55 слоев — от 142 до 201,—причем к берриасу отнесены слои под номерами от 142 до 197 (снизу вверх):

Зона Berriasella jacobi (слои 142—143).

Известняк массивный, доломитизированный, аммониты не встречены.

Видимая мощность около 2 *м*.

Зона Berriasella grandis (слои 144—146)

Известняк слоистый, в кровле мергелистый, с остатками кальпионелл, водорослей. Встречены редкие остатки аммонитов: *Pseudosubplanites grandis, Berriasella (Berriasella) paramacilenta, Holcophylloceras calypso.* Мощность 2,5 *м*

Зона Tirnovella occitanica

Подзона subalpina (слои 147—149)

Известняк серый, мергелистый, содержит тонкие мергелистые прослои, встречены *Globochaeta alpina,* радиолярии, остракоды, редкие фораминиферы, обломки разнообразных раковин. В слое 148 встречены *(Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb., *Lytoceras subfimbriatum* d'Orb., *Berriasella (Berriasella) subcallisto, B. (B.) paramacilenta, Berriasella* sp. indet. *Fauriella floquinensis, F. shipkovensis, Tirnovella subalpina, Prospondylus occitanicus* Pict. В слое 149 обнаружены: *Holcophylloceras calypso, Berriasella (Berriasella) privasensis, Mazenoticeras malbosiforme, Fauriella floquinensis, Tirnovella subalpina, Terebratula moutoniana* d'Orb. Мощность 2,50 *м*

Подзона privasensis (слои 150—153)

Брекчия (слой 150), состоящая из угловатых округленных обломков, сцементированных известковым цементом; встречены аптихи, остатки скелетов морских ежей, брахиопод (*Terebratula moutoniana*). Мощность 1,50 *м*

Известняк сублитографский (слои 151—153) с тонкими глинистыми прослоями и железистыми желваками. Встречены агглютинированные фораминиферы, радиолярии, *Globochaeta alpina,* остракоды. Часто встречаются аммониты: *Tirnovella occitanica, T. berriasensis, B. (B.) privasensis, Protetragonites* sp. indet., *Ptychophylloceras semisulcatum, Holcophylloceras calypso, Haploceras carachtheis, Pygope diphyoides, Cidaris alpina,* ростры белемнитов. Мощность 2,10 *м*

Подзона dalmasi (слои 154—161)

Известняк мергелистый, светло-серый; встречены *Dalmasiceras dalmasi, D. punctatum, Holcophylloceras calypso, Neolissoceras grasi, Protetragonites* sp., *Rhynchonella malbosi* var. *hoheneggersides.* Мощность 2,40 *м*

Зона Fauriella boissieri

Подзона paramimounum (слои 162—179)

В нижней части (слои 162—169) известняк глинистый с тонкими прослоями мергелей; встречены остатки Miliolidae, склериты голотурий, раковины остракод. В слое 163 встречен *Malbosiceras paramimounum,* в мергелях слоев 164, 165 найдены *M. paramimounum, Neocosmoceras rerollei, Jabronella* aff. *jabronensis, Holcophylloceras calypso, Berriasella (Berriasella)* sp., *Berriasella (Picteticeras)* sp., *Pleurotomaria berriasensis.* В слое 168 — *Malbosiceras malbosi, Mazenoticeras broussei, Neocosmoceras bruni, Euthymiceras euthymi, Jabronella* aff. *jabronensis, Spiticeras* aff. *multiforme, Negreliceras negreli, Holcophylloceras calypso, Neolissoceras grasi.* В мергелистых известняках (слои 170—179) органические остатки, за исключением кальпионелл, не встречены.

Мощность 6,10 *м*

Подзона picteti (слои 180—191)

В основании известняк мергелистый (слой 187) без органических остатков; в вышележащих прослоях известняков много железистых желваков, кристаллов пирита. В слое 188 встречены *Neolissoceras grasi, Holcophylloceras calypso, Protetragonites* sp., *Berriasella (Picteticeras) picteti, Malbosiceras malbosi, Fauriella boissieri, F. montelsi, F. rarefurcata, Jabronella paquieri, J. romani, Spiticeras* aff. *multiforme, S.* aff. *subguttatum, Waldheimia tamarindus, W. villersensis, Pygope diphyoides, Rhynchonella contracta, Prospondylus occitanicus,* остатки скелетов криноидей и иглы морских ежей. В более высоком слое 190 встречены *Berriasella* (*Picteticeras*) *evoluta, B.* (*P.*) *picteti, Himalayites* (?) *niere, Fauriella rarefurcata, Protetragonites quadrisulcatus.*

Мощность 4,40 *м*

Подзона callisto (слои 192—197)

Переслаивание глинистых известняков и тонких прослоев мергелей. Встречены *Berriasella* (*Berriasella*) *callisto, Himalayites* (?) *nieri, Fauriella latecostata, F. montelsi,* крупных размеров. Этот слой А. Тука (Toucas, 1889) называл «слоем с *Hoplites neocomiensis*», а У. Килиан (Kilian, 1890) — «слоем крупных *Hoplites boissieri*».

Мощность 2,0 *м*

Валанжин.

Подзона pertransiens (слои 198—201)

Известняк плитчатый с прослоями мергелей. Встречены *Thurmann gratianopolitensis, Kilianella pexiptycha, Protetragonites* sp., *Neolissoceras grasi, Neocomites neocomiensis, Pygope diphyoides, Rhynchonella contracta, Waldheimia villersensis, Collyrites berriasensis.* Кроме того, в мергелистых прослоях встречены оогонии харовых и многочисленные остракоды *Cytherella dissimilis, Neocythere dispar, Physocythere hirsuta Protocythere humilia, Exophtalmocythere insignis, Acrocythere aspera.*

Мощность свыше 5 *м*

К Лион-Невшательскому симпозиуму было представлено много докладов, в которых излагались мнения о ранге и объеме берриаса и о положении юрско-меловой границы. Большинство участников (52 из 68) высказались за сохранение берриаса в ранге яруса, однако, 40 рекомендовали относить его к меловой системе и только 12 поддержали предложение о перенесении берриаса в юрскую систему. 11 человек предлагали рассматривать берриас в ранге подъяруса, из них 6 в качестве подъяруса титона, а 5 в ранге нижнего подъяруса валанжина (как было принято в Советском Союзе до решения Лионского коллоквиума 1963 г.). Более разнообразными оказались предложения о положении границы между системами. Большинство участников симпозиума отдало голоса (27 из 68) за проведение нижней границы мела в основании зоны jacobi, соглашаясь с объединением этой зоны с зоной grandis. 16 человек высказывались за проведение этой границы в основании валанжина, его нижней подзоны pertransiens. Остальные участники предлагали эту границу проводить либо в основании зоны boissieri (10 человек), либо в основании зоны grandis (7), либо в основании зоны occitanica (1 человек); за проведение нижней границы берриаса в основании зоны jacobi — grandis высказались 45 человек из 68.

Возникает, естественно, вопрос, в какой части стратотипа валанжина следует проводить границу между берриасом и валанжином. В Юго-Восточной Франции она проводится между зонами boissieri и pertransiens. В. Килиан, как известно, считал, что французский берриас может рассматриваться как эквивалент нижнего валанжина. В стратотипе валанжина, расположенного у замка Валанжин недалеко от г. Невшатель (Швейца-

рия), выделены следующие слои (снизу вверх): 1 — мергели и известняк (9,5 — 10 *м*), 2 — известняк компактный («марбр батар», 27 — 28 *м*), 3 — мергель Арзье (0,2 *м*), 4 — известняк бурый (14,0 *м*), 5 — слой Вийе (0,2 *м*), 6 — слои с *Astieria* (0,2 *м*). Описанные породы лежат на солоноватоводных осадках формации Гольдберг и, к сожалению, не содержат остатков аммонитов. У. Килиан относил к нижнему валанжину первые два слоя и считал их синхронными с берриасом Юго-Восточной Франции, остальные слои (3 — 6) относились к верхнему валанжину.

Иную точку зрения развивают современные исследователи. Некоторые из них считают, что берриас Франции является морским эквивалентом солоноватоводных осадков пурбека, остракоды верхней части стратотипа берриаса идентичны формам из самой нижней части стратотипа валанжина (слой 1). По мнению французских и швейцарских исследователей, в стратотипе валанжина наблюдается значительный перерыв в осадконакоплении между бурыми известняками (слой 4) и известняками «марбр батар» (рис. 2).

Работы по корреляции берриаса с соответствующими отложениями стратотипической области валанжина должны быть продолжены. По-видимому, более правильным следует признать выделение для валанжинского яруса парастратотипа в Воконской впадине и подробное его описание, что сейчас выполняют французские исследователи.

Остановимся теперь на разрезах берриаса Крыма, расположенном в той же Средиземноморской области, в которой лежит стратотип берриаса. Берриасское море через Болгарию, Румынию, Венгрию соединялось с морем, занимавшим юго-восточную часть Франции, Испании. Оно распадалось, вероятно, на ряд бассейнов, расположенных в Средиземноморской области, в которых жили общие виды и роды аммонитов.

Наибольший интерес представляет разрез берриаса в окрестностях Феодосии, расположенный в восточной части Крыма. Из этого разреза О. Ретовский в 1893 г. описал 35 видов и вариететов аммонитов, из которых 3 вариетета и 13 видов были установлены впервые. К ним относятся: *Phylloceras mediterraneum* Neum. var. *tauricum, Lytoceras liebigi* Opp. var. *ponticum, Hoplites incompositus* var. *discrepans, Holcostephanus obliquenodosus, H. mirus, H. proteus, Perisphinctes euxinus, P. subrichteri, P. ponticus, P. andrussowi, Hoplites janus, H. occitanicus, H. obtusenodosus, H. consanguineus, H. subchaperi, H. perornatus, H. incompositus.* Были описаны также три аптиха, один наутилус (*Tithonoceras zitteli*) и 7 видов белемнитов, гастроподы (2 вида), двустворки (11 видов), брахиоподы (2 вида) и морская лилия (1 вид).

Изученные феодосийские мергели О. Ретовский (Ретовский, 1893) на основании анализа фауны отнес к титону. Позже, как известно, В. Килиан (1907—1913 гг.) после просмотра списочного состава крымских аммонитов пришел к выводу, что феодосийские мергели должны быть отнесены к берриасу и своим авторитетом постарался убедить в этом своих современников. К сожалению, у О. Ретовского нет послойного описания разрезов окрестностей Феодосии и нет стратиграфической привязки аммонитов.

Основная часть титона и берриаса обнажается вдоль берега моря, к югу от города. Граница между титоном и берриасом проводится по подошве пласта органогенно-обломочного известняка мощностью до 1,25 *м*. Выше этого слоя известняка залегает чередование мергелей и глин, содержащих отдельные прослои подобных известняков, общей мощностью

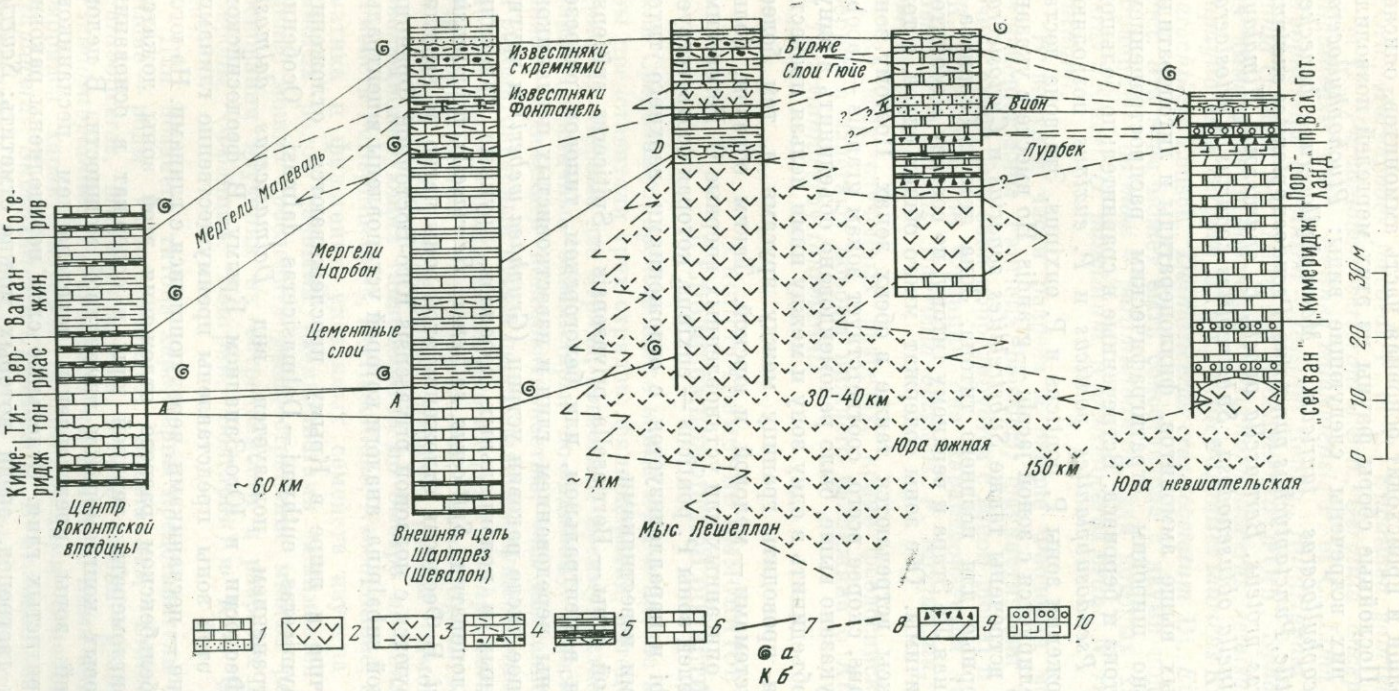


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов берриаса — валанжина Юго-Восточной Франции и Швейцарии

1 — микритовые платформенные известняки, в нижней части песчанистые;
2 — известняки рифовые;
3 — известняки с *Chama*;
4 — известняки перекристаллизованные, с кремнями;
5 — мергели и мергелистые известняки;
6 — известняки тонкозернистые;
7 — корреляция биостратиграфическая:
а — по аммонитам,
б — по керамосферам;
A — D — основания зон, выделенных по кальпионеллам;
8 — корреляция литостратиграфическая;
9 — брекчии с черными кремнями, ниже доломиты;
10 — известняки оолитовые, ниже сахаровидные

до 50 *м*. Из этой толщи и происходит основная часть аммонитов, описанных О. Ретовским. Послойные сборы фауны из этих мергелей позволили установить, что в них встречены следующие виды: *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Holcophylloceras tauricum*, *Macrophylloceras beneckei*, *Thysanolytoceras sutile*, *Punctaptychus punctatus*, *Pseudosubplanites euxinus*, *P. ponticus*, *Spiticeras proteus*, *Berriasella oppeli*, *B. andrussowi*, *Himalayites cortazari*, *Delphinella obtusenodosa*, *Substreblites zonarius*, *Cyrtosiceras macrotelus*.

Из перечисленных выше аммонитов, филлоцератиды и литоцератиды пользуются довольно широким стратиграфическим распространением, они известны из титона и берриаса. Встреченные в сравнительно большом числе экземпляров *Pseudosubplanites ponticus* и *P. euxinus* позволяют выделить здесь отложения зоны P. ponticus и P. euxinus. Эта зона достаточно хорошо коррелируется с зоной jacobi — grandis. Но вместе с указанными здесь видами встречены также *Substreblites zonarius* и *Cyrtosiceras macrotelus*, характерные для позднего титона. Зона grandis берриаса и зона jacobi, отнесенная Ле Эгара к верхнему титону, по составу аммонитов практически неотличимы. Обе зоны содержат много общих видов, в том числе и виды-индексы встречаются также в обеих зонах. Поэтому зона P. ponticum — euxinus, скорее всего, соответствует зонам grandis — jacobi, которые, как было указано выше, было рекомендовано объединить в одну. Но если их можно объединить в одну зону и между ними нельзя провести границу, то нельзя проводить границу между ярусами и, тем более, границу между системами — меловой и юрской. Таким образом, большинство аммонитов, описанных или установленных впервые О. Ретовским, происходят из мергелей зоны P. ponticus — euxinus, которая соответствует зоне grandis — jacobi и параллелизуется с отложениями верхнего титона — штрамбергскими известняками.

Отложения второй зоны — Berriasella privasensis — Spiticeras spitiense хорошо выделяются в центральном, или белогорском, типовом разрезе, где они представлены чередованием глин и известковистых песчаников, заключающих большое число раковин устриц (*Gryphaea weberi*) и других двустворок, одиночных и колониальных кораллов, крупные раковины литоцератид и филлоцератид, *Spiticeras spitiense*, *Berriasella privasensis*, *Malbosiceras malbosi*. В Феодосии отложения этой зоны четко не выделяются. Они коррелируются с подзоной privasensis Юго-Восточной Франции и, возможно, подзоной subalpina, аналоги которой установлены в центральной части Крыма.

Значительно лучше и шире в Крыму прослеживаются отложения третьей зоны Euthymiceras euthymi — Dalmasiceras dalmasi. Особенно широким распространением пользуется вид *Dalmasiceras dalmasi*, установленный в Феодосии, в Юго-Западном Крыму. В феодосийском разрезе отложения этой зоны представлены преимущественно глинами, в центральном районе — песчаниками, чередующимися с глинами. На юго-западе Крыма, в бельбекском разрезе отложения этой зоны ложатся с размывом на конгломераты верхней юры и содержат в основании горизонт полимиктовых конгломератов изменчивой мощности. В целом породы описываемой зоны представлены чередованием песчаников, алевролитов и алевритистых глин. Отдельные слои переполнены раковинами двустворок и гастропод, среди которых можно отметить: *Scurria balaclavenensis* Pčel., *Ampullospira cossmanni* Pčel., *Apporhais dupiniana*

d'Orb., *Harpagodes jaccardi* P. et C., *Cucullaea gabrielis* Leym., *C. forbesi* P. et C., *Parallelodon carteroni* d'Orb., *Gervillia anceps* Desh., *Gervillaria allaudiensis* Math., *Neithea valangiensis* P. et C., *Lima dubisiensis* P. et C., *Myophorella loewinson — lessingi* Renng., *Rutitrigonia longa* Ag., *Pterotrigonia caudata* Ag. *Isocardia neocomiensis* d'Orb., *Sphaera corrugata* Sow., из аммонитов преобладают *Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb., *Holcophylloceras calypso* d'Orb., *Protetragonites tauricus* Kul.—Vor., *Haploceras carachtheis* Zeusch., *Dalmasiceras crassicostatum* Dj. *Euthymiceras euthymi* Pict. Эта зона может быть сопоставлена с двумя подзонами юго-востока Франции — *dalmasi — paramimounum,* для которых характерны *Dalmasiceras dalmasi, D. punctatum, Neocosmoceras bruni, N. rerollei, Euthymiceras euthymi.*

В верхней части разреза в районе Феодосии могут быть выделены отложения зоны Fauriella boissieri, фаунистически охарактеризованные очень слабо. Эта зона коррелируется с зоной picteti и callisto, выделенной Ж. Ле Эгара. Во Франции она характеризуется такими видами, как *Berriasella callisto, Fauriella boissieri, F. rarefurcata, Berriasella* (*Picteticeras*) *picteti.*

Во всех изученных разрезах, кроме феодосийского, на отложениях берриаса залегают породы нижнего валанжина с *Kilianella roubaudiana* и *Thurmanniceras thurmanni.*

Распространение аммонитов в Средиземноморской области

Для Средиземноморского пояса конца юры и начала мела были характерны представители трех отрядов: филлоцератид, литоцератид и аммонитид (рис. 3). Первые два отряда, известные преимущественно в морях Тетиса (лишь единичные экземпляры, по-видимому, заносились в Бореальный пояс), отличались консервативностью, они медленно эволюционировали и рассматриваемый рубеж переходили без существенных изменений. Здесь можно назвать представляющие их роды *Euphylloceras, Phyllopachyceras, Ptychophylloceras, Holcophylloceras, Protetragonites, Thysanolytoceras.*

Третий отряд объединяет разные группы аммонитов: от медленно эволюционирующих гаплоцератид до быстро изменяющихся во времени семейств Perisphinctidae, Berriasellidae, Neocomitidae, Spiticeratidae. Систематика и филогения указанных семейств изучена еще слабо и объем многих родов разными специалистами понимается по-разному. Тем не менее можно проследить распространение многих родов во времени на основании изучения их встречаемости в разрезах юго-восточной части Европы (Франции, Венгрии, Болгарии) и Юга СССР (Крым, Кавказ).

Для позднего титона характерны представители семейства Perisphinctidae — роды *Virgatosphinctes, Subplanites, Lithacoceras, Kossmatia, Paraboliceras, Micracanthoceras*, в зоне jacobi — grandis распространены *Pseudosubplanites, Parapallasiceras.* Вместе с ними конец титона и начало берриаса характеризуется представителями семейств Haploceratidae — *Haploceras, Substeblites* и *Cyrtosiceras.* В отложениях этого же возраста встречаются аптихи *Punctaptychus punctatus,* принадлежавшие, возможно, гаплоцератидам.

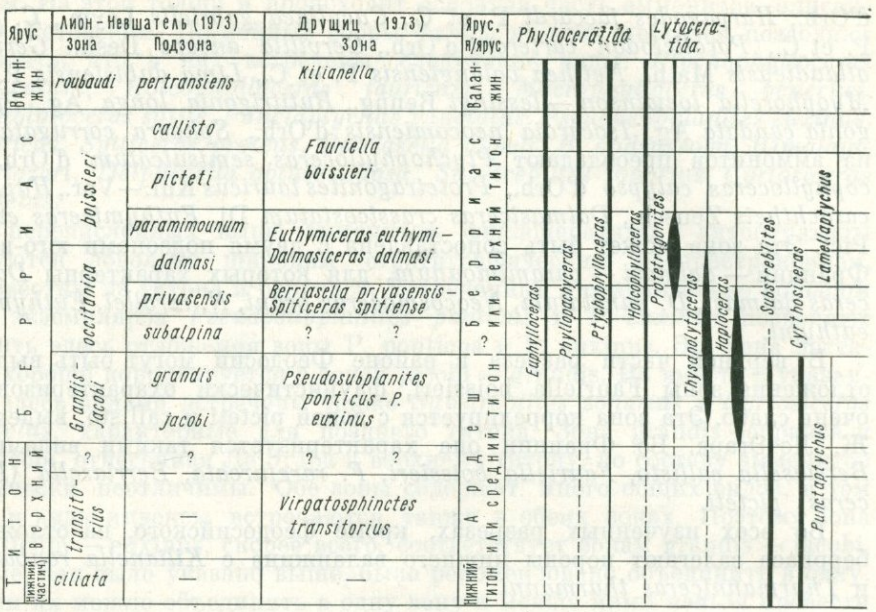
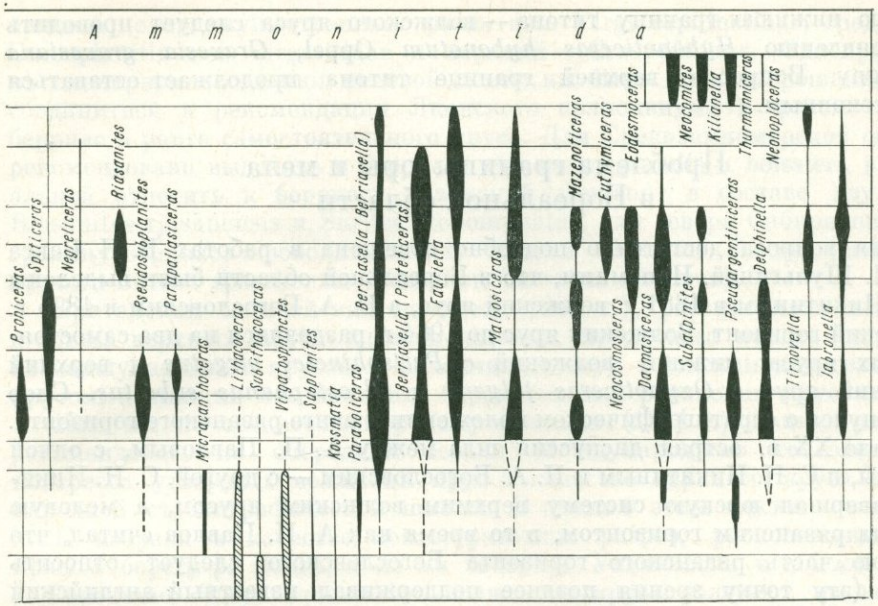


Рис. 3. Распространение аммонитов в титоне и берриасе Средиземноморской области

На рубеже раннего и среднего титона появляются представители семейства Berriasellidae, достигающие расцвета в берриасе. Это роды *Berriasella, Malbosiceras, Delphinella, Mazenoticeras, Dalmasiceras, Pseudargentiniceras, Delphinella, Tirnovella, Jabronella.* В середине берриаса возникли *Neocosmoceras* и *Euthymiceras, Riasanites,* просуществовавшие сравнительно короткий отрезок времени. Род *Riasanites* был распространен преимущественно в пограничных районах Тетиса и Бореального пояса. В конце берриаса вымирают роды *Berriasella, Malbosiceras, Fauriella, Tirnovella, Jabronella.* На смену вымершим родам появляются новые роды *Neocomites, Kilianella, Thurmanniceras, Eodesmoceras, Neohoploceras.* В течение берриаса были также распространены представители семейства Olcostephanidae, роды *Spiticeras, Negreliceras,* из которых *Spiticeras,* по-видимому, продолжал свое существование в валанжине.

Изучение распределения аммонитов в стратотипе берриаса и в одновозрастных разрезах, расположенных в пределах Средиземноморского пояса, позволяет выделить зону Berriasella jacobi — Pseudosubplanites grandis и синхронную ей в Крыму и на Кавказе зону Pseudosubplanites ponticus — P. euxinus. Вероятно, эту зону можно объединить вместе с зоной Virgatosphinctes transitorius и отнести ее к ардешу или среднему титону в понимании ряда исследователей и, в том числе, В. В. Друщица. В конце зоны jacobi — grandis, также включаемой в объем ардеша, заканчивают свое существование семейство перисфинктид и ряд родов отмеченных выше.

Выше этой зоны существенно изменяется видовой состав берриаселлид, появляется новый род *Neocosmoceras.* Изменение состава аммонитов позволяет выделить собственно берриас в составе двух зон в стратотипе: Tirnovella occitanica и Fauriella boissieri; первая зона состоит из трех под-



зон: Tirnovella subalpina, Berriasella privasensis, Dalmasiceras dalmasi, вторая зона также в составе трех подзон: Malbosiceras paramimounum, Picteticeras picteti, Berriasella callisto.

В Крыму выделяются подзоны Tirnovella subalpina и Berriasella privasensis, в последней подзоне широко представлен вид *Spiticeras spitiense,* что позволяет обозначать ее названиями двух видов — индексов. Возможно, эти подзоны могут рассматриваться в качестве зон. В отличие от распределения аммонитов в стратотипе, в Крыму *Dalmasiceras dalmasi* встречен совместно с *Euthymiceras euthymi,* что позволяет эту зону коррелировать с двумя подзонами стратотипа — подзоной Dalmasiceras dalmasi и подзоной Malbosiceras paramimounum, т. е. объединять эти две подзоны в одну, хотя Ж. Ле Эгара относит их к разным зонам. В верхней части берриаса обособляют две подзоны — Picteticeras picteti и Berriasella callisto, которые соответствуют зоне Fauriella boissieri Крыма. Рассмотренные выше зоны могут быть объединены в подъярус берриаса, который предпочтительнее отнести к титону.

Однако, как уже отмечалось, эта точка зрения не получила поддержки на Лион-Невшательском коллоквиуме. Там большинством голосов было рекомендовано берриас рассматривать в ранге яруса меловой системы в объеме трех зон: 1 — jacobi — grandis, 2 — occitanica и 3 — boissieri. Границу между валанжином и берриасом рекомендовано проводить по появлению *Kilianella roubaudiana* и *Thurmanniceras pertransiens* (см. табл. 1).

В. В. Друщиц придерживается мнения, что титон следует рассматривать в объеме трех подъярусов: нижнего, или д а н у б и я, среднего, или а р д е ш а, верхнего, или б е р р и а с а. Это будет отвечать естественному этапу развития аммонитов и тому объему титонского яруса, который вкладывал в него автор названного яруса А. Оппель. По единогласному

мнению нижнюю границу титона — волжского яруса следует проводить по появлению *Hybonoticeras hybonotum* Oppel, *Gravesia gravesiana* d'Orbigny. Вопрос о верхней границе титона продолжает оставаться дискуссионным.

Проблема границы юры и мела в Бореальной области

История вопроса достаточно подробно освещена в работах В. Н. Сакса и Н. И. Шульгиной. Напомним, что в Бореальной области были выделены С. Н. Никитиным в 1881 г. волжский ярус, а Н. А. Богословским в 1895 г. рязанский горизонт. Волжский ярус до 1964 г. разделялся на два самостоятельных яруса: нижний волжский с *Perisphinctes virgatus* и верхний волжский ярус с *Oxynoticeras fulgens* и *Olcostephanus subditus*. Спор развернулся о стратиграфическом положении и ранге рязанского горизонта. В начале XX в. острая дискуссия шла между А. П. Павловым, с одной стороны, и С. Н. Никитиным и Н. А. Богословским — с другой. С. Н. Никитин завершал юрскую систему верхним волжским ярусом, а меловую начинал рязанским горизонтом, в то время как А. П. Павлов считал, что нижнюю часть рязанского горизонта Богословского следует относить к юре (эту точку зрения позднее поддерживал известный английский стратиграф В. Аркелл), а верхнюю с *Ammonites stenomphalus* — к неокому. Спор о стратиграфическом положении и ранге рязанского горизонта до сих пор продолжается и далек еще от завершения. Н. Г. Сазонов (1951 г.) предложил рассматривать рязанский горизонт в ранге яруса, выделяя в нем две зоны: нижнюю — Riasanites rjasanensis и верхнюю — охарактеризованную новым родом Сазонова — Surites, рассматривая рязанский ярус в составе меловой системы. Большинство исследователей коррелировали рязанский горизонт с берриасом и рассматривали его в ранге нижнего подъяруса валанжина. На Межведомственных совещаниях по стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы (1954, 1956 гг.), по мезозою Сибири (1956 г.), по мезозою Западной Сибири (1960 г.) на Русской платформе в верхнем волжском ярусе были выделены три зоны: 1 — Kachpurites fulgens, 2 — Craspedites subditus и C. okensis, 3 — C. kachpurites и C. nodiger; в Сибири в качестве его верхней зоны — зона Taimyroceras taimyrense. Рязанский горизонт рассматривается в качестве нижнего валанжина.

Детальные исследования стратиграфии юры и мела Северной Сибири были начаты в 1952 г. группой стратиграфов под руководством В. Н. Сакса. В 1963 г. В. Н. Сакс и Н. И. Шульгина выделили в верхнем волжском ярусе три зоны: Craspedites okensis, Taimyroceras taimyrense, Chetaites chetae, в нижнем валанжине (берриасе) две зоны: зону Paracraspedites spasskensis с подзонами Chetaites sibiricus, Hectoroceras kochi и Paracraspedites analogus и зону Tollia tolli. В среднем валанжине была выделена зона Polyptychites michalskii. Эта схема была утверждена на совещании по Средней Сибири (1964 г.) и была принята для Западной Сибири (на Тюменском совещании, 1967 г.).

В 1964 г. на расширенном совещании бюро постоянной комиссии МСК по юрской системе рекомендовало объединить нижний и верхний волжский ярусы в единый волжский ярус, ограниченный кровлей кимериджа (зона fallax) и основанием берриаса. Волжский ярус делился на три подъяруса:

нижний, с преимущественным развитием Virgatosphinctinae, средний — Dorsoplanitinae и Virgatitinae и верхний — Craspeditidae. Одновременно на пленарном заседании меловой комиссии было принято решение присоединиться к рекомендации Лионского коллоквиума и рассматривать берриас в ранге самостоятельного яруса. Для Средиземноморской области рекомендовано выделять в берриасе две зоны: grandis и boissieri, в Бореальной относить к берриасу рязанский горизонт в составе двух зон: Riasanites rjasanensis и Surites stenomphalus, для севера Сибири нижнюю границу берриаса проводить между зонами Chetaites chetae (волжский ярус) и Surites spasskensis (подзоной Chetaites sibiricus).

Британский мезозойский комитет (1964 г.), рассматривая название и объем верхнего яруса юрской системы, предложил изъять портланд из международных ярусов и заканчивать юру волжским или титонским ярусом, а нижний мел начинать берриасом или рязанским ярусом.

Комитет по средиземноморскому мезозою (1964 г.) принял решение рекомендовать на очередной сессии Международного геологического конгресса утвердить волжский ярус в качестве верхнего яруса Международной стратиграфической шкалы. В связи с этим юрская комиссия МСК избрала в качестве лектостратотипа разрез, расположенный на правом берегу р. Волги, в 25 *км* севернее Ульяновска и в 1 *км* южнее д. Городище. Здесь отложения волжского яруса залегают на верхнем кимеридже и перекрываются породами нижнего мела. По поручению комиссии П. А. Герасимов и Н. П. Михайлов (1966) описали лектостратотип волжского яруса и разделили его на три подъяруса и 9 зон, которые нами, за исключением верхнего, не рассматриваются.

В верхнем подъярусе они выделили три зоны (снизу вверх): 1 — Kachpurites fulgens, 2 — Craspedites subditus, 3 — Craspedites nodiger. В корреляционной схеме средний и верхний подъярусы коррелировались с зоной Virgatosphinctes transitorius Средиземноморской области.

По данным В. Н. Сакса и Н. И. Шульгиной (1968, 1969; Граница юры и мела..., 1972), в Северной Сибири выделенные в верхневолжском подъярусе три зоны по находкам в них *Virgatosphinctes, Aulacosphinctes* и *Lemencia* — иммигрантов из Тетиса, в сочетании с бореальными поздневолжскими *Craspedites* позволяют сопоставлять эти отложения с верхнетитонскими.

Выделенные в берриасе подзоны были повышены до ранга зон: Chetaites sibiricus, Hetoroceras kochi, Surites analogus и Bojarkia mesezhnikowi. Эти зоны выделены на основании изучения распределения аммонитов в разрезах Анабаро-Хатангского района, вскрытых вдоль долин рек Хета и Боярка и на п-ове Пакса.

В зоне Craspedites taimyrensis верхневолжского подъяруса обнаружены *C.* (*Taimyrensis*) spp., *C.* (*C.*) *planus* Schulg., *Garniericeras margaritae* Schulg., *Virgatosphinctes exoticus* Schulg., *Chetaites* sp.

Зона Chetaites chetae характеризуется, кроме вида-индекса, такими видами, как *Craspedites* (*Taimyroceras*) *singularis* Schulg., *Garniericeras margaritae* Schulg., *Virgatosphinctes tenuicostatus* Schulg. Эти две зоны отнесены к верхневолжскому подъярусу.

В зонах берриаса встречены следующие аммониты:

а) в зоне Chetaites sibiricus — *Ch. sibiricus* Schulg., *Praetollia maynci* Spath, *Hectoroceras* sp., *Paracraspedites stenomphaloides* Swinn., *Subcraspedites* (*Pronjaites*) *bidevexus* (Bogosl.), *Surites* (*Surites*) cf. *tzikwinianus*

(Bogosl.), *Argentiniceras* (?) sp., *Subcraspedites* (*Ronkinites*) *rossicus* Schulg., *S.* (*Borealites*) *suprasubditus* (Bogosl.);

б) в зоне Hectoroceras kochi — *H. kochi* Spath, *Praetollia maynci* Spath, *Subcraspedites* (*Subcraspedites*) spp., *S.* (*Bogoslovskia*) ex gr. *stenomphalus* (Pavl.);

в) в зоне Surites analogus — *Surites* (*Surites*) spp., *Subcraspedites* (*Subcraspedites*) spp., *S.* (*Ronkinites*) aff. *primitivus* Swinn.;

г) в зоне Bojarkia mesezhnikowi — *Bojarkia* spp., *Tollia* spp., *Surites* (*Surites*) sp.

По данным В. Н. Сакса и Н. И. Шульгиной (Граница юры и мела..., 1972), зона Chetaites sibiricus сопоставлялась с зоной grandis и нижней частью зоны occitanica (подзоной subalpina), а зона Chetaites chetae коррелировалась с верхней частью титона, выделяемой в последнее время в зону jacobi. Решением Лион-Невшательского коллоквиума было рекомендовано эту зону объединить с зоной grandis и относить к берриасу. Таким образом, граница между берриасом и волжским ярусом, возможно, пройдет ниже зоны chetae, по кровле зоны Craspedites nodiger Русской платформы и Северного Урала или по кровле зоны Craspedites taimyrensis на севере Сибири.

В нижнем валанжине севера Сибири выделены три зоны: Neotollia klimovskiensis, Temnoptychites syzranicus и Polyptychites michalski, отложения которых прослеживаются почти по всему Бореальному поясу. Они установлены в Приполярном Зауралье, Шпицбергене, Восточной Гренландии, с известной долей условности коррелируясь с нижним валанжином Юго-Восточной Франции — с зоной Kilianella roubaudiana. В этой части Франции встречены представители рода *Platylenticeras,* которые на Русской платформе найдены в зоне Pseudogarnieria undulatoplicatilis.

Ко второй половине раннего валанжина приурочены в Северной Сибири, в северо-восточной — северо-западной частях Европы такие виды, как *Polyptychites keyserlingi* Neum., *P. michalski* Bogosl., *Neocraspedites semilaevis* Koen.

В сентябре 1972 г. в Лондоне был проведен Международный симпозиум, организованный Лондонским университетом и Институтом геологических наук, посвященный бореальному нижнему мелу, и, в частности, границе между меловой и юрской системами. В представленном докладе В. Н. Сакс и Н. И. Шульгина (Saks, Shulgina, 1973) считали, что во время, соответствующее нижней зоне берриаса, на Русской платформе накопление осадков не происходило. Зона Hectoroceras kochi севера Сибири коррелируется с зоной Riasanites rjasanensis, а две верхние — Surites analogus и Bojarkia mesezhnikovi — с зоной Surites spasskensis. В Сибири, на Урале, на Шпицбергене юрско-меловая граница должна проводиться в основании зоны Chetaites sibiricus. В Восточной Европе ее следует помещать выше зоны Craspedites nodiger. Берриасский ярус в Бореальном поясе характеризуется наличием следующих родов: *Surites, Praetollia, Externiceras, Hectoroceras,* а также наличием *Chetaites* в нижней части и *Bojarkia* и *Tollia* — в верхней. Этот комплекс аммонитов встречен в Сибири, на Урале, частично на Русской платформе, Шпицбергене, Гренландии, в Канаде. Аммониты рода *Hectoroceras* характерны для средней части берриаса.

Р. Кейси (Casey, 1973) предложил для части волжского яруса и берриаса новую зональную схему (табл. 3). В ней выделены семь новых

Таблица 3

Предполагаемая корреляция отложений волжского (частично), берриасского и основания валанжинского ярусов восточной части Англии, северо-западной части Сибири и Русской платформы (по Casey, 1973)

Восточная Англия			Северо-Западная Сибирь	Русская платформа	Подъярус
Слои Лезиейт (pars)	Слои Клаксби	Paratollia	Neotollia klimovskiensis	Pseudo garnieria undulatoplicatilis	Валанжин (pars)
Слои Минтлин	Песчаник Верхний Спилсби	Peregrinoceras albidum	Surites (Bojarkia) mesezhnikowi	Surites (Surites) spasskensis	Верхнерязанский
		Surites (Bojarkia) stenomphalus			
		Surites (Lynnia) icenii	Surites (Caseyiceras) analogus		
		Hectoroceras kochi	Hectoroceras kochi	Riasanites rjasanensis	Нижнерязанский
		Runctonia runctoni	Chetaites sibiricus		
Слои Рунктон	Песчаник Нижний Спилсби	Subcraspedites (Volgidiscus) lamplughi	Chetaites chetae		Верхневолжский
		Subcraspedites (Subcraspedites) preplicomphalus	Craspedites (Taimyroceras) taimyrensis	Craspedites nodiger	
		Subcraspedites (Swinnertonia) primitivus	Craspedites okensis	Craspedites subditus	
				Kachpuritites fulgens	
Слои Боксхем		Paracraspedites oppressus	Epivirgatites variabilis	Lomonossovella blakei	Средневолжский (pars)
		Titanites giganteus			

зон, из которых три новых для верхневолжского подъяруса и три новых для берриаса. По мнению Р. Кейси, нет прямых данных о положении зоны primitivus в основании верхневолжского подъяруса, но об этом указывают косвенные данные: наличие примитивных форм *Swinnertonia* в слоях с *Laugeites* в восточной части Гренландии на границе между средним и верхним волжскими подъярусами и стратиграфическое

положение ее между зонами oppressus и preplicomphalus. Новые исследования, возможно, позволят выделить в основании рассматриваемой зоны горизонт с особым составом аммонитов, которые занимают промежуточное положение между семействами Craspeditidae и Dorsoplanitidae Остается неясным, совпадает ли развитие рода *Swinnertonia* с появлением на территории Русской платформы рода *Kachpurites?*

Зона primitivus, возможно, соответствует всей или только части зоны *Craspedites okensis* (см. табл. 3) Европейской части СССР.

Эта идея находит свое подтверждение в нахождении в зоне preplicomphalus вида *Craspedites pricomphalus,* который, по мнению цитированного автора, является аналогом вида *C. nodiger* — вида-индекса самой верхней зоны верхневолжского подъяруса Русской платформы. Аммониты зоны *Craspedites nodiger* были установлены на севере Сибири, на Шпицбергене. Однако отложения верхней зоны волжского яруса, развитой на территории Восточной Англии — зоны *lamplughi,* по-видимому, отсутствуют на территории Русской платформы.

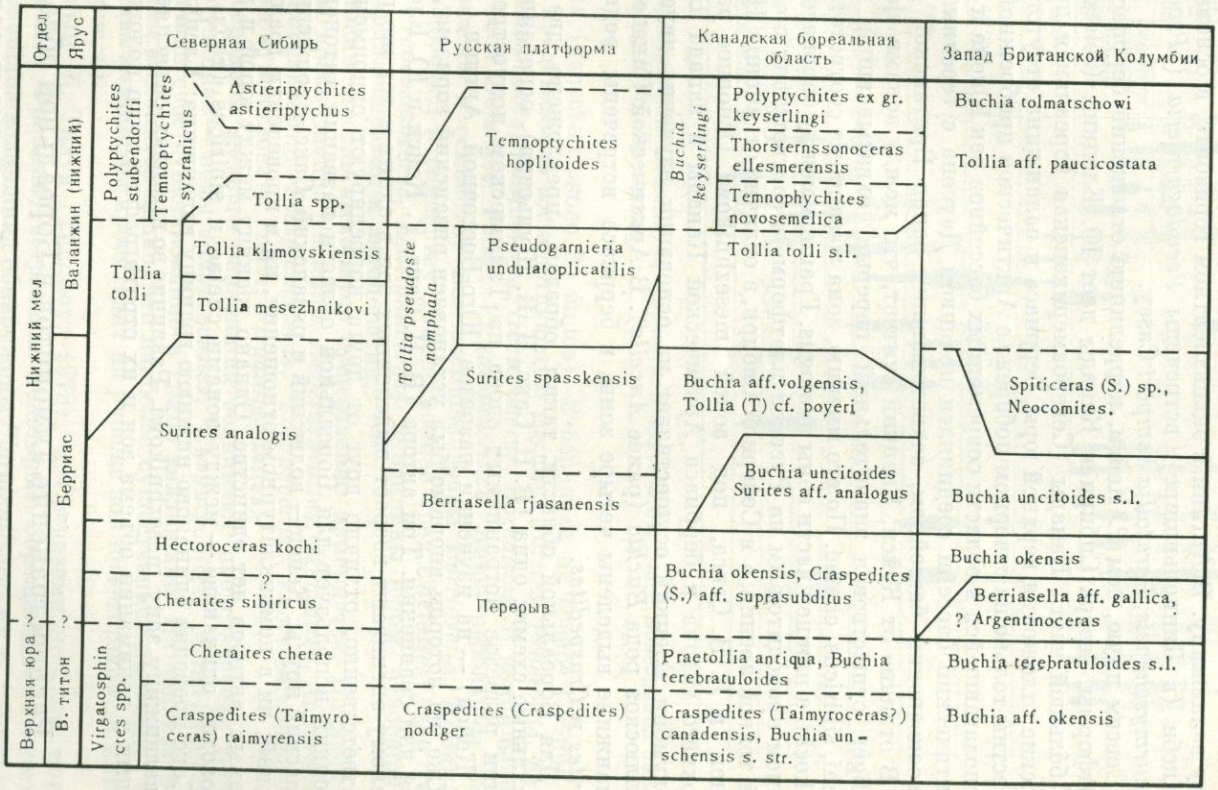
Пять зон рязанского яруса (берриаса), выделенных в восточной части Англии, соответствуют конденсированному рязанскому горизонту. Р. Кейси, в отличие от большинства исследователей, использует для берриаса название «рязанский ярус». Две нижние зоны нижнерязанского подъяруса — runctoni и kochi соответствуют зонам sibiricus и kochi севера Сибири или зоне rjasanensis Русской платформы; три верхние зоны верхнерязанского подъяруса — icenii, stenomphalus, albidum коррелируются соответственно с двумя зонами севера Сибири — analogus и mesezhnikovi и одной зоной восточной части Европы — spasskensis.

Положение в английском разрезе новой зоны runctoni определяется ее местом ниже зоны kochi и взаимоотношением рода *Runctonia* с предковой формой *Volgidiscus* и его потомками *Hectoroceras* и *Praetollia.* Английская зона kochi представлена в Восточной Англии неполным разрезом и находки в нем редких *Borealites* (*Borealites*) указывают на соответствие ее только нижней части сибирской зоны. Отложения зоны Lynnia icenii отделены от подстилающих эрозионным перерывом и коррелируются с зоной Surites (Caseyiceras) analogus. В английском разрезе в этой зоне впервые появляются аммониты группы *Surites* (*Surites*) *spasskensis.* За зоной icenii следуют отложения зоны Surites (Bojarkia) stenomphalus. Характерный для этой зоны род *Bojarkia* впервые появляется в конце зоны icenii и продолжает свое существование в зоне albidum. В зоне stenomphalus Англии встречены аммониты, в том числе *S.* (*Bj.*) *mesezhnikowi,* которые позволяют коррелировать ее с зоной mesezhnikowi Северной Сибири. По мнению Р. Кейси, положение павловской зоны Olcostephanus stenomphalus на Русской платформе остается спорным. Н. А. Богословский помещал ее в основание валанжина, И. Г. Сазонова в 1971 г. переименовала русскую форму *stenomphalus* в *pseudostenomphalus* и отнесла ее к роду *Bogoslovskia,* считая, что новый вид встречается в нижнем валанжине. Р. Кейси, наоборот, думает, что типичный вид *Surites* (*Bojarkia*) *shenomphalus,* основанный на линкольнширском лектотипе, характерен для средней части верхнерязанского подъяруса, а не для валанжина, и что русский вид *stenomphalus* представляет собою ювенильную форму рода «*Stchirowskiceras*».

В Англии выше зоны stenomphalus расположена новая зона Peregrinoceras albidum, заключающая ряд видов, кроме вида-индекса: *P. subpressulum, P. wrighti, P. prostenomphaloides, P. pseudotolli.* Эти формы встречены

Таблица 4

Предполагаемая зональная корреляция верхнетитонских, берриасских и нижневаланжинских отложений Северной Сибири, Русской платформы и Канады (Jeletzky, 1973)



в кровле песчаника Спилсби, кровле слоев Минтлин и в основании глин Хандлеби. На севере Сибири эту зону следует помещать выше зоны mesezhnikowi, но ниже зоны Neotollia klimovskiensis, относимой уже к нижнему валанжину. В Англии в эквивалентном горизонте, в основании слоев Клаксби (в Линкольншире), встречены *Pseudogarnieria* («*Proleopoldia*») cf. *kurmyschensis, Paratollia kemperi* Casey.

Совсем иную, чем Р. Кейси, корреляцию отложений берриаса Русской платформы, севера Сибири и Канады дает Ю. Елецкий (Jeletzky, 1973). На бóльшей части Канады (Североамериканская бореальная провинция) морские отложения верхней юры, берриаса и валанжина отсутствуют. Они известны только на северном побережье Арктической прибрежной равнины, располагавшейся в области современных бассейнов рек Юкона и Маккензи. Арктический бассейн соединялся проливом Даусона с геосинклинальным Тихоокеанским бассейном, захватывавшим запад Британской Колумбии.

В отличие от Кейси, Елецкий считает, что между зонами rjasanensis и nodiger существовал значительный перерыв, охватывавший три зоны: kochi, sibiricus, chetae. По его мнению, зона rjasanensis соответствует не зоне kochi, а нижней части зоны analogus. Граница между берриасом и валанжином проводится им на Русской платформе в соответствии с общепринятой точкой зрения, а в Северной Сибири, в отличии от мнения Н. И. Шульгиной и В. Н. Сакса, под зоной mesezhnikowi. Основное расчленение верхнего титона и берриаса Арктической Канады и запада Британской Колумбии Елецкий осуществляет на основании изучения двустворчатых моллюсков рода *Buchia* (ранее *Aucella*). В Арктической Канаде в нижнем валанжине выделены четыре зоны, в берриасе встречены редкие *Tollia, Surites* и *Craspedites*.

Для Бореальной области, таким образом, предложено две основные зональные схемы: одна (В. Н. Сакс, Н. И. Шульгина), основанная на изучении разрезов пограничных слоев на Таймырском полуострове, вторая (Р. Кейси) — на изучении разрезов Юго-Восточной Англии. Разрез на р. Оке, на котором впервые был установлен рязанский горизонт, используется для сравнения. Три автора (В. Н. Сакс, Р. Кейси и Ю. Елецкий) поразному оценивают возраст выделенных зон в одних и тех же разрезах и, соответственно, отлично друг от друга коррелируют одноименные зоны. Елецкий использует для Бореальной области названия титонский и берриасский ярусы, Кейси — волжский и рязанский, Сакс — волжский и берриасский; ни в номенклатурном отношении, ни в проведении границ у цитируемых авторов нет единства. Однако границу между юрой и мелом они проводят одинаково — между зонами chetae и sibiricus (табл. 4). Кейси и Сакс проводят одинаково нижнюю границу валанжина; Елецкий относит к валанжину зону mesezhnikowi. Различие во взглядах объясняется различиями в понимании объема зон и их стратиграфического положения.

Распространение аммонитов в Бореальной области

Как отмечалось выше, в поздневолжское, берриасское и валанжинское время родовой состав аммонитов Бореальной области существенно отличался от такового Средиземноморской области.

В верхневолжском подъярусе были распространены представители семейства Craspeditidae — роды *Craspedites, Kachpurites, Garniericeras,*

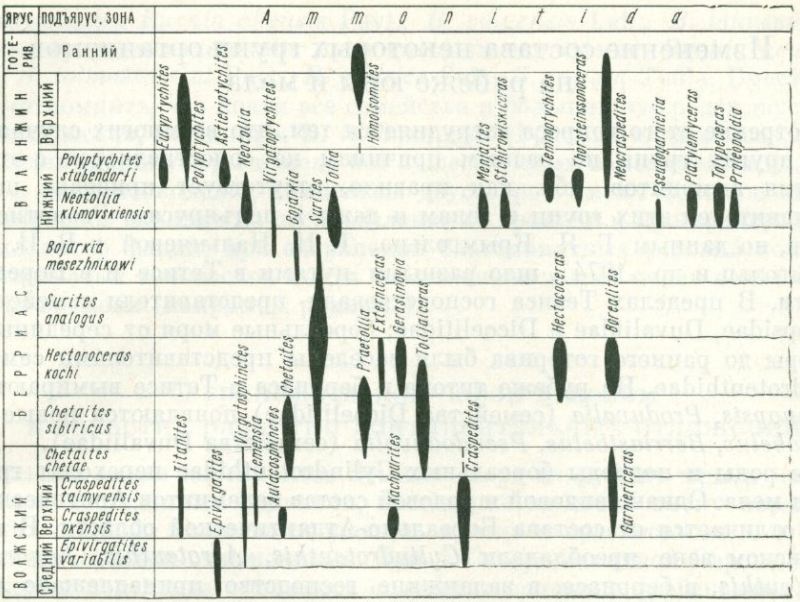


Рис. 4. Распространение аммонитов в волжском ярусе и берриасе Бореальной области (по материалам Н. И. Шульгиной)

Tolijaiceras (известно около 35 видов). В берриасе на севере Сибири это семейство представляло господствующую группу: *Surites, Proetollia, Externiceras, Gerasimovia, Tolijaiceras, Hectoroceras, Borealites.* В конце берриаса появляются *Bojarkia, Tollia, Virgatoptychites.* Лишь небольшое число родов относится к семейству Berriasellidae (роды *Berriasella, Riasanites, Protacanthodiscus*), к семейству Perisphinctidae (род *Chetaites*), сем. Neocomitidae (*Neocosmoceras, Euthymiceras)* и единицы форм, относящиеся к отрядам филлоцератид и литоцератид.

В валанжине состав аммонитов существенно изменяется. Появляются новые роды краспедитид: *Neotollia, Neocraspedites, Menjaites, Stchirovskiceras, Pseudogarnieria, Platylenticeras, Tolypeceras, Thorsteinssonoceras,* продолжают существовать *Tollia, Virgatoptychites.*

Около середины раннего валанжина возникают представители семейства Polyptychiidae — роды *Polyptychites, Euryptychites, Astieriptychites,* заканчивающие свое существование в конце валанжина. Из анализа распространения аммонитов видно, что наиболее существенное изменение родового состава аммонитов происходит на рубеже зон mesezhnikowi и klimovskiensis (рис. 4).

По данным Ж. Тилуа (Thieuloy, 1973), в Средиземноморском поясе (Юго-Восточная Франция) встречены некоторые бореальные аммониты. В зоне roubaudiana валанжина обнаружены *Platylenticeras* ex gr. *heteropleurum, Pseudogarnieria undulatoplicatilis*; в отложениях верхнего валанжина, в зоне verrucosum, обнаружены представители рода *Neocraspedites.* Таким образом, можно говорить о корреляции нижней зоны undulatoplicatilis — klimovskiensis валанжина Бореальной области с зоной pertransiens — roubaudiana Средиземноморской области.

Изменение состава некоторых групп организмов на рубеже юры и мела

Рассмотрение этого вопроса затрудняется тем, что во многих случаях развитие других групп по разным причинам не сопоставляется с этапами развития аммонитов, ибо, как правило, отсутствует привязка находок представителей этих групп к зонам и даже к подъярусам. Развитие белемнитов, по данным Г. Я. Крымгольца, Т. Н. Нальняевой и В. Н. Сакса (Крымгольц и др., 1974), шло разными путями в Тетисе и в Бореальной области. В пределах Тетиса господствовали представители семейств Belemnopsidae, Duvaliidae и Dicoelitidae; бореальные моря от середины средней юры до раннего готерива были заселены представителями семейства Cylindroteuthidae. На рубеже титона и берриаса в Тетисе вымирают роды *Belemnopsis*, *Produvalia* (семейства Dicoelitidae) появляются новые роды *Pseudobelus*, *Berriasibelus*, *Pseudoduvalia* (семейства Duvaliidae).

Все роды и подроды бореальных Cylindroteuthidae переходят границу юры и мела. Однако видовой и родовой состав белемнитов Арктической области отличается от состава Бореально-Атлантической области. В первой в волжском веке преобладали *Cylindroteuthis, Acroteuthis, Lagonibelus, Pachyteuthis,* в берриасе, в валанжине господство принадлежало *Acroteuthis* (*Boreioteuthis*) и *Arctoteuthis*. Во второй области с конца юры и в начале мела существовали комплексы белемнитов, близкие к формам Арктической области. Крупных преобразований в составе белемнитов на рубеже титон-валанжин не было. Основные изменения произошли в середине средней юры и на рубеже валанжин-готерив.

В морях Средиземноморской области в поздней юре и раннем мелу были широко распространены рудисты, своеобразная группа двустворчатых прикрепленных моллюсков, принимавших совместно с кораллами участие в образовании рифовых построек. В титон-валанжине в морях, занимавших территории Кавказа, Крыма, Болгарии, Чехословакии, Венгрии, Швейцарии, Юго-Восточной Франции и в ряде других стран Средиземноморского пояса, были распространены роды *Heteroceras, Paradiceras, Megadiceras, Valletia, Matheronia.* Первые три рода вымерли в конце валанжина, последние два жили до апта (ургон). Существенных изменений родового состава рудистов на рубеже титона и берриаса, берриаса и валанжина не происходило.

В Средиземноморской области вместе с рудистами были распространены шестилучевые кораллы, принадлежащие отряду Scleractiniida. Они принимали участие в образовании биогермов, биостромов и коралловых рифов. Однако степень изученности склерактиний еще недостаточна и нет данных о путях развития этой группы на рубеже юры и мела. Вместе с кораллами и рудистами в южных морях жили очень своеобразные гастроподы — неринеиды, о развитии которых также очень мало данных.

В Бореальной области наибольшим распространением пользовались двустворчатые моллюски — ауцеллы, впервые наиболее полно описанные А. П. Павловым (1965). В дальнейшем было установлено, что согласно праву приоритета они должны быть отнесены к роду *Buchia,* под этим названием они фигурируют в настоящее время. Для верхневолжского яруса наиболее характерны *Buchia unschenensis* Pavl., *Buchia fischeriana* d'Orb., *B. terebratuloides* Lah. В берриасе появляются и становятся гос-

подствующими *Buchia okensis* Pavl., *B. volgensis* Lah., *B. lahuseni* Pavl.; нижняя граница валанжина проводится по появлению *Buchia keyserlingi* Lah., *B. tolmatschowi* Pavl., *B. sibirica* Sok., *B. inflata* Toula. Вместе с тем следует помнить, что почти все семейства и большинство родов двустворчатых моллюсков, по данным В. А. Захарова (Граница юры и мела.., 1972), переходят границу юры и мела без существенных изменений, и позднеюрские и ранненеокомские комплексы двустворок имеют большое сходство. Значительное влияние на распределение во времени и пространстве оказывал характер фаций; при сохранении благоприятных условий комплексы двустворчатых моллюсков почти не изменились или очень слабо изменялись во времени (например, рудисты).

О границе между юрой и мелом в областях развития континентальных отложений

На большей части континентов Земного шара на рубеже юры и мела преобладали постепенные поднятия, повлекшие за собой смену нормальных морских осадков солоноватоводными, иногда и соленосными, а кое-где и континентальными отложениями. Так, в Северо-Западной Европе морские отложения портланда сменились солоноватоводными пурбекскими, а последние в свою очередь, пресноводными отложениями вельда. На южном побережье Северного моря во второй половине валанжина началось опускание, повлекшее трансгрессию моря, тогда как в Южной Англии продолжалось накопление континентальных осадков.

Смена морских отложений континентальными на этом отрезке времени происходила в Западной Сибири, Средней Азии, на Дальнем Востоке. В ряде мест, как, например, на Русской платформе, в Приполярном Урале и в Восточной Гренландии, врéменные поднятия привели к перерыву в осадконакоплении (выпадение нижнего берриаса).

Для некоторых районов Тетиса (Южная Франция), Бореальной области (Хатангская впадина) наблюдается непрерывный разрез, представленный мелководными морскими отложениями. Однако такие непрерывные разрезы встречаются довольно редко, так как исследуемый отрезок времени характеризуется движениями, приводившими, как правило к большей или меньшей регрессии.

Новая трансгрессия, проявлявшаяся далеко не повсеместно, которая ни в коем случае не может быть отнесена к числу «великих», происходила неодновременно, местами ее начало связано со второй половиной берриаса, а местами, и это более часто, с валанжином. Сравнение палеогеографических карт волжского и валанжинского веков, составленных для Советского Союза, показывает, что суммарная площадь, занятая морскими бассейнами, почти не изменилась, хотя некоторое перераспределение моря и суши имело место как на Русской платформе, так и на Северо-Востоке. Это не дает оснований использовать изменение палеогеографической обстановки, а, следовательно, и тектонические движения, для аргументации в пользу проведения границы между юрой и мелом на том или другом уровне.

На рубеже юры и мела на больших площадях в северном полушарии были развиты солоноватоводные и пресноводные лагуны, в водах которых были распространены остракоды, особенно виды рода *Cypridea*. Эти отло-

жения, относимые к пурбеку и вельду, установлены в Англии, Франции, Швейцарии, ФРГ, ГДР, Дании, Швеции, Польше и в других местах Европы. Отложения пурбека и вельда наиболее полно развиты на юге Англии (графство Дорсет). Максимальная мощность пород пурбека в типовом разрезе в бухте Дарлстоун составляет 120 *м*, а мощность неморских песков и глин вельда достигает 715 *м*. Пурбекские осадки накапливались, по-видимому, в лагуне, расположенной к югу от моря Спилсби; лагуна отделялась от моря перешейком, проходившим через Бедсфоршир. Соленость в лагуне изменялась в зависимости от притока пресных вод от повышенной до солоноватоводной.

В стратотипе породы пурбека залегают на известняках портланда. Они начинаются горизонтом (0,3 *м*) углистых пород, содержащих обломки известняков и стволы деревьев до 1 *м* в высоту («окаменелый лес») с корнями, окруженными чехлом строматолитов.

Выше залегает толща переслаивания обломочных пород (брекчии), слои Фристоун, биомикриты, эвапориты, аргиллиты, песчаники и глины с комплексом остракод *Cypridea dunkeri* Jones, *Fabanella boloniensis* Jones. По мнению Ф. Андерсона (Anderson, 1973), нижней части пурбека соответствует мергель Мюндера, развитый в северной части Европы.

Выше обособляется толща от слоев Кокл до слоев Синде; она представлена песчаниками, известняками, глинами с остатками двустворок, гастропод и костей млекопитающих, над которыми лежат мергелистые пресноводные глины с *Hydrobia*. Нижний пурбек завершается массивными известняками с кремнями и остатками харовых («нижний строительный камень»). Для этой части нижнего пурбека (от слоев Кокл до слоя Синде), которая сопоставляется с серпулитом севера Европы, характерны следующие виды: *Cypridea granulosa granulosa* J. de C. Sow., *C. simplex* Anderson, *Damonella ellipsoidea* Wolburg.

Слоями Синде начинается толща пород, относимая к среднему и верхнему пурбеку. Слои Синде — известняк, состоящий из обломков раковин устриц *Liostrea distorta*, — широко распространены на юге Англии. Выше лежит «верхний строительный камень» с остатками скелетов рыб, черепах и солоноватоводных моллюсков. На них лежат известняки, мергели и глины с *Corbula*, содержащие прослои с волокнистым кальцитом («биф») и селенитом, образующим слои «главного бифа». В этих породах встречаются преимущественно бугорчатые формы *Cypridea granulosa fasciculata* Jones, бесскульптурные *C. altissima* Martin., *C. lafa senilis* Anderson, а также *Macrodentina mediostricta* Sylvester-Bradley. Они коррелируются с породами вельда (W_1—W_2) северной части Европы.

Верхний пурбек начинается известняком-ракушечником, содержащим остатки рыб, черепах, раковины солоноватоводных моллюсков. На нем лежит известняк и глины с *Unio, Viviparus* и глины с прослоями массивных известняков с *Viviparus* — так называемые верхние глины и сланцы «Cypris». Для верхнего пурбека и нижних слоев вельда (пески Ашдаун) характерны гладкие раковины *Cypridea setina* Anderson, *C. dolabrata* And., *C. wicheri* Wolburg, *C. morula* And. и др. Они сопоставляются с породами вельда (W_3—W_6) северной части Европы.

Андерсон относит нижний пурбек, содержащий первый комплекс остракод, к нижнему титону, второй комплекс (от слоя Кокл до слоев Синда) — к верхнему титону, средний пурбек с третьим комплексом остракод — к берриасу, четвертый комплекс, относимый к верхнему пур-

беку и нижней части вельда (пески Ашдаун), — к нижнему валанжину.

Е. Кемпер (Kemper, 1973) считает, что понятия «пурбек» и «вельд» нельзя распространять на северо-западную часть Европы, и предлагает для верхнего мюндера ввести название «толща Кацберг»; она покрывается серпулитом. Для отложений немецкого «вельда» (W_1—W_4), относимых к берриасу и эквивалентной части английского пурбека предлагается новое название — «толща Бюкеберг» (по названию холмов в Южной Саксонии)); слои «вельда» W_5—W_6, относимые к валанжину, рекомендуется называть «слоями Остервальд»; для них характерны остракоды *Pachycytheridea rotundata rotundata* и ряд эвригалинных форм, в отличие от лимнических остракод толщи Бюкеберг. Здесь становятся обычными различные двустворки и гастроподы: *Neomidon,* Corbulidae, Bakevellidae, Procerithiidae и появляются слои с *Platylenticeras* нижнего валанжина, в которых выделяются три зоны (снизу вверх): 1— Platylenticeras robustum, 2— P. heteropleurum, 3— P. involutum, выше которых лежат слои с *Polyptychites*. Граница с готеривом определяется по появлению первых *Endemoceras*.

Развитие флоры на рубеже юры и мела

Этот вопрос необходимо рассматривать на фоне существовавших в то время фитохорий. Однако разрезы, содержащие остатки ряда последовательно сменявших друг друга флор, в пределах интересующего нас интервала (поздняя юра — начало раннего мела) обнаружены пока еще далеко не на всех континентах. Их нет, в частности, в Африке, Южной Америке, Австралии, неполно изучены в палеоботаническом отношении и разрезы Северной Америки. Это заставляет нас ограничиваться в основном материалами, касающимися Евразии. В пределах последней для юрского периода и раннемеловой эпохи выделяются более южная Индо-Европейская область и более северная Сибирская (для раннего мела она именуется Сибирско-Канадской).

В Сибирскую область входят северо-восточная часть Европы (север Скандинавии, бассейн р. Печоры), большая часть Сибири и Дальнего Востока, за исключением их южных окраин, а также весь Северо-Восток СССР, Аляска и Канада. Остальная, значительно большая часть Азии и почти вся Европа принадлежит Индо-Европейской области, распространяющейся также на большую часть Северной Америки (США, Мексика) и материки южного полушария. Изложенное показывает, что Бореальная зоогеографическая и Сибирская фитогеографическая области совпадают лишь частично, так как южная граница первой из них спускается значительно южнее, захватывая всю Северо-Западную и Центральную Европу, вплоть до Тетиса и его окраинных морей, тогда как южная граница Сибирской области отсекает лишь северные участки Европейской части СССР и Скандинавии.

Относительно хорошо обстоит дело с изучением растительных остатков в Сибирской области. Широкое распространение в ее пределах сероцветных терригенных морских отложений и угленосных континентальных толщ, в изобилии содержащих споры и пыльцу, а в ряде точек и макроостатки растений, позволяют подметить изменение их состава при переходе от поздней юры к раннему мелу.

Отложения титона, берриаса и валанжина южных районов СССР и Западной Европы, входящих в состав Индо-Европейской области, представлены в основном мелководными морскими карбонатными или карбонатно-терригенными, а также лагунными, терригенно-карбонатными, терригенными или соленосными, часто пестроокрашенными отложениями, нередко содержащими споры и пыльцу (Вахрамеев и др., 1973). Угленосные толщи сколько-нибудь значительной мощности среди них отсутствуют. Местонахождения макроостатков растений ограничены побережьем Ламанша и Северного моря, где они связаны с так называемыми вельдскими отложениями, отлагавшимися, начиная с валанжина.

Начнем наш анализ изменения флористического состава на основании палинологических данных с Сибирской области. Опорным разрезом Северной Сибири является разрез Хатангской впадины. Здесь, в обрывках восточного побережья п-ова Пакса у мыса Урдюк-хая (Анабарский залив), В. А. Басовым, В. Н. Саксом, Н. И. Шульгиной и др. (1970) описан полный разрез верхних слоев юры и нижних слоев мела. Состав спор и пыльцы в верхнем подъярусе волжского яруса, разделенном на три зоны (Craspedites okensis, C. tajmyrensis и Chetaites chetae), изученный В. В. Павловым (1970), оказался достаточно однородным, и поэтому мы приведем его в обобщенном виде.

В комплексе верхнего подъяруса пыльца голосеменных преобладает над спорами (соответственно, 73,0 и 27,0%). В больших количествах встречены споры семейств Osmundaceae (*Osmunda* sp., *O. jurassica K.-M.* Dickoniaceae (*Coniopteris* sp., *Cibotium junctum K.-M.*). Присутствуют единичные экземпляры спор родов *Sphagnites, Lycopodium, Selaginella, Lygodium, Leiotriletes, Trachytriletes, Lophotriletes.* Пыльца представлена *Bennettitales,* а также родами *Cycas, Podozamites, Pseudopodocarpus, Protopodocarpus, Podocarpus, Picea* sp., *Paleopicea, Protopicea.* Много слабодифференцированной пыльцы хвойных, очень редка пыльца *Classopollis.*

Отложения берриаса мыса Урдюк-хая расчленяются на четыре зоны (снизу вверх): Chetaites sibiricus, Heteroceras kochii, Surites analogus, Bojarkia mesezhnikowi. Состав спор и пыльцы, выделенных из отложений каждой зоны, почти не отличается. Пыльца голосеменных (68%) преобладает над спорами (32%). В небольшом количестве присутствуют споры *Concavissimisporites gibberium* (*K.-M.*), *Cicatricosisporites tricostatus* Bolch., *C. tersus* (K.-M.) Pocock, *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch., *Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch; единичные бобовидные Polypodiaceae. Встречены также представители родов *Lycopodium, Selaginella, Coniopteris, Cibotium, Leiotriletes, Trachytriletes.* Среди голосеменных берриасового комплекса, по сравнению с комплексом из верхней части волжского яруса, возрастает содержание пыльцы сосновых (*Pinus, Picea, Protopicea*), которая становится более разнообразной.

Сходный комплекс из морских отложений берриаса установлен в других районах Хатангской впадины: по рекам Боярке, Хете и Маймече (Павлов, 1969). В целом для берриаса Хатангской впадины характерно присутствие немногочисленных спор рода *Cicatricosisporites* (*Anemia, Pelletieria*), *Plicifera* и *Gleicheniidites.* Эти же споры, но в несколько большем количестве, встречаются и в валанжине. Содержание хорошо дифференцированной пыльцы хвойных в породах берриаса возрастает по сравнению с волжским ярусом (табл. 5).

Таблица 5

Распределение спор и пыльцы на границе юры и мела в Хатангской впадине (по данным В. В. Павлова)

Ярус, подъярус	*Coniopteris* spp.	*Cibotium junctum rotundatum*	*Selaginella granata*	*Trachytriletes* sp.	*Concavissimisporis gibberulum*	*Cicatricosisporites tricostatus*	*C. tersa*	*Plicifera* spp.	*Gleicheniidites* spp.	*Glassopollis*	*Taxodiaceae*
Валанжин											
Берриас											
Верхний подъярус волжского яруса											

Аналогичные изменения состава спор и пыльцы при переходе от волжского яруса к берриасу наблюдались и на северо-западе Западно-Сибирской низменности (Березово-Шаимский район). В нижней части развитой здесь тутлеимской свиты встречены волжские аммониты (*Virgatosphinctes* sp.), а в средней — берриасские (*Surites* sp., *Tollia* sp.). Исследования Е. Д. Затонской (1971) и Л. В. Ровниной (Вахрамеев и др., 1973) показали, что при переходе от нижней к средней подсвите появляются единичные ребристые споры *Cicatricosisporites,* отсутствовавшие в нижней.

Недавно удалось извлечь споры и пыльцу из пород таухинской свиты Южного Приморья (бассейн р. Сибайгоу), сопоставляемой с морскими отложениями берриаса, заключающими аммониты (*Neocomites, Berriasella*). В составе спор встречены ребристые формы *Cicatricosisporites;* в пыльцевой части комплекса много пыльцы *Classopollis* (Битюцкая и др. 1973).

В Северной Канаде, по данным С. И. Покока (Pocock, 1967), в комплексе волжского яруса часто доминирует пыльца *Classopollis,* наряду с которой встречается много *Protoconiferus.* Споры *Cicatricosisporites* появляются только в берриасе (рязанские слои). В валанжине резко сокращается содержание пыльцы *Classopollis* и с самого основания этого яруса встречаются споры *Appendicisporites (A. jansonii* Pocock, *A. tricornatus* Weyl. et Greif.). Споры *Pilosisporites verus* Delc. et Spr. и *P. trichopapillosus* (Thier.) Delc. et Spr. также появляются на этом стратиграфическом уровне. Изложенные материалы показывают, что изменения состава спор и пыльцы при переходе от волжского яруса к берриасу и далее к валанжину Канады и Сибири близки по характеру.

В Северо-Западной Европе (Южная Англия, Голландия, ФРГ, ГДР), где отложения титона и берриаса представлены солоновато-водными отложениями (пурбек), палинологами хорошо изучена смена комплексов спор и пыльцы. Для Южной Англии (Дорсет) такую работу произвел Д. Норрис (Norris, 1969). Им были выделены три спорово-пыльцевых комплекса:

нижний — из верхних слоев портланда, средний — из нижнего пурбека, согласно делению Ф. Андерсона (Anderson, 1973), и верхний комплекс — из среднего и верхнего пурбека. Границей нижнего и среднего пурбека, по Ф. Андерсону (Anderson, 1973) являются слои Синде (Cinder). По данным Д. Норриса, смена среднего и верхнего комплексов проходит в различных разрезах не совсем одинаково — то несколько выше слоев Синде, то немного ниже. Основанием для проведения границы между титоном и берриасом по основанию слоев Синде служит сопоставление Ф. Андерсоном по остракодам разрезов Южной Англии и пограничных районов Швейцарии и Франции. Последние содержат остатки редких аммонитов. Д. Норрис указывает, что первые, очень редкие ребристые споры *Cicatricosisporites australiensis* (Cookson) Pot. появляются в нижнем комплексе (портланд), в среднем (пурбек, ниже горизонта Синде) к ним прибавляются очень редкие *Cicatricosisporites purbeskensis* Harris.

В верхнем комплексе (выше горизонта Синде) появляются еще два вида *Cicatricosisporites* — *C. brevilaesuratus* Couper, *C. angicanalis* Döring, а также *Appendicisporites potomacensis* Brenner. При этом количество спор *C. australensis* и *C. purbeckensis* заметно увеличивается и их присутствие в верхней половине пурбека становится постоянным, а не спорадическим. В верхнем комплексе впервые отмечается и появление *Pilosisporites trichopapillosus* (Thiergart) Delcourt et Sprumont и *P. delicatulus* Norris.

Н. Дёринг (Döring, 1966), исследовавший пограничные слои между мелом и юрой в северной части ГДР и ФРГ, произвел на основании палинологических данных корреляцию изученного им разреза с разрезом Южной Англии. Им также показано, что первые редкие споры *Cicatricosisporites* появляются в верхней части верхней юры. В нижних слоях немецкого вельда, сопоставляемого им с верхней частью пурбека, залегающей над горизонтом Синде, появляются *Cicatricosisporites* ex gr. *brevilaesuratus* и *Pilosisporites trichopapillosus*, а во второй половине немецкого вельда, сопоставляемого с низами вельда Англии, Дёринг обнаружил *Appendicisporites tricornitatus* Weyl. et Grf.

Заметное количество ребристых спор родов *Cicatricosisporites* и *Pilosisporites* было обнаружено в вельде Голландии (Burger, 1966) и Южной Англии (Hughes, Moody-Stuart, 1969; Hughes, Croxton, 1973).

Сделанный обзор показывает, что в Северо-Западной Европе ребристые споры (группа *Cicatricosisporites*) в виде единичных зерен и отнюдь не в каждой пробе появляются, начиная со средневолжского подъяруса. Постоянно, хотя и не в очень большом количестве, они начинают встречаться в верхнем пурбеке Южной Англии и нижнем вельде стран примыкающих с юга к Северному морю, т. е. в аналогах берриаса.

На Русской платформе, в районе Курской магнитной аномалии, Г. В. Шрамкова (1970) из отложений средней части волжского яруса (зона Virgatites virgatus) выделила комплекс, в котором ребристые споры не были вовсе встречены, но зато преобладала пыльца *Classopollis* (67—93%), значительное количество которой обнаружено и в нижней части пурбека и в верхнем портланде Северо-Западной Европы. На верхнюю часть волжского яруса и берриас (по крайней мере, его нижнюю половину) здесь падает перерыв, но в валанжине Г. В. Шрамкова отмечает присутствие *Cicatricosisporites tersus* (K.-M.) Pocock, *C. exilioides* (Mal.) Bolch. Пыльца *Classopollis* встречается здесь только в виде единичных зерен. Для цен-

тральных районов Московской синеклизы, по данным Н. А. Добруцкой, наблюдается сходная картина с той только разницей, что уже в средней части волжского яруса (зона Dorsoplanites panderi) ею обнаружены единичные *Cicatricosisporites exilioides*. В отложениях верхнего берриаса (зона Surites tzikwinianus) количество их немного возрастает.

Обратимся теперь к наиболее южным районам, непосредственно прилегающим к Тетису. Из района, в котором расположен стратотип берриаса (бассейн р. Роны, Южная Франция), В. А. Вахрамеевым в экскурсии, организованной во время Международного коллоквиума по границе юры и мела (Вахрамеев и др., 1974), были собраны образцы из титонских, берриасских и валанжинских пород, подвергнутые И. З. Котовой палинологическому исследованию. Из образцов титона споры и пыльцу извлечь не удалось, но в берриасе (3 образца) и в нижнем валанжине (3 образца) они были обнаружены. Оказалось, что с самого основания берриаса присутствуют ребристые споры *Cicatricosisporites australiensis* (Cooks.) Pot., *C. ludbrooki* Dettm., *C. grabowensis* Doring, *C. brevilaesuratus* Couper, а также *Appendicisporites* sp., встречающиеся в пробах в количестве 1—3 зерен. В нижнем валанжине к ним добавляются *Cicatricosisporites magnus* Döring, *Appendicisporites potomacensis* Brenner, *A. jansonii* Pocock. Фон спорово-пыльцевых спектров образуют *Cyathidites* spp., *Gleicheniidites senonicus* Ross и *Classopolis* sp. В валанжине, по сравнению с берриасом, количество пыльцы *Classopollis* несколько уменьшается.

Спорово-пыльцевые комплексы берриаса и валанжина были изучены из соответствующих отложений Крыма и Кавказа.

В центральной части Крыма, в разрезе г. Тонас, из флишоидных отложений, относимых Е. А. Успенской к зоне Virgatosphinctes transitorius, описан комплекс спор (Вахрамеев и др., 1973). Аммониты, встреченные в этих отложениях *Pseudosubplanites ponticus, P. lorioli, Delphinella delphinensis* указывают на принадлежность флишоидной толщи к зоне jacobi-grandis. В составе спорово-пыльцевого спектра, выделенного И. Н. Бархатной (Вахрамеев и др., 1973), резко преобладает пыльца *Classopollis*, но ребристых спор обнаружить не удалось. Они появляются в вышележащих породах, содержащих *Tirnovella occitanica* и *Berriasella obtusonodosa*, относящихся к зоне occitanica.

С. Б. Куваевой и Б. Т. Яниным (1973) в породах нижнего берриаса Феодосийского мыса (зона ponticus-euxinus) были обнаружены единичные ребристые споры *Cicatricosisporites exilioides* (Mal.) Bolch., *C. pseudoariferus* (Bolch.) Bolch., *C. tersus* (К.—М.) Рос. на фоне резкого преобладания пыльцы *Classopollis* (80—90%). В зоне Dalmasiceras dalmasi в разрезе р. Бельбек, в районе пос. Куйбышево, наряду с относительно более многочисленными *Cicatricosisporites*, представленными 8 видами, встречены *Appenndicisporites macrorhyzus* (Mal.) Рос. и *A. pseudomacrorhyzus* (Mal.) Kuv.

Значительный интерес представляют меловые отложения Северо-Восточного Кавказа, палинологически изученные Т. А. Даниленко (1973). Здесь в разрезе р. Урух вскрыты терригенные отложения берриаса с аммонитами *Berriasella laticostata, Neocomites occitanicus, Riasanites rjassanensis*. В комплексе спор и пыльцы, как и в Крыму, преобладает пыльца *Classopollis* (57—80%, среднее из 5 проб — 70%), среди спор в небольшом количестве (0,5—2%) присутствуют *Cicatricosisporites (Anemia, Pelletiera)*. Единичные споры этого рода найдены и в берриасе р. Баксан.

Из залегающих выше известняков валанжина споры и пыльца не выделены, а из разрезов рек Баксан, Аргудан, Майрамадаг и Сунжа, в состав валанжина которых входят терригенные породы, Т. А. Даниленко удалось выделить богатые комплексы. Как и в берриасе, основную часть этого комплекса представляет пыльца *Classopollis,* среднее содержание которой по 8 пробам достигает 70%. Заметно увеличивается количество спор *Cicatricosisporites* (обычно до 3%, а в разрезе Майрамадаг до 7%).

Исследования С. Б. Куваевой (Куваева и др., 1964) в Азербайджане показали, что и там в отложениях берриаса с *Tirnovella occitanica, Pseudosubplanites ponticus* и другими головоногими встречены споры *Cicatricosisporites pseudoauriferus* (Bolch.) в количестве от 0,5 до 2%.

В Сибири и на Дальнем Востоке континентальные отложения верхней юры и нижнего мела содержат многочисленные отпечатки растений, что позволяет использовать и их для проведения границы между этими системами.

При современном состоянии изученности для этой цели могут быть использованы далеко не все группы растений. Наиболее стратиграфически ценны — папоротники и цикадофиты, тогда как гинкговые чекановские и хвойные, из-за сравнительно простой морфологии их вегетативных органов и их слабой изменчивости во времени, пока не дают возможности производить по ним сколько-нибудь дробного расчленения. Вероятно, что изучение кутикул, которые, однако, сохраняются не часто, позволит более продуктивно использовать их для этой цели.

Наиболее важными опорными разрезами, в которых устанавливается взаимоотношение между морскими отложениями, являются разрезы в бассейне р. Бол. Анюй и по р. Тыль (Западное Приохотье).

В первом разрезе пеженская свита, залегающая среди морских отложений волжского яруса, содержит остатки папоротников *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Raphaelia diamensis* Sew. и др. В породах, покрывающих пеженскую свиту, найдены *Chetaites* sp. и *Buchia tenuicollis* (Pavl.), свидетельствующие о принадлежности их к верхней части волжского яруса. В подстилающих образованиях присутствуют *Buchia mosquensis* Buch., *B. rugosa* (Fish.), *B. orbicularis* (Hyatt.). Появление *Buchia fisheriana* (Orb.) отмечает нижнюю часть среднего подъяруса волжского яруса (Паракецов, 1970). *Cladophlebis aldanensis* и *Raphaelia diamensis* широко известны в верхнеюрских континентальных отложениях Ленского, Южно-Якутского и Буреинского угольных бассейнов, и, как мы видели, в разрезе р. Анюй их верхний предел распространения датируется средней частью волжского яруса (Вахрамеев, 1964).

В основании другого опорного разреза, находящегося на р. Тыль (Западное Приохотье), залегают волжские отложения с *Buchia* cf. *mosquensis* (Buch.), *B.* aff. *rugosa* Fish., *B. circula* Parak., *B.* cf. *flexuosa* Parak, *B.* cf. *tenuicollis* (Pavl.) (определения К. В. Паракецова), скорее всего свидетельствующие о принадлежности пород к средней части волжского яруса. Выше располагается илинурекская свита, заключающая почти 50 видов ископаемых растений (Лебедев, 1969), из которых отметим папоротники — *Coniopteris* ex gr. *arctica* (Pryn.) Samyl., цикадофиты — *Encephalartites* sp., *Aldania umanskii* Vachr. et E. Lebed., *Pterophyllum burejense* Pryn., *P. polynovii* (Pryn.) Krassil., *Nilssoniopteris* aff. *ovalis* Samyl.

В самом основании вышележащей чуманярской свиты найдены солоноватоводные двустворки: *Corbicula tetoriensis* Kobayashi et Suzuki, *Exo-*

gyra cf. *ryosekiensis* Kobayashi et Suzuki, *Gervillia* cf. *schinanaensis* Yabe et Naga, известные из валанжина (ключевская свита).

Немного выше по разрезу чуманярской свиты совместно с такими типичными формами нижнего валанжина, как *Buchia keyserlingi* (Lah.) и *B. sibirica* (Sok.), встречаются *Buchia volgensis* (Lah.) и *B. okensis* (Pavl.), *B.* cf. *robusta* (Pavl.), характерные для берриаса. Возможно, что самые нижние слои чуманярской свиты еще принадлежат берриасу, как и нижележащая илинурекская свита, а «совместное» местонахождение бухий берриаса и валанжина объясняется их смешением при сборах. Но не исключено, что в переходных от берриаса к валанжину слоях эти формы встречаются совместно. Несомненно, что разрешение этого вопроса требует дальнейших исследований.

Еще выше по разрезу, но тоже в пределах нижней части чуманярской свиты, встречаются только формы, характерные для валанжина: *Buchia* ex gr. *keyserlingi* (Lah.), *B. sibirica* (Sok.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B.* cf. *inflata* (Toula), *B. nuciformis* (Pavl.). Берриасовые формы здесь исчезают.

Среди ископаемых растений илинурекской свиты, возраст которой по положению между морскими отложениями можно считать берриасовым, мы не находим таких руководящих юрских форм, как *Cladophlebis aldanensis* и особенно *Raphaelia diamensis*. Зато перечисленные выше виды илинурекской свиты нигде не указывались из верхнеюрских отложений. В нижнем течении р. Лены, где берриас представлен морскими осадками, не содержащими остатков растений, в валанжине (слои с *Polyptychites stubendorfi*) встречены папоротники — *Cladophlebis lenaensis* Vachr., *Jacutopteris lenaensis* Vassil. и другие виды, распространенные и выше по разрезу. Такое соотношение позволяет нам сделать вывод, что на границе волжского яруса и берриаса или вблизи нее (верхняя часть волжского яруса остается не охарактеризованной флорой) происходит исчезновение *Raphaelia diamensis* и *Cladophlebis aldanensis* (не следует смешивать последний с близким раннемеловым видом *Cladophlebis lenaensis* Vachr.) и появляются такие виды, как *Coniopteris* ex gr. *arctica, Pterophyllum burejense, P. polynovii, Aldania umanskii*. Важно отметить, что все представители рода *Aldania* до сих пор встречены только в отложениях нижнего мела.

Подводя итог приведенным палинологическим данным, мы видим, что в берриасе и его эквиваленте (средний и верхний пурбек), хотя и в небольшом количестве, но почти повсюду появляются единичные споры *Cicatricosisporites*, часто сопровождаемые *Appenidicisporites* и реже *Pilosporites*. В валанжине находки их делаются еще более стабильными, видовое разнообразие несколько возрастает, а содержание увеличивается (2—3%, реже более). Для отложений волжского яруса и их эквивалентов — портланда и нижнего пурбека (ниже горизонта Синде) указываются в пределах Московской синеклизы и Южной Англии очень редкие и спорадические находки некоторых видов спор *Cicatricosisporites*, но присутствие *Appendicisporites* ни разу не отмечалось.

Стабильность присутствия в берриасе, хотя и в очень небольшом количестве, ребристых спор *Cicatricosisporites* и *Appendicisporites* позволяет в качестве границы между юрой и мелом выбрать основание берриаса (видимо, основание зон jacobi и grandis). Этому не противоречит и характер изменения растительных микроостатков, который был установлен для Се-

веро-Востока и Дальнего Востока СССР. Другие компоненты спорово-пыльцевых комплексов не дают возможности уловить какие-либо принципиальные изменения в их составе на границе юры и мела, которые бы охватывали достаточно крупные регионы.

Количество пыльцы *Classopollis,* широко распространенной в титоне Тетиса и примыкающих к нему с севера районов, снижается при переходе к берриасу и затем к валанжину очень постепенно. На севере Бореальной области пыльца *Classopollis* встречается в волжском ярусе единичными зернами, здесь она заменяется двумешковой пыльцой сосновых.

Заключение

Проблемы стратиграфической границы между юрой и мелом, как, впрочем, и проблемы границ между другими системами, особенно в последние годы являются предметом многих дискуссий. Их цель — установление и поддержание достаточной стабильности в стратиграфической классификации и создание общепринятой универсальной, или общей, стратиграфической шкалы. Подразделения общей шкалы, в соответствии с решением сессий Геологического конгресса, рассматриваются обычно с двух позиций: хронологической, или временной, и стратиграфической.

Определение возраста отложений в додарвиновский период основывалось на различиях состава органического мира в последовательно отлагавшихся осадочных породах. Ч. Дарвин, разработавший теорию эволюции органического мира, создал научную базу для единой стратиграфической шкалы. В основе его теории, в качестве главного механизма эволюции, лежал естественный отбор, опиравшийся на изменчивость, наследственность и борьбу за существование, что и обусловливало развитие органического мира. Весь органический мир — животный и растительный — развивался дивергентно, адаптивно, приспосабливаясь к различным условиям существования. Эволюция необратима: «если вид однажды исчез с лица Земли, у нас нет основания предполагать, что идентичная форма когда-нибудь появится вновь» — писал в 1859 г. Ч. Дарвин в IX главе «О геологической последовательности организмов» (Darwin, 1956, стр. 380).

Господствующие формы, распространенные широко и дающие наибольшее число разновидностей, стремятся населить мир близкими к ним, но измененными потомками, и эти последние обыкновенно с успехом вытесняют группы, уступающие им в борьбе за существование. Обитатели мира в каждый последовательный период его истории побеждали своих предшественников. Ч. Дарвин, основываясь на дивергентном характере эволюционного процесса, развивал монофилетическую теорию происхождения видов, доказывая, что каждая группа животных или растений происходит от общего предка и из единого центра.

Однако, как отмечал Ч. Дарвин, виды, относящиеся к различным родам и классам, изменялись неодинаково быстро и не в одинаковой степени. Обитатели суши, вероятно, изменялись быстрее, чем морские организмы; формы высокоорганизованные изменяются быстрее, чем низкоорганизованные. Виды обыкновенные и широко расселенные более изменчивы, чем виды редкие и с ограниченным ареалом. Последние могут в течение длительного времени изменяться очень слабо и медленно.

Поэтому в основу выделения стратиграфических подразделений должны быть положены этапы развития наиболее быстро эволюционирующих и наиболее широко распространенных групп. Такой группой для юрской и меловой системы был отряд Ammonitida. Два остальных мезозойских отряда аммоноидей — Phylloceratida и Lytoceratida относятся к группам, медленно эволюционировавшим и распространенным преимущественно в Средиземноморском поясе.

Среди аммонитид в конце юры господствовали перисфинктиды, в берриасе — берриаселлиды широко распространенные во всей Средиземноморской области; в Бореальной области такими аммонитами являлись краспедитиды.

Зона рассматривается нами в качестве низшей стратиграфической единицы (подобно виду в биологии), представленной разного типа осадками, накопившимися за время существования определенного комплекса аммонитид. Сумма зон образует ярус, который может быть разделен на подъярусы. Границы между подъярусами и ярусами и, соответственно, границы между более крупными стратонами совпадают с границами зон. Свое название зона получает по характерному виду — так называемому виду-индексу — виду с наиболее широким географическим распространением. Смена господствующих видов новыми видами происходила в относительно короткий отрезок времени, что позволяет использовать эти виды для широких межрегиональных корреляций в единой крупной палеозоохории. В основе определения стратиграфических границ, таким образом, лежит палеонтологический (т. е. биологический) принцип.

Каждая зона должна иметь свой стратотип — своеобразный эталон — носитель названия зоны или яруса, охарактеризованный аммонитами, с которым сравниваются все остальные разрезы. Ярус получает географическое название по местоположению стратотипа. Для берриасского яруса стратотипом является разрез, расположенный в Юго-Восточной Франции около дер. Берриас. Однако нижняя граница зоны jacobi-grandis в стратотипе не выражена, она устанавливается в этой же стратиграфической области, но в соседних разрезах. Поэтому важно введение еще одного понятия — стратотипа стратиграфической границы (Соколов, 1971а). Каждое стратиграфическое подразделение, или стратон, должно иметь определенную нижнюю границу, которая должна быть определена для зоны появлением новых видов или родов, а для яруса — родов и семейств и вымиранием ранее широко распространенных форм. Процесс вымирания более длительный, чем возникновение новых форм, и родительские виды могут иногда существовать рядом с дочерними в качестве реликтов. На основании зональной схемы, созданной по быстро эволюционирующей группе (в данном случае аммонитиды), изучается распространение всех остальных групп животных и растений. Выяснение этапов развития парастратиграфических групп позволяет выделять биозоны — отложения, накопившиеся в течение жизни той или иной группы. Границы биозон могут и не совпадать с границами зон; этапы развития разных групп могут не совпадать с таковыми ортогруппы. Это было показано различными авторами на примере сравнения развития белемнитов, рудистов, кальпионелл и аммонитид.

Границы палеобиогеографических поясов и областей служат преградами для расселения многих форм и значительно затрудняют корреляции отложений, развитых в разных поясах и областях. Для облегчения корреляции, помимо стратотипов, расположенных в определенном биогеографическом

поясе, в других поясах следует выделять опорные разрезы, которые должны быть скоррелированы со стратотипами.

В пределах каждого палеобиогеографического пояса должны быть избраны опорные разрезы в разных областях и провинциях, входящих в данный пояс, через которые осуществлялись бы широкие межрегиональные и региональные корреляции. В настоящее время для берриаса, как уже отмечалось, имеется достаточно подробно описанный стратотип у дер. Берриас (Южная Франция). В Бореальной области опорным разрезом берриаса является разрез в Хатангской впадине на р. Хете, всесторонне изученный группой стратиграфов под руководством В. Н. Сакса. На Русской равнине таким разрезом, не охватывающим всего берриаса, является разрез рязанского горизонта на р. Оке около Рязани. Однако единого мнения о корреляции опорных разрезов со стратотипом еще нет.

В. Н. Сакс, Р. Кейси, Ю. Елецкий по-разному трактуют соотношение зон в разных районах Бореальной области (см. табл. 3, 4). Основные трудности корреляции связаны со слабой изученностью филогении южных аммонитид (бореальные частично изучены Н. И. Шульгиной), с отсутствием стратотипа титонского яруса и данных о филогении и систематике титонских аммонитид. Поэтому в качестве одной из ближайших задач для решения проблемы границы между юрой и мелом должно быть поставлено изучение систематики и филогении титонских, берриасских и валанжинских аммонитид.

Некоторые исследователи придают большое значение принципу приоритета, считая, что если первично тот или иной стратон (правильно или неправильно) получил свое место в стратиграфической шкале, то никаких изменений сейчас производить нельзя. Берриас, отнесенный Ф. Пикте (Pictet, 1867) к меловой системе, должен быть оставлен в ее составе, а то, что берриас соответствует пурбеку, первично отнесенному к юрской системе, это не принимается во внимание. Тогда датский ярус, помещенный А. д'Орбиньи в меловую систему, должен быть оставлен в ней, несмотря на резкие изменения в составе фауны на рубеже датского и маастрихтского ярусов и близость датской фауны к палеоценовой. Нам представляется, что правило приоритета должно распространяться (как и в зоологической номенклатуре) только на охрану названия и не затрагивать ни объема, ни стратиграфического положения рассматриваемого стратона.

Название «берриас» (Pictet, 1867 и др.) имеет приоритет перед другими названиями, предложенными позднее (инфраваланжин — Шоффат в 1885 г.; рязанский горизонт — Н. А. Богословский в 1897 г.; рязанский ярус — Н. Т. Сазонов, 1951 г.). Объем берриаса, количество зон его составляющих, его ранг (ярус или подъярус) и, наконец, стратиграфическое положение (конец юры или начало мела) могут служить предметом дискуссии и изменения. Но любое изменение должно быть произведено на основании анализа особенностей развития аммонитид.

В. В. Друщиц полагает, что от названия «титонский» ярус, возможно, придется отказаться, так как титон не имеет стратотипа и носит не географическое, а мифологическое название. Название «портландский» ярус, по объему соответствующий лишь небольшой части титона, также не может быть принято. В качестве эквивалента титона можно рекомендовать использовать название «волжский» ярус, стратотип которого находится на р. Волге около Ульяновска.

От названия «валанжинский» ярус, по-видимому, также придется отказаться, так как его стратотип не полный, не содержит аммонитов и не может быть разделен на зоны. В качестве стратотипа нового яруса, занимающего промежуточное положение между берриасом и готеривом с соответственным названием должен быть принят стратотип в Воконтской впадине, рекомендованный Лионским коллоквиумом в 1963 г.; он изучается в настоящее время французскими специалистами и расположен в той же зоогеографической области, что и берриас, и к тому же на небольшом расстоянии от последнего.

Ряд исследователей считают, что стратиграфические границы должны проводиться на основании изменения условий осадконакопления (смена регрессий трансгрессиями или, наоборот, наличие углового несогласия), вызванных орогеническими или эпейрогеническими движениями. На этом основании делаются попытки создать независимую от палеонтологических данных стратиграфическую шкалу. Естественно, что в этом случае нет убедительных доказательств о синхронности событий, происходивших на значительных территориях. Изменение условий осадконакопления зависит от многих причин и может происходить на разных участках одного и того же бассейна в различное время. Смена регрессий трансгрессиями моря в разных местах крупных, а тем более разных бассейнов происходит не одновременно.

А. Г. Халилов считает, что «при определении объема крупных стратиграфических единиц и положения границы между ними, надо опираться, главным образом, на геологические критерии, т. е характер изменения процесса осадконакопления, отражающего крупные этапы развития Земли» (Халилов, 1971, стр. 366). Этот исследователь полагает, что существенная перестройка земной коры произошла на рубеже титона и берриаса, близость аммонитовой фауны титона и берриаса связана с тем, что обновление фауны отстает от изменения физико-географических условий, тогда как эти изменения сразу же отражаются на процессе осадконакопления.

С высказанными предложениями никак нельзя согласиться. Насколько известно, подобная одновременность перестройки в пределах значительных участков нашей планеты никогда не наблюдалась, если оперировать такими мелкими отрезками времени, как хрон (фаза) — хронологический эквивалент зоны. Нет сомнения в том, что изменение физико-географических условий сразу же отражается на процессе осадконакопления, но еще никто не доказал (кроме неудачных попыток Ламарка), что изменение среды сразу же сказывается на изменении органического мира. Эволюция органического мира управляется сложными законами, которые обусловливаются многочисленными факторами: воздействием среды на организм, особенностями их генотипов, возникновением мутации, естественным отбором, включающим эти мутации в популяции или их исключающим, и многими другими факторами. Прямой связи между изменением среды и органического мира нет.

Основа стратиграфической шкалы — изменение органического мира, а низшая стратиграфическая единица — зона. Сумма зон составляет ярус, имеющие один стратотип или составленный из стратотипов нескольких зон. Границы между стратиграфическими подразделениями юры и мела основываются на изменении в ходе эволюции аммонитид.

Принцип приоритета касается только названия; объем, стратиграфическое положение стратотипа может быть изменен только на основании

палеонтологических данных. Стратотип является единственным эталоном, с которым сравниваются опорные разрезы, выделенные в иных палеобиогеографических поясах. В пределах последних в каждой его составляющей биохории должны быть также выбраны опорные разрезы. Для корреляции морских и континентальных отложений могут быть использованы данные по спорово-пыльцевому анализу и по другим группам (в частности, остракодам).

Для окончательного решения вопроса о границе между юрой и мелом необходимо изучение систематики и филогении титонских, берриасских и валанжинских аммонитов, выбор для титона и валанжина новых стратотипов и, возможно, новых названий ярусов.

Когда этот раздел книги был подготовлен к печати, Р. Кейси (Англия, Лондон) и Н. И. Шульгина (СССР, г. Ленинград) при совместном просмотре бореальных волжских и берриасских аммонитов установили, что распространение родов *Paracraspedites* и *Subcraspedites* ограничено волжским ярусом. Кроме того, в отложениях рязанского горизонта, развитых на р. Оке, они обнаружили *Chetaites sibiricus* (устное сообщение).

Д. П. Найдин

Граница мела и палеогена

Вопрос о том, где проводить границу между меловой и палеогеновой системами, или в более общем плане — между мезозойской и кайнозойской группами, обсуждается в геологической литературе уже давно. Место этой границы в стратиграфической шкале по существу определяется положением датского яруса. Этот ярус установлен Э. Дезором (Desor, 1846) и был отнесен им к меловой системе. 50 лет спустя А. Гроссувр (Grossouvre, 1897) на основе анализа фауны отложений, пограничных между мезозоем и кайнозоем, предложил перенести датский ярус в третичную систему. Предложение А. Гроссувра вскоре получило поддержку со стороны ряда геологов и палеонтологов. Однако многие исследователи продолжали рассматривать датский ярус в составе меловой системы. Напомним, что и до настоящего времени в официально действующей Международной стратиграфической шкале даний венчает меловую систему. Таким образом возникла «проблема датского яруса»: одни исследователи проводят границу мезозой — кайнозой по подошве, а другие — по кровле этого яруса; существуют и иные варианты решения этой проблемы [1].

Возникновение «проблемы датского яруса», как, впрочем, и любой другой «пограничной проблемы» в стратиграфии, обусловлено различиями в принципах установления стратиграфических границ: с позиций приоритета, на основе договоренности, по проявлениям диастрофизма, по смене палеогеографических условий, наконец, по данным эволюции органического мира.

Следует отметить, что подавляющая часть практически работающих геологов и палеонтологов (и особенно микропалеонтологов) сейчас решает «проблему датского яруса» однозначно: граница мел — палеоген, граница мезозой — кайнозой ими проводится в основании дания. Подобное положение этой границы по биостратиграфическим данным настолько определенно, что очень многие современные авторы, вопреки решениям Международного геологического конгресса, относят датский ярус к палеоцену. Именно поэтому, как отмечает Г. Ханзен (Hansen, 1970, стр. 26), дискуссия о положении дания ныне имеет чисто формальный характер.

С этим замечанием Г. Ханзена в целом можно согласиться. Действительно, накопленный огромный фактический материал с несомненностью свидетельствует о необходимости перенесения дания в палеоцен и требуется лишь соответствующее формальное решение Международного геологического конгресса.

Вместе с тем своеобразие границы мезозой — кайнозой столь велико — и это позволило Л. Рама Рао (Rama Rao, 1950) признать ее самой инте-

[1] Представления различных авторов о стратиграфическом положении датского яруса и об его объеме рассмотрены в специальной статье (Найдин, 1972).

ресной из всех «пограничных проблем», — что она еще долгое время будет привлекать внимание исследователей различного профиля.

Например, большой интерес представляет выяснение «поведения» различных организмов у рубежа мезозой — кайнозой; необходимо, наконец, решить, действительно ли в конце мезозойской эры, как полагают многие исследователи, происходило катастрофически быстрое исчезновение ценотически не связанных групп организмов; и если «великое мезозойское вымирание» будет доказано, то в таком случае следует установить вызвавшие его причины.

Применительно к границе мезозой — кайнозой, рассматриваемой, так сказать, в глобальном масштабе, в настоящее время основной интерес представляет не только и не столько вопрос о том, где ее проводить (разумеется, в каждом конкретном регионе именно этот вопрос является первостепенным), сколько открытие причин, объясняющих своеобразие этой границы.

Краткие сведения о стратотипах маастрихтского, датского и монского ярусов

Рассмотрим имеющиеся сведения о стратотипах датского яруса и ограничивающих его ярусов — маастрихтского и монского.

Стратотип маастрихтского яруса. Стратотипическая местность — южная окраина г. Маастрихта (Южный Лимбург, Голландия); стратотипический разрез — карьер фирмы ENCI, расположенный на склонах горы Сен-Питерсберг на р. Маас (Berggren, 1964; Deroo, 1966; van der Heide, 1954; Hofker, 1960, 1962, 1966a, b; Meijer, 1959, 1965; Richter, 1967; Romein, 1962; Voigt, 1956).

Карьер вскрывает верхнюю часть описанных Э. Дюмоном (Dumont, 1849) «грубых известняков Маастрихта» (calcaire grossier de Maestricht). Современными голландскими и бельгийскими авторами именно эти известняки рассматриваются в качестве стратотипа système maestrichtien Э. Дюмона; в литературе они более известны под названием «туфов Маастрихта» («tuffeau de Maestricht»). Литологически это чередование грубых и мягких светло-желтых органогенных известняков, разделенных Г. Уленброком (Uhlenbroek, 1911) на четыре горизонта: M_a, M_b, M_c и M_d; мощность известняков 45—50 *м*. Вниз известняки постепенно сменяются так называемым мелом Гюльпена (нижняя часть грубых известняков Маастрихта Дюмона). Кровля известняков горизонта M_d очень неровная, с глубокими карманами. Это — предолигоценовая карстовая поверхность, выше которой располагаются олигоценовые пески (Richter, 1967). Возможно, что на горе Сен-Питерсберг в отдельных местах могут сохраниться и более высокие горизонты маастрихта (Meijer, 1959). Однако пока подобные горизонты не были обнаружены не только в стратотипической местности, но и в прилежащих областях. Послемаастрихтские отложения Южного Лимбурга в Голландии («глауконитовые туфы», или горизонт M_e, а также горизонты P_a и P_b Гофкера) и Эно в Бельгии (пудинги Малоньи и туфы Сипли) относятся к более высокому стратиграфическому уровню (рис. 1).

«Туфы Маастрихта» заключают остатки наннопланктона (Bramlette, Martini, 1964), крупных фораминифер (орбитоиды, сидеролиты) (Moor-

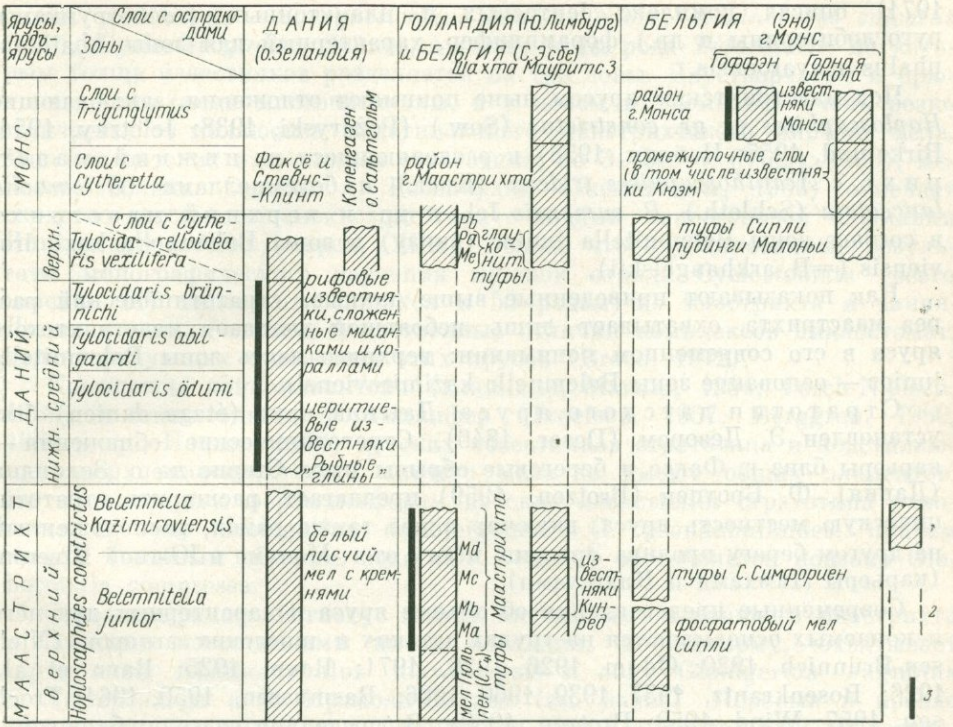


Рис. 1. Стратотипы маастрихтского, датского и монского ярусов (по Deroo, 1966, с изменениями и дополнениями)

1 — сохранившаяся часть разреза; *2* — отложения отсутствуют; *3* — стратотип

kens, 1971), морских ежей (Meijer, 1965), многочисленных и разнообразных мшанок (Voigt, 1960, 1967, 1972). Рудисты (наиболее обычен *Hippurites lapeirousei* Goldf., но известны и другие формы) встречаются вплоть до горизонта M_d (Khün, 1949). Крайне редки аммониты — скафиты из группы *Hoploscaphites constrictus* (Sow.) и бакулиты (Binckhorst, 1873). Описанные из стратотипической местности маастрихта Й. Бинкхорстом (Binckhorst, 1873) и А. Гроссувром (Grossouvre, 1908) аммониты (в их числе *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) и другие пахидискусы, *Sphenodiscus binckhorsti* Boehm, *Sph. koninckl* Hyatt, *Sph. ubaghsi* Gross.) происходят, главным образом, из обнажений «туфов Маастрихта» на р. Геул (в нескольких километрах к северо-востоку от г. Маастрихта) и из известняков Кунред. Мел Гюльпена и большая часть «туфов Маастрихта» (горизонты M_a, M_b, M_c и нижняя часть M_d) содержат ростры *Belemnitella* ex gr. *junior* Nowak; лишь в самой верхней части горизонта M_d появляются ростры *Belemnella kazimiroviensis* Skolozdr. (=*B. arkhangelskii* Naid.) (Schmid, 1959).

Известняки стратотипа маастрихтского яруса содержат раковины бентосных фораминифер, а также очень редкие и плохой сохранности остатки планктонных форм. Более полные сведения о фораминиферах получены в разрезе буровой скважины, вскрывшей «туфы Маастрихта» в 20 *км* к северу от карьера ENCI. Отсюда Т. Моркенс (Moorkens,

1971) описал комплекс бентосных и планктонных (глоботрунканы, ругоглобигерины и др.) фораминифер, характерный для зоны Abathomphalus mayaroensis.

Под маастрихтским ярусом ныне понимают отложения, заключающие *Hoploscaphites* ex gr. *constrictus* (Sow.) (Pożaryski, 1938; Jeletzky, 1951; Birkelund, 1957; Найдин, 1958) и разделяющиеся на нижний маастрихт с *Acanthoscaphites tridens* (Kner.) и белемнеллами (*Belemnella lanceolata* (Schloth.), *B. sumensis* Jel. и др. и верхний маастрихт в составе зоны Belemnitella junior (внизу) и зоны Belemnella kazimiroviensis (=B. arkhangelskii).

Как показывают приведенные выше данные, стратотипический разрез маастрихта охватывает лишь небольшой диапазон маастрихтского яруса в его современном понимании: верхнюю часть зоны Belemnitella junior — основание зоны Belemnella kazimiroviensis.

Стратотип датского яруса. Датский ярус (étage danien) был установлен Э. Дезором (Desor, 1846). Стратотипические обнажения — карьеры близ г. Факсе и береговые обрывы мыса Стевнс на о. Зеландия (Дания). Ф. Бротцен (Brotzen, 1959) предлагает расширить стратотипическую местность яруса, включив в нее также район, расположенный на другом берегу пролива Эресунн, к югу от г. Мальме в Южной Швеции (карьеры Лимхамн и Клагсхамн).

Современные представления об объеме яруса и характерных для него ископаемых основываются на трудах датских и шведских авторов (Nielsen-Brünnich, 1920; Ødum, 1926, 1928, 1971; Ravn, 1925; Ravn et al., 1926; Rosenkrantz, 1937, 1939, 1960, 1966; Rasmussen, 1950, 1961; Troelsen, 1957; Wind, 1959; Brotzen, 1959). В последние годы опубликованы данные о кокколитофоридах (Bramlette, Martini, 1964; Perch-Nielsen, 1969), фораминиферах (Bang, 1969; Berggren, 1960, 1962, 1964; и др.), мшанках (Bertelsen, 1962, Brood, 1972; Jürgensen, 1968) стратотипа. Общие сведения о стратотипе датского яруса можно найти в работах советских авторов (Меннер, Яншин, 1963; Москвин, Найдин, 1960; Найдин, 1960, 1972).

В основании отложений датского яруса в разрезах Факсе и мыса Стевнс располагаются «рыбные глины» (конгломерат из плохо окатанных галек и обломков писчего мела верхнего маастрихта; мощность 0,1 *м*), залегающие на неровной поверхности «твердого дна», выработанной по кровле верхнемаастрихтского белого писчего мела с *Belemnella kazimiroviensis* Skolozdr., *Hoploscaphites constrictus* (Sow.), редкими пахидискусами и бакулитами.

Вверх «рыбные глины» сменяются «церитиевыми известняками» (кокколитовые известняки; их мощность 1—2 *м*, за пределами стратотипической местности — до 6 *м*). В «рыбных глинах» и «церитиевых известняках» (зона «А» Оедума) очень редко встречаются окатанные ядра бакулитов и скафитов; для «рыбных глин» характерны *Hercoglossa danica* (Schloth.), *Cyclaster danicus* Schlüt. (=*C. brünnichi* Ravn), *Echinocorys sulcatus* Goldf., многочисленные церитии. Выше следуют мшанковые известняки с прослоями кремней (зона «В» Оедума), которые вверх сменяются коралловыми, мшанковыми, местами кокколитовыми известняками зоны «С» Оедума. Мощность известняков обеих зон изменяется от 70 до 200 *м*. Для них характерны *Hercoglossa danica* (Schloth.) и другие наутилоидеи палеоценового облика. Весьма своеоб-

разны иглокожие — *Bourgueticrinus danicus* Niels., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Cyclaster gindrei* Seunes, а также иглы рода *Tylocidaris*, по которым толща известняков разделяется на три зоны. Двустворчатые и брюхоногие моллюски многочисленны, и в целом их комплекс очень резко отличается от моллюсков подстилающего маастрихтского писчего мела. Мшанки датских известняков стратотипа, по Э. Фогту (Voigt, 1960), мелового облика. Однако А. Розенкранц (Rosenkrantz, 1966) отмечает сходство датских мшанок стратотипа с видами палеогеновой формации Винсентаун (Нью-Джерси, США). Только что опубликованные результаты монографического изучения мшанок отряда Cyclostomata (всего описано 117 видов, относящихся к 53 родам) из маастрихта и дания Дании показали весьма существенные отличия комплексов циклостомат, характеризующих отложения этих ярусов (Brood, 1972).

Комплексы наннопланктона (Bramlette, Martini, 1964; Perch-Nielsen, 1969) и планктонных фораминифер (Troelsen, 1957; Berggren, 1960, 1962 и др.; Hansen, 1970) датских известняков стратотипа и подстилающего верхнемаастрихтского писчего мела не имеют общих элементов. По планктонным фораминиферам датские известняки стратотипа относятся к зоне Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides, причем вверху (главным образом, зона «D» Оедума) обособляется подзона Globorotalia compressa.

Стратиграфический гиатус между писчим мелом верхнего маастрихта и датскими известняками на о. Зеландия, по-видимому, охватывает верхи зоны Abathomphalus mayaroensis и зону Globigerina eugubina Г. Лютербахера и И. Премоли-Сильва (см. далее). Перерыв в кровле стратотипа датского яруса, несомненно, более значительный. Известняками зоны «С» завершается разрез датских отложений в районе Факсе и мыса Стевнс; здесь они перекрываются четвертичной мореной. Однако севернее, в северо-восточной части о. Зеландия, в районе Копенгагена и на о. Сальтгольм, развиты мшанковые и кокколитовые известняки (их мощность 30—50 *м*), содержащие *Crania tuberculata* Nilss., *C. posselti* Rosenkr., *Tylocidaris vexillifera* Schlüt., *Echinocorys sylcatus* Goldf., *Cyclaster gindrei* Seunes, *Ditrupa schlotheimi* Rosenkr. Эти известняки, составляющие зону «D» Оедума (зона Tylocidaris vexillifera), имея в основании прослой конгломератов, залегают на известняках зоны «С». В районе Копенгагена верхние горизонты известняков зоны «D» после отчетливо выраженного перерыва перекрываются палеоценовыми отложениями («зеленые пески Леллинге», «мергели Копенгагена», «зеландский ярус» А. Розенкранца); в основании палеогеновых отложений встречаются переотложенные датские крании и морские ежи. Палеоценовые отложения района Копенгагена сопоставляются то с монским ярусом (Ravn, 1925; Pożaryska, 1968; Макаренко, 1970), то с более высоким уровнем палеоцена — с тенетским ярусом (Harder, 1922; Berggren, 1969b).

Более высокие горизонты, чем в стратотипе (т. е. выше зоны «С»), отложений дания вскрыты буровыми скважинами в проливе Большой Бельт. На этом основании И. Банг (Bang, 1969) предполагает, что перерыв даний — зеландий в Дании не может быть значительным.

Сложившееся трехчленное деление датского яруса стратотипической местности s. l. (с присоединением разрезов Южной Швеции и севера о. Зеландия) представлено на табл. 1. Вместе с тем стратотип s. s. (Факсе, мыс Стевнс) соответствует лишь нижнему и среднему данию этой схемы.

Таблица 1

Схема подъярусного и зонального деления датского яруса Дании и Швеции

Подъярусы	Зоны Оедума	Зоны по *Tylocidaris*	Фораминиферовые зоны		Наиболее типичные обнажения
Верхний	D	T. vexillifera (T. herupensis)	Зона Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides	Подзона Globorotalia compressa	Известняки окрестностей Копенгагена, о. Сальтгольма (Дания), карьеров Лимхамн, Клагсхамн (Швеция)
Средний	C	T. brünnichi			Коралловые известняки Факсе, мыса Стевнс
Нижний	B	T. abilgaardi (T. rosenkrantzi)			Мшанковые известняки мыса Стевнс
		T. oedumi			
	A				«Церитиевые известняки» «Рыбные глины» мыса Стевнс

Примечание. В скобках — название зон для Южной Швеции.

Стратотип монского яруса. Ж. Девальк (Dewalque, 1868) отнес к «système montien» выделенные Ф. Корне и А. Бриаром в 1865 г. в шахтах Гоффэн и Коппе (г. Монс, провинция Эно, Южная Бельгия) «грубые известняки Монса» («calcaire grossier de Mons»). Сведения о стратотипе этого яруса можно почерпнуть в работах Р. Марлиера (Marlière, 1957, 1958, 1964), Ж. Гейнцелина и М. Глибера (Heinzelin, Glibert, 1957), Ж. Деру (Deroo, 1959, 1966), И. Гольдфриу и Р. Марлиера (Goldfriaux, Marlière, 1971), Т. Моркенса (Moorkens, 1972, 1974), Д. П. Найдина (1960, 1972).

По представлениям современных бельгийских авторов, собственно стратотипом монского яруса являются только грубые известняки Монса (см. рис. 1) — грубые желтоватые органогенные известняки, переполненные остатками *Corbis montensis* Cossm., *C. transversaria* Cossm., *Lucina montensis* Cossm., *L. cypliensis* Vinc., *Turritella montensis* Br. et Corn. и многими другими формами (недавно опубликованы результаты ревизии 228 видов гастропод и 90 видов пелеципод стратотипа монского яруса — Glibert, 1973; Glibert, Van de Poel, 1973). Мощность известняков — несколько десятков метров.

Ф. Корне и А. Бриар (1882—1885 гг.) и другие исследователи расширили объем système montien Девалька, подключив к ней снизу известняки Кюэм с остатками крупных церитий, постепенно переходящие вниз в туфы Сипли, в основании которых располагаются пудинги

Малоньи; сверху в монский ярус были включены континентальные глины с прослоями известняков, мергелей и лигнитов с пресноводными гастроподами и водорослями.

По фауне фораминифер, остракод, брахиопод и иглокожих слои, располагающиеся ниже известняков Кюэм и их эквивалентов и выше маастрихта, а именно — туфы Сипли и пудинги Малоньи (Бельгия), горизонты M_e, P_a и P_b Ж. Гофкера (Hofker, 1960, 1962, 1966a, b) и их эквиваленты (Голландия) относятся к данию. Однако единства взглядов

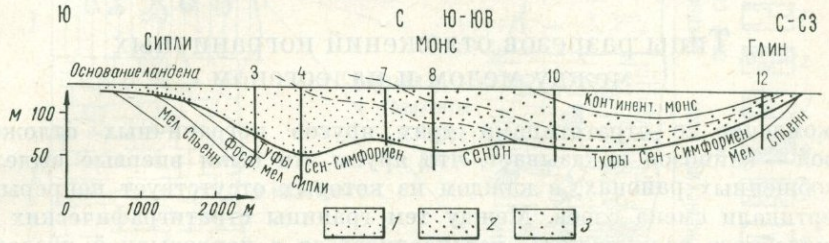


Рис. 2. Соотношение между датскими и монскими отложениями в стратотипической местности монского яруса (по Goldfriaux, Marlière, 1971)

1 — слои Сипли (туфы Сипли, слои с Cytherelloidea) — нижний и средний даний; *2* — слои Глин (слои с *Cytheretta*) — вероятно, средний даний; *3* — слои Обур (известняки стратотипа монского яруса, известняки с *Triginglymus*)

о соответствии этих слоев определенным стратиграфическим уровням датского яруса среди исследователей пока нет.

Горизонт M_e — глауконитовые известняки мощностью до 8 *м*, обнажающиеся в районе г. Маастрихта (Южный Лимбург), на основании находок в них игл *Tylocidaris* и створок краний были отнесены Э. Круитцером и М. Мейром (Kruytzer, Meijer, 1958; Meijer, 1959) к данию. Горизонт M_e и сопоставляемые с ним по остракодам туфы Сипли Бельгии параллелизуются Ж. Деру (Deroo, 1966) и Р. Марлиером (Marlière, 1964) с верхним данием Дании (см. рис. 1). Горизонты P_a (серые мергелистые известняки с глауконитом) и P_b (желтые грубые известняки) Голландии сопоставляются с более высокими частями туфов Сипли и, возможно, с нижней частью промежуточных слоев Бельгии. Г. В. Расмуссен (Rasmussen, 1964, 1965) горизонты M_e и P_a, а также туфы Сипли на основе находок в них *Tylocidaris brünnichi* Ravn, *Bourgueticrinus danicus* Niels. сопоставляет не с верхним, а со средним данием Дании. По М. Мейру (Meijer, 1969), планктонные фораминиферы туфов Сипли составляют ассоциацию, в основном характерную для среднего и верхнего дания.

Изучение разреза буровой скважины, пробуренной несколько лет назад в стратотипической местности монского яруса, позволило И. Гольдфриу и Р. Марлиеру (Goldfriaux, Marlière, 1971) установить, что датские и монские отложения (их общая мощность около 60 *м*) образуют в районе Монса единую толщу, в которой различаются следующие слои: а) слои Сипли (туфы Сипли, слои с *Cytherelloidea*) — нижний и средний даний; б) слои Глин (слои с *Cytheretta*) — вероятно, средний даний; в) слои Обур (известняки стратотипа монса и известняки с ассоциацией *Triginglymus*) (рис. 2). Таким образом, бельгийские авторы ныне несколько понижают (по сравнению с ранее высказывае-

мыми ими представлениями, отображенными на рис. 36) возраст отложений, лежащих ниже собственно стратотипа монса. По Т. Моркенсу (Moorkens, 1972, 1974), известняки стратотипа монса (т. е. грубые известняки Монса), содержащие раковины *Globigerina kozlowskii* Brotzen et Pożaryska (крупная конечная стадия линии *G. daubjergensis* Brönnimann), моложе стратотипа датского яруса (средний даний) и в основном соответствуют верхнему данию Дании (см. выше), а возможно, частично несколько моложе последнего.

Типы разрезов отложений пограничных между мелом и палеогеном

Ознакомление со стратотипами трех ярусов пограничных отложений мезозоя — кайнозоя показывает, что ярусы эти были впервые выделены в разобщенных районах, в каждом из которых отсутствует непрерывная по вертикали смена слоев. Между тем границы стратиграфических единиц подобного рода должны устанавливаться в непрерывной последовательности морских отложений.

Отложения, которые можно сопоставить с датским ярусом стратотипа, ныне известны на огромных пространствах суши от Гренландии (70—71° с. ш.) до южных областей Южной Америки и о. Южного Новой Зеландии (44—46° ю. ш.). Широко они распространены и в пределах акваторий океанов.

Если рассмотреть имеющиеся сведения о строении пограничных отложений мезозой — кайнозой с точки зрения их непрерывности, то окажется возможным выделить несколько типов разрезов.

К первому типу относятся разрезы существенно карбонатных пород, в которых прослеживается перерыв в основании слоев с несомненно датской фауной. Можно выделить несколько разновидностей разрезов этого типа.

Широким распространением пользуются разрезы, по своему строению близкие к разрезам стратотипической местности датского яруса. Это разрезы р. Вислы, Горного Крыма, юго-востока Русской платформы, в которых подстилающие маастрихтские отложения представлены различными карбонатными разностями — писчим мелом, известняками, мергелями. Органические остатки — фораминиферы, морские ежи, аммониты, белемниты, различные другие моллюски — в этих отложениях обычны и позволяют в каждом конкретном обнажении определить стратиграфический уровень маастрихта. В Крыму и в Польше — это верхний маастрихт с *Belemnella kazimiroviensis* Skolozdr. (=*B. arkhangelskii* Naid.), *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), *Hoploscaphites* ex gr. *constrictus* (Sow.). В обнажении близ Насилова на р. Висле в самых верхних горизонтах маастрихта, охарактеризованных упомянутыми скафитами и белемнитами, был найден *Sphenodiscus binckhorsti* Boehm (Pozaryska, 1953). На юго-востоке Русской платформы датские отложения подстилаются различными горизонтами маастрихта: от нижнего маастрихта с *Belemnella lanceolata* (Schloth.) до верхнего маастрихта с *B. arkhangelskii* Naid.

В кровле маастрихта всегда развиты образования типа «твердого дна» (рис. 3). Иногда в самой толще маастрихта, ниже контакта маастрихт—даний, прослеживаются фосфоритовые горизонты. В верхнемаастрихт-

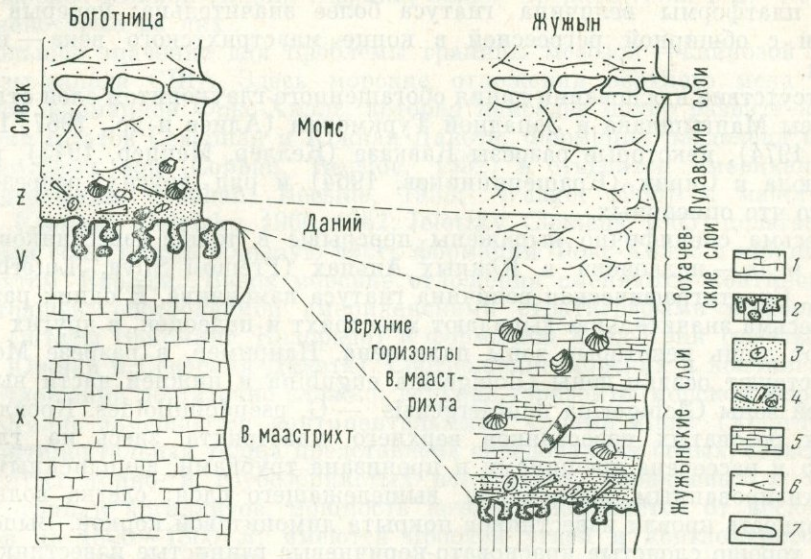


Рис. 3. Разрезы пограничных между верхним мелом и палеоценом отложений Боготницы и Жужына в бассейне р. Вислы (по Pożaryska, 1965)

1 —«опока»; *2* —«твердое дно» («hard ground») в кровле верхнего маастрихта; *3* — глауконитовые пески с фосфоритовыми желваками; *4* — верхнемеловые ископаемые; *5* —«опока» с прослоями мергелей; *6* — известковистые гёзы; *7* — серые известняки

x, y, z — слои стратиграфической схемы В. Пожарискоro (Pożaryski, 1938): x, y —верхнемеловые слои, z — горизонт с переотложенными верхнемаастрихтскими ископаемыми

ских карбонатных отложениях вверх часто отмечается заметное возрастание содержания обломочного материала, а также появление массовых скоплений раковин устриц и некоторых других двустворок.

На неровной поверхности «твердого дна» располагаются глауконитовые, сильно известковистые песчаники или пески (их мощность — несколько десятков сантиметров) обычно с фосфатизированными ядрами моллюсков; эти базальные отложения дания вверх быстро сменяются органогенными известняками (Крым) или известковистыми гезами (Польша). В глауконитовых песках и песчаниках вместе с датской фауной содержатся органические остатки, переотложенные из маастрихта: в крымских разрезах — ростры белемнитов, в разрезах Польши — кроме ростров белемнитов нередки раковины брахиопод и двустворчатых моллюсков. Базальные горизонты подобного типа заслуживают специального изучения. Дело в том, что исключительно хорошая сохранность заключенных в подобном горизонте на Висле маастрихтских форм заставляет задуматься над условиями, в которых они могли быть переотложены. Возможно, здесь имели место явления конденсации.

Возникновение описанных перерывов в Горном Крыму и на р. Висле обычно связывают с подводным размывом (Муратов, 1960). При этом предполагается, что интервал выпадающих из разреза слоев невелик. В каждом конкретном регионе этот интервал различен. Например, в юго-западной части Горного Крыма перерыв охватывает самые верхние горизонты маастрихта и нижние горизонты датского яруса. На юго-востоке Рус-

ской платформы величина гиатуса более значительна: перерыв здесь связан с обширной регрессией в конце маастрихтского века — начале дания.

Отсутствие в основании дания обогащенного глауконитом слоя отличает разрезы Мангышлака и Западной Туркмении (Алиев и др., 1967; Пантелеев, 1974), некоторые разрезы Кавказа (Келлер, Меннер, 1945), разрез Маалюла в Сирии (Крашенинников, 1964) и ряд других разрезов от только что описанных.

Весьма специфично выражены перерывы в толще известняков верхнего мела — палеоцена в Южных Альпах (Premoli Silva, Luterbacher, 1966). Стратиграфическая величина гиатуса изменчива. В одних разрезах она весьма значительна: выпадают маастрихт и палеоцен, в других отсутствуют лишь некоторые зоны палеоцена. Например, в разрезе Молвено отсутствуют осадки зоны Globigerina eugubina и нижней части вышележащей зоны Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides. Кровля слоистых розоватых известняков верхнего маастрихта здесь на глубину 1—1,5 *м* рассечена трещинами и пронизана трубками, заполненными лимонитизированным материалом вышележащего слоя; слегка волнистая поверхность кровли известняков покрыта лимонитовой коркой. Выше следуют хорошо слоистые красновато-коричневые глинистые известняки датской зоны Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides. В основании известняков — переотложенные верхнемеловые фораминиферы, а в трещинах и трубках кровли маастрихтских известняков содержатся многочисленные датские фораминиферы. Возникновение подобного своеобразного «твердого дна» И. Премоли-Сильва и Г. Лютербахер связывают с одновременно происходившей вулканической деятельностью, а стратиграфические гиатусы, по их мнению, возникли в результате подводной эрозии или отсутствия осадконакопления.

Второй тип разрезов отложений переходных между мелом и палеогеном — это разрезы преимущественно морских терригенных осадков, в толще которых имеются перерывы. Подобные разрезы известны в Тихоокеанской области (как в Азии, так и в Северной Америке), в Гренландии. Так, на западном побережье Гренландии (п-ов Нугсуак и север о. Диско, между 70 и 71° с. ш.) маастрихтские темно-серые битуминозные сланцы с конкрециями перекрываются отложениями формации Кангиллия (Rosenkrantz, 1970; Hansen, 1970). В основании формации — конгломераты (мощность их до 50 *м*), заключающие переотложенные маастрихтские конкреции и обломки древесины; выше — толща черных сланцев (до 500 *м*), вверху с силлами и остатками раннедатских гастропод, двустворок, наутилоидей, иглокожих (в частности, обнаружены иглы морских ежей, близкие к *Tylocidaris oedumi*). Еще выше после перерыва следуют песчаники формации Агатдаль (несколько десятков метров), по остаткам гастропод и иглокожих (*Tylocidaris vexillifera*) сопоставляемые А. Розенкранцем с нижней частью верхнего дания Дании. По Г. Хансену, формация Агатдаль охарактеризована позднедатским комплексом планктонных фораминифер (57 видов): *Globigerina daubjergensis*. Brönn., *G. triloculinoides* Plum., *G. pseudobulloides* Plum., *Globorotalia compressa* (Plum.) и др.

К третьему типу относятся разрезы, более или менее значительные отрезки которых выражены неморскими фациями. Сюда должны быть отнесены многие разрезы США и Канады. Юж-

ной Европы, Южной Индии, Африки, нашей Средней Азии и др. Рассмотрим некоторые из них.

Большое значение для проблемы границы мезозой — кайнозой имеют разрезы запада США. Здесь морские отложения верхнего мела завершаются формацией Фокс-Хиллс, которая наиболее полно развита на территории штатов Северная и Южная Дакота. Формация разделена на ряд аммонитовых зон (Cobban, Reeside, 1952) и относится американскими стратиграфами (Cobban, Reeside, 1952; Waage, 1968) к маастрихту. Ю. А. Елецкий (Jeletzky, 1960, 1962; Jeletzky, Clemens, 1965) полагает возможным сопоставить бóльшую часть формации Фокс-Хиллс с нижним маастрихтом Европы. Вверх морские отложения сменяются континентальной толщей, обособляемой американскими стратиграфами в формацию Ланс (штаты Вайоминг, Колорадо) и формацию Хелл-Крик (штаты Монтана, Южная и Северная Дакота). Соотношение морских и континентальных отложений достаточно сложно: верхние горизонты морской формации Фокс-Хиллс замещаются континентальными слоями Ланс (Хелл-Крик).

Континентальная толща представлена чередованием белых, серых, темно-желтых, тонко- и грубозернистых песчаников, коричневых и темно-серых глин и аргиллитов, мощность которых изменяется от нескольких метров до 1500—1800 *м*; имеются прослои углей и конгломератов. По В. Киферу (Keefer, 1965), толща накапливалась преимущественно в широких речных долинах и в болотах; некоторые глинистые прослои верхней части формации Ланс, по-видимому, накапливались в больших озерах.

Именно к отложениям формации Ланс и Хелл-Крик приурочены известные местонахождения костей динозавров (Clemens, 1960). В отложениях этих формаций содержатся растительные остатки, остатки пресноводных моллюсков, а в последнее время в них, кроме того, обнаружены кости млекопитающих (и в том числе примитивных плацентарных (Jeletzky, Clemens, 1965; Sloan, Van Valen, 1965).

Отложения с остатками динозавров В. Коббан и Д. Ризайд выделяют в зону, или слои с *Triceratops*. Отнесение этих отложений к маастрихту ныне является доказанным.

Отложения палеоцена залегают на отложениях упомянутых формаций с эрозионным и даже легким угловым несогласием; не исключено, что в закрытых разрезах граница мел — палеоген проходит в непрерывной толще континентальных отложений (Keefer, 1965). По-видимому, наиболее типично граница мел — палеоген представлена в обнажениях Северной Дакоты. Здесь континентальная формация Хелл-Крик перекрывается отложениями формации Каннонболл, заключающими остатки млекопитающих, морских пелеципод и гастропод, редкие раковины нижнепалеоценовых планктонных фораминифер. Д. Фокс и Р. Олссон (Fox, Olsson, 1969) на основе микропалеонтологических данных относят формацию Каннонболл к данию. По этим данным, самые нижние слои датского яруса, соответствующие зоне Globigerina eugubina, здесь отсутствуют, а к контакту формаций Хелл-Крик и Каннонболл (т. е. к границе мел — палеоген) приурочен прослой лигнитов (рис. 4).

Принципиально подобная же картина смены меловых отложений палеогеновыми наблюдается в совсем другом регионе Мира — на Индостанском полуострове.

На юге Индии (южная часть штата Тамилнад (Мадрас) в районе Тричинополи) уже давно известны датские отложения.

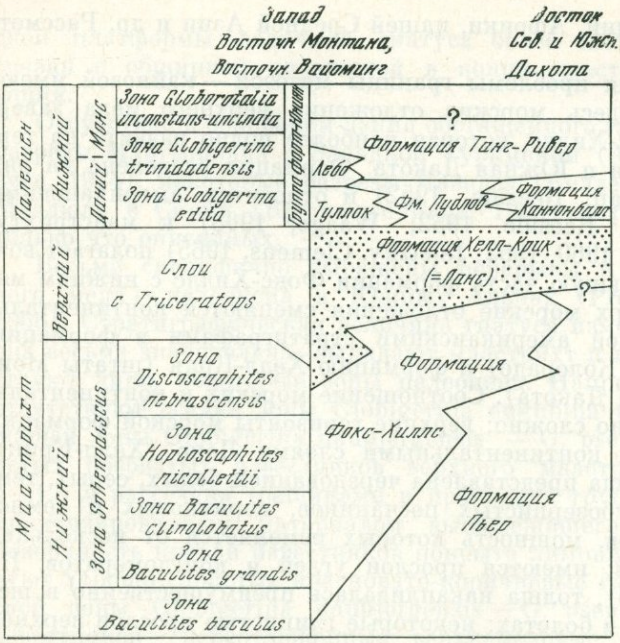


Рис. 4. Соотношение и возраст формаций пограничных между верхним мелом и палеоценом в штатах Монтана, Вайоминг, Северная и Южная Дакота

Верхний мел — по J. A. Jeletzky (1960, 1962), палеоцен — по S. Fox, R. Olsson (1969)

Еще Г. Левейл (Leveille, 1889) обособил верхние слои группы Ариялур Г. Бленфорда (Blanford, 1862) в отдельный ярус Ниниюр и сопоставил его на основе находок *Hercoglossa danica* (Schloth.) с датским ярусом Европы. Эта точка зрения затем была поддержана Ф. Коссматом (Kossmat, 1895).

Схема деления верхней части верхнемеловых отложений района Тричинополи выглядит следующим образом (Mamgain et al., 1968; Sastry et al., 1968):

Группа	Биостратиграфическая зона	Стратиграфический эквивалент
Ниниюр	Отложения с *Hercoglossa danica*	Даний
Ариялур	Песчаники Калламеду с остатками динозавров	
	Зона Pachydiscus otacodensis	Нижний — средний маастрихт
	Зона Hauericeras rembda	Нижний маастрихт
	Зона Karapedites karapadense	Кампан

Для зоны P. otacodensis характерны *P. otacodensis* (Stol.), *Desmophyllites diphylloides* (Forbes), *Eubaculites otacodensis* (Stol.); для зоны H. rembda — *H. rembda* (Forbes), *Pseudophyllites indra* (Forbes). Во всех зонах встречаются *Glyptoxoceras indicum* (Forbes), *G. rugatum* (Forbes), *Eubaculites vagina* (Forbes). Планктонные фораминиферы (преимущественно глоботрунканы) распространены в нижних зонах и к основанию зоны

P. otacodensis они исчезают. Для зоны H. rembda характерна ассоциация *Globotruncana gansseri* Bolli, *Gl. contusa* (Cushman), *Gl. stuarti stuartiformis* Dalbiez.

Песчаники Калламеду, заключающие остатки динозавров, континентального генезиса и относятся индийскими коллегами к маастрихту.

Отложения группы Ниниюр, помимо *H. danica*, содержат *Venericardia jaqinoti* d'Orb.— очень близкую, если не идентичную *V. beaumonti* d'Arch. (Chiplonkar, 1968), многочисленные *Fusus*, *Ovulum*, *Natica*, *Lucina* и др., редкие и плохой сохранности *Globorotalia* (Mamgain et al., 1968).

Современные индийские авторы, как и многие предшествующие исследователи, сопоставляют отложения группы Ниниюр со слоями с *Venericardia beaumonti* Белуджистана и Синда (см. далее) и относят оба эти подразделения к данию.

Контакт отложений групп Ариялур и Ниниюр очень резкий: белые и кремовые известняки и мергели группы Ниниюр лежат на континентальных слоях Калламеду, представленных то темно-желтыми или оливково-зелеными глинами, то грубыми пятнистоокрашенными песчаниками. Подобные соотношения с несомненностью свидетельствуют о наличии перерыва между отложениями двух групп. В. Мамгаин и его коллеги (Mamgain et al., 1968) склонны принять точку зрения Л. Рама Рао (Rama Rao, 1950), согласно которой осадки группы Ниниюр накопились во время послемаастрихтской трансгрессии.

Общим для разрезов запада США и Южной Индии является завершение верхнего мела континентальными отложениями (регрессия), перекрывающимися морскими осадками дания (трансгрессия).

По такой же схеме осуществляется смена маастрихтских слоев датскими в Северной Испании, как это недавно установил Ж.-К. Плажи (Plaziat, 1970 a, b). В разрезе Алава (Баскония) на песчаниках с орбитоидами нижнего маастрихта залегают озерные известняки р о н ь я к а (верхний маастрихт), перекрывающиеся морскими известняками дания.

В ряде регионов континентальная составляющая в пограничной толще мел — палеоген играет более значительную роль, по сравнению с только что рассмотренными разрезами. Так, в Юго-Восточной Франции (Прованс) континентальными фациями сложены кампанский и маастрихтский ярусы, а также нижний палеоцен. Р о н ь я к (который ранее сопоставлялся с данием — Fabre-Taxy, 1959) и б е г у д и й, заключающие остатки динозавров и один и тот же комплекс пресноводных моллюсков, относятся ныне к маастрихту (Médus, 1972; Plaziat, 1970a).

Особую разновидность разрезов третьего типа составляют разрезы Средней Азии (Таджикская депрессия, Фергана, Кызылкумы). Так, в Таджикской депрессии выделенная К. В. Бабковым и Г. П. Крейденковым (1961) акджарская свита, представленная чередованием пластов гипсов и карбонатных пород, заключающих остатки типично монских моллюсков (Gorbis *transversaria* Cossm., *C. montensis* Cossm., *Lucina montensis* Cossm. и др.), вниз без перерыва сменяется маастрихтскими известняками и мергелями с орбитоидами, бакулитами, скафитами, рудистами (Крейденков, 1963; Крейденков, Фроленкова, 1968; Джалилов, 1971). В Восточных Кызылкумах граница мел — палеоген проходит внутри толщи ангидритов, гипсов, доломитов, залегающей согласно на органогенных известняках и карбонатных песчаниках маастрихта и согласно же перекрывающейся известняками с бухарскими моллюсками (Быкадоров и др., 1967).

Четвертый тип образуют непрерывные разрезы, т. е. разрезы, в которых заведомо маастрихтские отложения сменяются несомненно датскими слоями. Подобные разрезы установлены в ряде регионов.

Так, на Копетдаге переход маастрихт — даний приурочен обычно к карбонатным толщам, причем в одних разрезах он постепенный, а в других отмечается перерыв в седиментации (Атабекян, Лихачева, 1961). По В. Г. Морозовой и ее соавторам (1967), в этом регионе маастрихтские отложения сменяются датскими без видимых следов перерыва, но по четкой литологической границе.

Непрерывная последовательность слоев верхнего маастрихта и нижнего палеоцена хорошо изучена как в разрезах буровых скважин, так и в естественных обнажениях Крымско-Кавказской области. Именно на основе изучения непрерывных разрезов этого региона палеоген был расчленен на ряд фораминиферовых зон, которые затем были прослежены и в других регионах мира (Субботина, 1953; Морозова, 1959, 1960, 1961; Шуцкая, 1962, 1970; и многие другие работы перечисленных авторов; Алимарина, 1963).

Большое значение, в частности, имеют работы В. Г. Морозовой (1959, 1960, 1961), которая установила в наиболее полных разрезах Степного Крыма и Северного Кавказа самую нижнюю зону дания, охарактеризованную многочисленными мелкими гладкостенными глобигеринами,— зону Globigerina taurica с *G.* (*Eoglobigerina*) *taurica* Moroz., *G.* (*E.*) *eobulloides* Moroz. и др.

Несомненно непрерывные разрезы пограничной толщи мезозой — кайнозой известны в ряде районов Средиземноморья: в Альпах, Апеннинах, Карпатах, в Северной Африке и на Ближнем Востоке.

Так, например, в Центральных Апеннинах граница мезозой — кайнозой приурочена к пелагической карбонатной толще, обособляемой в так называемую формацию Скаглиа. В большинстве разрезов, по данным Г. Лютербахера и И. Премоли-Сильва (Luterbacher, Premoli Silva, 1964), переход постепенный и лишь в некоторых случаях отмечается перерыв. В наиболее полных разрезах верхний маастрихт с ругоглобигеринами, глоботрунканами, гетерохелицидами сменяется отложениями, заключающими ассоциацию мелких (диаметром менее 0,1 *мм*) примитивных глобигеринид, в основном принадлежащих новым видам: *Globigerina eugubina*, *G. anconitana*, *G. minutula*, *G. sabina*, *G. umbrica*, а также *G. fringa Subb*. Маломощный слой с указанной ассоциацией фораминифер Лютербахер и Премоли-Сильва относят к зоне Globigerina eugubina (рис. 5). Выше, по их данным, следует зона Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides.

В Северной Африке и на Ближнем Востоке непрерывные разрезы описывались неоднократно (Крашенинников, 1965; El-Dawoody, Barakat, 1973; и работы ряда других авторов). Так, например, в восточных отрогах Атласа (Северный Тунис), наряду с разрезами, в которых к рубежу мел — палеоген приурочен перерыв, известны также и непрерывные разрезы (Salaj, 1974; Salaj et al., 1973). В районе Гедил, по Й. Салаю и его соавторам (Salaj et al., 1974), в непрерывной толще формации Эль-Хариа (мергели с редкими прослоями известняков) выше верхней подзоны Abathomphalus mayaroensis зоны Racemiguembelina varians верхнего маастрихта выделяется нижний даний: внизу — зона Globigerina taurica (инфраданий, мощность всего 20—30 *см*!), вверху — зона Globigerina pseudobulloides (2—

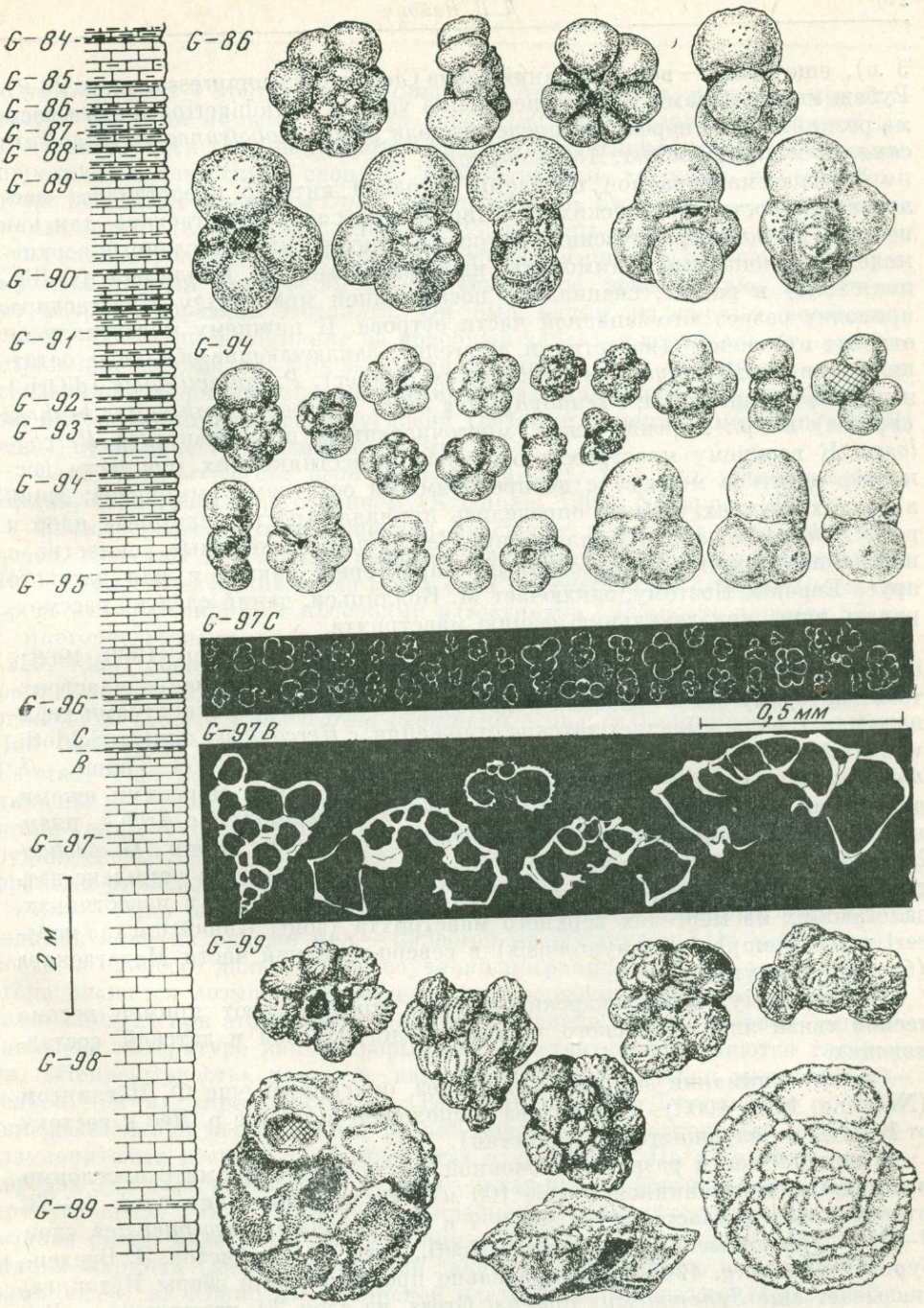


Рис. 5. Смена маастрихтских планктонных фораминифер датскими в непрерывной последовательности известняков Скаглиа; разрез Голла дель Боттачионе в Центральных Апеннинах (по Luterbacher, Premoli Silva, 1964)

G—97C — основание дания с примитивными мелкими глобигеринами (зона Globigerina eugubina); ниже — самые верхние горизонты маастрихта с последними глоботрункanами, ругоглобигеринами и гетерохелицидами; выше — зона Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides

3 *м*), еще выше — верхний даний (зона Cloborotalia compressa, около 20 *м*). Рубеж между зонами Racemiguembelina varians и Globigerina taurica весьма резкий: его не переходят представители родов *Globotruncana, Rugotruncana, Racemiguembelina, Abathomphalus.*

Для рассматриваемой проблемы большой интерес представляет последовательность мезозойских и кайнозойских слоев Мадагаскара, так как из этого региона французскими авторами описаны многочисленные верхнемеловые ископаемые — аммониты, иноцерамы и др. М. Коллиньон (Collignon, 1954) в работе, специально посвященной маастрихту Мадагаскара, приводит разрез юго-западной части острова. К нижнему маастрихту он относит отложения (известняки, мергели), заключающие обильные остатки аммонитов: *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), *P. gollevillensis* (d'Orb.) и другие пахидискусы, *Pseudophyllites indra* (Forbes), *Brahmaites brahma* (Forbes) и др.; морских ежей, многочисленных представителей *Hercoglossa.* К верхнему маастрихту относятся известняки (их мощность несколько десятков метров) с неопределимыми остатками аммонитов; лишь в редких случаях удалось определить принадлежность некоторых ядер к роду *Sphenodiscus.* По Коллиньону, *Hercoglossa,* находимые совместно с нижнемаастрихтскими аммонитами, характерны также и для датского яруса Европы. Поэтому, заключает М. Коллиньон, даний следует рассматривать лишь как локальную фацию маастрихта.

В последующих своих работах М. Коллиньон (Collignon, 1960, 1968), оговариваясь, что даний на Мадагаскаре очень тесно связан с маастрихтом, к которому его и относили ранее, выше слоев со сфенодискусами верхнего маастрихта выделяет датские отложения с *Hercoglossa danica* Schloth. var. *indica* Spengler, *H.* cf. *rota* Blnf., *H. harrisi* Mill. et Thoms., *H. madagascariensis* Coll., *Eutrephoceras desertorum* Zittel, морскими ежами, двустворками (в их числе близкие к *Venericardia beaumonti* d'Arch.), планктонными фораминиферами: *Globigerina daubjergensis* Brönn., *G. pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum. и др. Подобный же комплекс датских фораминифер, по М. Лису (Lys, 1960), содержится в известняках, залегающих на мергелях верхнего маастрихта (зоны Globotruncana gansseri и Abathomphalus mayaroensis) в северо-западной части Мадагаскара (бассейн Мажунга).

По-видимому, мадагаскарские разрезы представляют пример весьма тесной связи литологического состава маастрихтской и датской составляющих.

Особого внимания заслуживает разрез, описанный еще Ф. Нётлингом (Noetling, 1897, 1903). Этот разрез расположен в долине р. Дес к востоку от Кветты в Белуджистане (Пакистан).

В нижней части разреза, сложенной в основном глинами с прослоями известняков и песчаников (более 100 *м*), Нётлинг выделяет слои 1—23, относимые им к маастрихту. Слои 8, 7 и 12 заключают *Hemipneustes*, слои 9—11 — *Sphenodiscus acutodorsatus* Noetl., слой 19 — рудистов. Э. Вреденбург (Vredenburg, 1908), дополнительно просмотревший сборы Нётлинга, указывает еще *Sphenodiscus ubaghsi* Gross. из слоя 20, пахидискусы, *Bostrychoceras polyplocum* (Roem.) из слоя 4. По Вреденбургу, к маастрихту следует относить лишь отложения выше слоя 7.

Наибольший интерес представляет слой 23— глины и коричневые известняки (5 *м*), заключающие многочисленные остатки *Indoceras baluchistanensis* Noetl. Выше следует слой 24 — известковистые песчаники (6 *м*)

с устрицами и *Venericardia beaumonti* d'Arch., вверх согласно сменяющиеся черными немыми глинами (около 30 *м*), составляющими слой 25. В верхней части глин появляются прослои известняков, и они постепенно переходят в известняки слоя 26, переполненные мелкими нуммулитами и заключающие раковины *Ovula expansa* d'Arch. Еще выше — известняки с нуммулитами (слои 27, 28). Слои 26—28 должны быть отнесены к эоцену.

Таким образом, в непрерывном разрезе аммониты отделены от нуммулитов толщей всего в 30—40 *м*. Внезапное исчезновение аммонитов из разреза поразило Нётлинга. Он был одним из первых исследователей, обратившим внимание на подобный характер вертикального распространения аммонитов. Ему же принадлежит и одна из первых попыток связать внезапное исчезновение аммонитов с какими-то катастрофическими изменениями физических условий (резкими изменениями температуры воды, вулканическими извержениями).

Слои с *Venericardia beaumonti* (слой 24), как это установилось в Индии, сопоставляются с данием (Krishnan, 1960; Nagappa, 1960).

Полные разрезы, охватывающие маастрихт и нижние горизонты кайнозоя, известны и в других районах Пакистана (Сулеймановы горы, хр. Паб, Синд). Прослеживаемые в них слои с *Venericardia beaumonti* обычно представлены глинами с прослоями известняков (мощность порядка 80 *м*) с многочисленными наутилидами и устрицами. И. Нагаппа (Nagappa, 1959, 1960) обнаружил в них датский комплекс планктонных фораминифер: *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum. и др. Соотношение слоев с *Venericardia beaumonti* с подстилающими песчаниками Паб (маастрихт) и перекрывающими отложениями серии (формации) Раникот еще недостаточно ясно. В частности, вероятно, не все разрезы лишены перерывов. Так, например, И. Нагаппа (Nagappa, 1960) в основании глин с *Venericardia beaumonti* на правом берегу Инда (Синд) обнаружил следы небольшого перерыва, фиксируемого изменением в составе фракции тяжелых минералов и концентрацией органических остатков.

Выше были приведены лишь примеры разрезов, в которых перерыв в седиментации на рубеже мел — палеоген не обнаружен. По всей вероятности, в процессе дальнейшего изучения пограничных толщ мела — палеогена окажется возможным выделить непрерывные разрезы различного типа. Следует при этом иметь в виду, что далеко не все разрезы, описываемые в литературе как непрерывные, действительно являются таковыми. «Непрерывность» разрезов, как правило, значительно менее доказательна, чем их «прерывистость». Так, например, в Тургайском прогибе описывается как непрерывный разрез маастрихт-палеоценовых кварцево-глауконитовых песчаников (Айзенштат и др., 1971). Но в подобного типа породах (да еще в разрезах буровых скважин) перерывы часто просто пропускаются. Также сомнительна предполагаемая литологически непрерывная смена маастрихтской формации Грамам палеоценовой формацией Мария-Фаринха (кстати, формации заключают различные комплексы фораминифер) на Южно-Американской платформе (Mabesoone et al., 1968).

Совершенно особые случаи представляют разрезы, в которых седиментационный перерыв между маастрихтом и данием не устанавливается, однако фиксируется либо наличие горизонта, содержащего смесь маастрихтских и датских комплексов фораминифер, либо выпадение нескольких фораминиферовых зон. Примером первого случая, вероятно, могут служить разрезы, описанные в Ливии (Lehmann, 1964). В этих разрезах

прослеживается небольшой слой, заключающий маастрихтские глоботрунканы и *Globigerina daubjergensis*. По Г. Ханзену (Hansen, 1970), здесь имело место переотложение маастрихтских форм в датских осадках. А переотложение свидетельствует о нарушении процесса седиментации.

Примером второго случая является разрез карбонатных пород типа Скаглиа, расположенный близ Аламедильи (Гранада, Испания) (Linares, Martinez, 1971). Розовые мергели зоны Abathomphalus mayaroensis с *A. mayaroensis* (Bolli), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), многочисленными глоботрунканами, ругоглобигеринами, псевдогюмбелинами и другими маастрихтскими видами резко сменяются без каких-либо следов перерыва такими же мергелями, но с совершенно иным комплексом форaминифер: *Globigerina daubjergensis* Brönn., *Globorotalia compressa* (Plum.), *Gl. trinidadensis* Bolli и др. Мергели (их мощность всего 136 *см*), заключающие указанный комплекс, Д. Линарес и Г. Мартинец относят к верхнедатской зоне Globigerina daubjergensis — Globorotalia compressa. Возможны различные объяснения этого явления. Не исключено, в частности, что седиментационный перерыв просто не распознан.

К пятому типу мы относим разрезы толщ осадков пограничных между мезозоем и кайнозоем, распространенных в пределах акваторий современных океанов.

Казалось бы, именно в океанах следует искать наиболее полные и непрерывные разрезы. Однако, как показали результаты бурения, это не так.

Граница мел — палеоген вскрыта буровыми скважинами «Гломар Челленджера» в ряде районов Мирового океана. В Тихом океане эта граница прослежена в западной части океана: на поднятии Шатского (Крашенинников, 1971; Blow, 1971; Bukry et al., 1971; Douglas, 1971; Krasheninnikov, 1971), на Каролинской абиссальной равнине (Foreman et al., 1973; Krasheninnikov, Hoskins, 1973), в Тасмановом море (Edwards, 1973 *а*, *б*, Webb, 1973). В Атлантике отложения верхнего мела, перекрываемые палеогеном, обнаружены в ряде районов как в северной, так и в южной части океана, а также в Карибском море (Premoli Silva, Bolli, 1973).

Наконец, контакт маастрихтских и датских отложений зафиксирован и в Индийском океане (McGowran, 1974);

В северной части Тасманова моря, на поднятии Лорд-Хау (глубины порядка 1,5 *км*), в 576 *м* ниже поверхности дна вскрыт контакт мел — палеоген (Edwards, 1973 а, б; Webb, 1973). Ниже контакта — светло-серый мел с кремнями, с *Abathomphalus mayaroensis* и другими позднемаастрихтскими формами; в кровле мел окремнелый. Непосредственно выше контакта, обладающего всеми признаками скрытого несогласия (paraconformity),— базальный прослой дания мощностью несколько десятков сантиметров, представленный светло-серыми до почти черных, интенсивно биотурбированными силицитами. Еще выше — серые окремнелые мергели нижнего дания. В Карибском море, южнее Кубы, на глубинах от 2 до 4 *км* контакт верхнемеловых и палеогеновых отложений вскрыт четырьмя скважинами (Premoli Silva, Bolli, 1973).

В скважине № 151 осадки зоны Globorotalia trinidadensis [1] располагаются на сантонских отложениях, в кровле которых прослеживаются образования типа «твердого дна». В скважине № 153 осадки зоны Globigerina eugubina перекрывают осадки зоны Globotruncana gansseri.

[1] И. Премоли-Сильва и Г. Болли придерживаются следующей схемы зонального расчленения пограничных отложений мел — палеоген:

Собственно пограничные отложения мел — палеоген вскрыты двумя другими скважинами.

В скважине № 146 планктонные фораминиферы верхней зоны маастрихта и двух нижних зон нижнего палеоцена обнаружены в коричневато-серых глинистых мергелях мощностью всего лишь 8 *см* (!); весьма вероятно, что мергели переотложены. Наконец, в скважине № 152 зафиксирован резкий контакт мела зоны Globigerina eugubina и мергелей зоны Abathomphalus mayaroensis; мергели биотурбационно переработаны и не исключено их переотложение.

В Индийском океане, к западу от Суматры, на северном окончании Восточно-Индийского хребта (глубины порядка 2250—3000 *м*) в двух скважинах обнаружены осадки верхнемаастрихтской зоны Abathomphalus mayaroensis перекрываемые осадками с датскими фораминиферами и наннопланктоном. В одной скважине (№ 216) зона A. mayaroensis перекрывается слоями с *Globorotalia compressa,* причем величина гиатуса оценивается в 2—3 млн. лет, а в другой (№ 217) мел зоны A. mayaroensis сменяется без каких-либо признаков перерыва мелом, заключающим комплекс датских фораминифер (*G. daubjergensis, G. pseudobulloides, G. eobulloides* и др.) и раковины позднемаастрихтских глоботрункан, хедбергелл, ругоглобигерин, которые переотложены (McGowran, 1974).

Не исключая возможность некоторой деформации керна в процессе бурения, И. Премоли-Сильва и Г. Болли подчеркивают, что нарушения, приуроченные к контакту мел — палеоген, в основном первичны. По их мнению, не только в Карибском море, но и всюду в Мировом океане к контакту мел — палеоген приурочены нарушения осадков, что делает этот контакт в океанах более резким, чем на суше.

Имеющиеся материалы океанского бурения действительно свидетельствуют о том, что в переходной толще мел — палеоген всегда имеются нарушения. Однако, по-видимому, иногда они приурочены не строго к подошве зоны Globigerina eugubina. Так, например, к скважине № 199 (Каролинская абиссальная равнина, глубины свыше 6 *км*) известняки зоны A. mayaroensis с хедбергеллами, ругоглобигеринами, гетерохеликсами, псевдогюмбелинами согласно перекрываются литологически такими же известняками с обильными мелкими глобигеринами, характерными для зоны G. eugubina, вместе с которыми встречаются *A. mayaroensis,* ругоглобигерины, гетерохеликсы, причем неясно, находятся ли эти последние формы в первичном залегании или же они переотложены (Krasheninnikov, Hoskins, 1973).

Приведенный обзор типов разрезов отложений, переходных от мела к палеогену, не претендует на полноту. Тем не менее сообщенные в настоящем разделе сведения позволяют наметить некоторые общие закономерности смены верхнемеловых толщ палеогеновыми.

Во-первых, разрезы с перерывом в морской седиментации (разрезы первого, второго и третьего типов) распространены на современных континентах значительно шире разрезов непрерывных. Как это ни парадок-

Нижний палеоген: Зона Globorotalia trinidadensis
Зона Globorotalia pseudobulloides
Зона Globigerina eugubina

Верхний маастрихт: Зона Abathomphalus mayaroensis
Зона Globotruncana gansseri

сально, в океанах, очевидно, также преобладают прерывистые разрезы. В целом подтверждается точка зрения З. Рейсса (Reiss, 1955*a*), согласно которой к основанию дания приурочен глобального значения перерыв, а непрерывная последовательность мел-палеогеновых пород прослеживается лишь в немногих районах.

Во-вторых, разрезы с перерывами очень характерны для докембрийских платформ и областей палеозойской складчатости.

Все опубликованные сведения о непрерывной последовательности меловых и палеогеновых пород на платформах и палеозоидах требуют проверки — они не достоверны. Несомненно непрерывные разрезы в пределах древних платформ и палеозоид известны лишь на их окраинах (например, на окраинах Африкано-Аравийской платформы в Северной Африке и на Мадагаскаре, в Степном Крыму на глубоко погруженных палеозоидах Скифской плиты и т. д.).

В-третьих, в областях альпийской складчатости распространены как непрерывные, так и прерывистые разрезы, что отмечено для Копетдага (Атабекян, Лихачева, 1961), Карпат (Meszáros, Marincas, 1968), Апеннин (Luterbacher, Premoli Silva, 1964; Premoli Silva, Luterbacher, 1966; Dal Prá, Medizza, 1967) и других регионов. Причем и здесь несомненно преобладают разрезы с гиатусами. Но в этих областях на рубеже мезозоя и кайнозоя, очевидно, были более широко распространены открытоморские (Морозова и др., 1967), или пелагические (Luterbacher, Premoli Silva, 1964), условия седиментации, по сравнению с лагунно-морскими (Морозова и др., 1967), или эпиконтинентальными (Luterbacher, Premoli Silva, 1964), условиями, преобладавшими на более стабильных платформах и палеозоидах.

В-четвертых, величина стратиграфического гиатуса в последовательности морских слоев (разрезы первого и второго типов) несколько меняется от места к месту. М. Брамлетт (Bramlette, 1958; Bramlette, Martini, 1964) полагал, что перерыв между маастрихтом и данием в стратотипе датского яруса и во многих других регионах не мог быть большим, так как нигде не были обнаружены синхронные этому перерыву, палеонтологически охарактеризованные слои существенной мощности. Действительно, величину перерыва можно определить только биостратиграфически: чем детальнее зональное членение, тем с бóльшей точностью оценивается величина стратиграфического гиатуса. Наиболее детально в настоящее время разработано зональное деление отложений, переходных между мелом и палеогеном по планктонным формам (см. далее). В стратотипической местности датского яруса гиатус, например, охватывает верхнюю часть зоны Abathomphalus mayaroensis — нижние горизонты зоны Globigerina daubjergensis — G. pseudobulloides. Величина гиатуса может возрастать вследствие выпадения, с одной стороны, всей зоны A. mayaroensis и даже более древних слоев маастрихта (например, на юго-восточной окраине Русской платформы), а с другой,— различных горизонтов датского яруса. З. Эль-Наггар (El-Naggar, 1966), например, полагает, что в районе Эсны-Идфу (долина Нила, АРЕ) отсутствует нижний и средний даний. Это заключение совпадает с точкой зрения Г. Ханзена (Hansen, 1970), согласно которой, во-первых, нигде неизвестны датские слои древнее нижнего и среднего дания стратотипа и, во-вторых, датские отложения, распространенные в различных регионах Мира, в основном соответствуют верхнему данию Дании (это заключение основывается на

присутствии во многих разрезах различных регионов *Globorotalia compressa* в нижних горизонтах датских отложений). Несомненно, как Г. Ханзен, так и З. Эль-Наггар сильно преувеличивают величину гиатуса на рубеже мел — палеоген. В частности, по В. А. Крашенинникову (1969), в разрезах Нила отсутствуют осадки лишь самых низов датского яруса.

В-пятых, анализ разрезов на суше еще раз подтверждает давно уже высказанные предположения о связи перерыва в последовательности мел — палеоген с крупнейшей регрессией в конце мезозойской эры и в самом начале кайнозоя. Возможно, эта регрессия на площади современных континентов была обусловлена эвстатическим понижением уровня Мирового океана (Найдин, 1971).

Природа перерывов в мезозойско-кайнозойской толще океанов иная. Здесь, если речь идет о карбонатных осадках (а именно они в океанах преобладают), в глубоководных зонах перерывы обусловлены не поднятиями, а, наоборот, опусканиями. Подобный механизм крайне непривычен для «сухопутного» геолога. Дело в том, что растворимость карбонатов резко возрастает с глубиной: ниже определенной глубины, называемой критической, или компенсационной, карбонаты вообще могут не накапливаться. Для рубежа мезозой — кайнозой в результате сложного взаимодействия ряда факторов критическая глубина растворения карбонатов резко уменьшилась; предполагается, что эта глубина поднялась до фотической зоны или даже достигла поверхности океана (Tappan, 1968; Benson et al., 1970; Worsley, 1971; Edwards, 1973*б*). При подобном положении критической глубины растворения $CaCO_3$ резко расширились области, неблагоприятные для накопления карбонатов. По Т. Ворзли (Worsley, 1971), величина гиатуса мел — палеоген в глубоководных зонах океанов есть функция батиметрии: чем глубже, тем больше перерыв; наиболее полные разрезы мела — палеогена следует искать в мелководных зонах шельфов, где условия были благоприятны для развития известкового наннопланктона и где карбонатный материал не растворялся на дне.

Органический мир на рубеже мезозоя и кайнозоя

Только на базе изучения полных непрерывных разрезов можно подойти к зональному расчленению отложений, пограничных между мелом и палеогеном.

В настоящее время достаточно обоснованные, прослеживаемые на обширных пространствах схемы зонального деления пограничного интервала маастрихт — даний могут быть предложены лишь по планктонным формам — по фораминиферам и кокколитофоридам.

Рассмотрим деление по фораминиферам.

Маастрихт завершается отложениями, заключающими глоботрункан, ругоглобигерин, псевдогюмбелин, псевдотекстулярий, гетерохеликсов и прослеживаемыми на огромных пространствах континентов и океанов под названием зоны Abatbomphalus mayaroensis.

Следующие выше слои, охарактеризованные резко иной ассоциацией фораминифер, ядро которой составляют глобигериниды, выделяются различными авторами и в различных регионах под названием то зоны Globigerina (Eoglobigerina) taurica (Морозова, 1960, 1961; Морозова и др., 1967; Крашенинников, 1971; Krasheninnikov, 1971; Krasheninnikov, Hoskins, 1973), то зоны Globigerina eobulloides (Крашенинников, 1964, 1965,

1969), то зоны Eoglobigerina (Алимарина, 1963), то зоны Grobigerina edita (Hillebrandt, 1965; Fox, Olsson, 1969; Olsson, 1970 *а*, *б*), то зоны Globigerina eugubina (Luterbacher, Premoli Silva, 1964; Premoli Silva, Luterbacher, 1966; Bolli, 1966; McGowran, 1968).

Приведенные выше названия отнюдь не являются простыми синонимами: за ними кроются стратиграфические единицы, объем которых различен, прежде всего, вследствие различного положения их верхних границ. Опубликованные материалы по непрерывным разрезам, как нам представляется, позволяют достаточно определенно утверждать, что самой нижней зоной дания является зона Globigerina eugubina sensu Г. Лютербахер и И. Премоли-Сильва. По находкам описанных упомянутыми авторами мелких глобигерин отложения этой зоны прослежены в Тихом океане, Карибском море, Средиземноморье, на Копетдаге. С. Фокс и Ф. Олссон (Fox, Olsson, 1969; Olsson, 1970 б) выделяют эту зону в основании палеогеновых отложений Алабамы, но по комплексу мелких форм, среди которых отсутствуют виды, впервые описанные Лютербахером и Премоли-Сильва. По-видимому, зона Globigerina taurica Й. Салая и его коллег в Тунисе является синонимом зоны Globigerina eugubina.

Отложения зоны G. eugubina весьма маломощны (всего лишь несколько десятков сантиметров!), Г. Лютербахер и И. Премоли-Сильва (Luterbacher, Premoli Silva, 1964) высказали предположение, что эта зона, вероятно, древнее зоны Globigerina taurica sensu Морозова.

Л. С. Невзорова (1971) в основании датских отложений Копетдага, представленных так называемым сумбарским горизонтом, обнаружила комплекс мелких форм, аналогичный описанному Лютербахером и Премоли-Сильва из зоны G. eugubina Апеннин; на более высоких уровнях сумбарского горизонта некоторые из этих форм встречаются совместно с *Globigerina (Eoglobigerina) taurica* Moroz., *G. (E.) eobulloides* Moroz. и другими видами, характерными для зоны Globigerina taurica. Подобная же последовательность смены мелких фораминифер намечается и в Тихом океане (Krasheninnikov, Hoskins, 1973), и если она будет подтверждена на более обширном материале (в частности, будет исключена возможность переотложения форм), то тогда предположения Лютербахера и Премоли-Сильва можно будет считать полностью подтвердившимися.

Высказывавшееся некоторыми исследователями (Berggren, 1965; Hansen,1970) сомнение в достоверности существования зоны Globigerina eugubina не подтверждается. Однако возник вопрос о ее стратиграфическом положении. Лютербахер и Премоли-Сильва, как и многие другие авторы, рассматривают ее в качестве базальной зоны дания. Но вот В. Блоу (Blow, 1971) сопоставил с зоной G. eugubina sensu Лютербахер и Премоли-Сильва самые верхние горизонты верхнего маастрихта Северной Африки, в которых, по его наблюдениям, уже отсутствуют глоботрунканы, но содержатся мелкие ругоглобигерины и псевдогюмбелины; Блоу считает, что принадлежность к глобигеринам описанных Лютербахером и Премоли-Сильва форм сомнительна. В связи с этим В. А. Крашенинников и Р. Хоскинс (Krasheninnikov, Hoskins, 1973) заключают, что, если мелкие формы зоны Globigerina eugubina являются п е р в ы м и представителями ряда глобигеринид, то тогда зона должна быть отнесена к данию; если же эти формы окажутся п о с л е д н и м и карликовыми особями более древних линий развития фораминифер, то в таком случае зону G. eugubina необходимо относить к маастрихту. Не исключено, что уменьшение величины раковин фо-

раминифер непосредственно у контакта маастрихт — даний характерно как для последних маастрихтских, так и для первых датских форм. Так, имеются данные об уменьшении размеров раковин, о появлении уродливых особей и о сокращении численности популяций на контакте маастрихт — даний (Титова, 1972; Швембергер, 1967). В кровле маастрихта Северной Испании вместе с карликовыми экземплярами аммонитов — пахидискусами, скафитами, глиптоксоцерасами (Wiedmann, 1969) обнаружены карликовые формы глоботрункан (Herm, 1965). По А. Хиллебрандту (Hillebrandt, 1964), в самых верхних горизонтах маастрихта вместе с глоботрункanами появляются очень мелкие (величиной 0,1—0,2 *мм*) глобигерины.

К сожалению, еще неизвестны разрезы, в которых можно было бы наблюдать в интервале маастрихт — даний совместное нахождение остатков фораминифер, наннопланктона и макрофауны. Данные по разрезам Европейской палеобиогеографической области (Дания, Польша, Крым, Северный Кавказ, Мангышлак) показывают, что до кровли маастрихтских отложений прослеживаются ростры *Belemnella kazimiroviensis* Skolozdr. (=*B. arkhangelskii* Naid.), ядра аммонитов — бакулитов, скафитов (*Hoplosscaphites* ex gr. *constrictus* (Sow.), пахидискусов (*Pachydiscus* ex gr. *neubergicus* (Hauer); в Польше известны, кроме того, сфенодискусы. Это ассоциация головоногих зоны Belemnella kazimiroviensis. Бóльшая часть разрезов Европейской палеобиогеографической области принадлежит к разрезам первого типа, т. е. в них отсутствуют самые верхние горизонты маастрихта, отсутствует верхняя часть зоны Abathomphalus mayaroensis. Однако есть все основания полагать, что в полных непрерывных разрезах остатки указанных моллюсков простираются вплоть до верхней границы зоны Abathomphalus mayaroensis и что существует соответствие этой зоны зоне Belemnella kazimiroviensis. Кстати, еще К. Вичер (Wicher, 1953) сопоставил зону B. kazimiroviensis с зоной Pseudotextularia elegans (синоним зоны A. mayaroensis — см. Berggren, 1962).

Итак, кровля зоны Abathomphalus mayaroensis — Belemnella kazimiroviensis есть верхнее ограничение маастрихтского яруса. Выше — отложения датского яруса, в основании которых в полной последовательности слоев выделяется зона Globigerina eugubina, а еще выше, вероятно, зона Globigerina taurica. Отложения датского яруса характеризуются совершенно иным комплексом головоногих моллюсков: остаются только наутилоидеи (Rosenkrantz, 1960, 1966).

Количественные и качественные изменения животного мира на рубеже мезозой — кайнозой на генерализованных графиках вырисовываются весьма рельефно (рис. 6, 7).

По А. Мюллеру (Müller, 1967), рубеж мезозой — кайнозой не улавливается по смене высоких таксонов (лишь незначительное сокращение числа классов и отрядов происходит на этом рубеже), но весьма резко фиксируется на родовом уровне. Для мела известно около 2700, а для кайнозоя примерно 1800 родов. К границе мезозой — кайнозой приурочено максимальное для фанерозоя сокращение числа родов: более чем на $^1/_3$ (см. рис. 6).

Возникает вопрос, действительно ли рубеж мел — палеоген был таким резким, как это представляется при оперировании осредненными данными (число семейств или родов на период или эпоху — см. рис. 6, 7)? В самом деле, неужели **все** позднемеловые аммоноидеи или **все** позднемеловые динозавры исчезли именно на границе мезозой — кайнозой?

Картина изменения органического мира в конце мезозойской эры и в

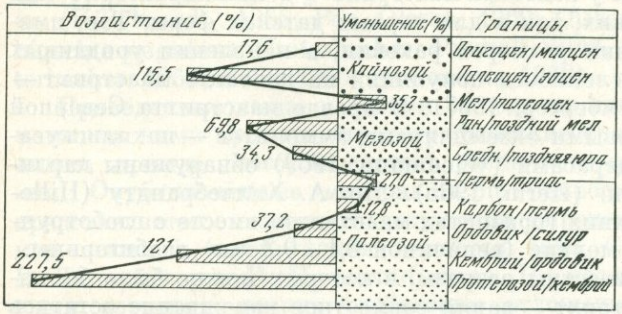


Рис. 6. Возрастание и уменьшение (в процентах по отношению к предыдущему отрезку времени) числа родов ископаемых организмов на важнейших рубежах фанерозоя. (По Müller, 1966). Для всего фанерозоя 15607 родов

начале кайнозоя нарисована еще не полностью. Исследования по этой проблеме продолжаются. В частности, у нас в СССР большой коллектив геологов и палеонтологов в настоящее время работает над темой «Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя». Однако в картине смены мезозойских комплексов организмов кайнозойскими многое прояснилось уже сейчас. Ознакомимся лишь с данными по некоторым стратиграфически важным группам организмов (главным образом, беспозвоночным животным). По их отношению к рубежу маастрихт — даний (как и по отношению к любой другой стратиграфической границе) организмы можно разделить на следующие три типа: 1) вымирающие, 2) переживающие (проходящие) и 3) появляющиеся. Среди вымирающих организмов в свою очередь различаются *а*) исчезающие непосредственно у рубежа маастрихт — даний, *б*) недоживающие до этого рубежа и *в*) проскальзывающие через него и являющиеся реликтовыми для дания и более молодых слоев.

Давно известно, что многие типично мезозойские группы, например, динозавры, аммониты, белемниты, рудисты, иноцерамы, некоторые фораминиферы, по отношению к рубежу мел — палеоген являются вымирающими.

В специальных статьях (Найдин, 1960; Jeletzky, 1960, 1962) были рассмотрены все имеющиеся указания о находках в датских и более молодых слоях остатков динозавров, аммонитов, иноцерамов и рудистов. Было показано, что все эти указания ошибочны и возникают они по таким причинам.

Во-первых, в работах авторов конца прошлого — начала нынешнего века (в Южной Франции — Даген, Сен и др.; в Северной Африке и на Ближнем Востоке — Циттель, Бланкенгорн и многие другие) слишком занижалась нижняя граница датского яруса с отнесением к «данию» не только маастрихтских, но даже кампанских слоев. Последующими исследованиями (в частности, ревизию североафриканских и ближневосточных разрезов начал З. Рейсс — Reiss, 1955б) были исправлены первоначально неверные определения возраста многих разрезов, но, к сожалению, в литературе закрепились сведения о «заведомо» датских аммонитах.

Ошибки в определении возраста отдельных отрезков пограничной толщи мел — палеоген встречаются в практике и современных стратиграфов. Так, например, Т. Мацумото (Matsumoto, 1964) из отложений группы Немуро (о. Хоккайдо), в которых были обнаружены датские фораминиферы (глобигерины), указывает также и аммониты (пахидискусы, анагодрицерасы, неофиллоцерасы). Однако С. Йошида (Yoshida, 1969) отмечает, что аммониты и датские фораминиферы заключены в различных горизонтах мощной (около 3 *км*) толщи отложений группы Немуро.

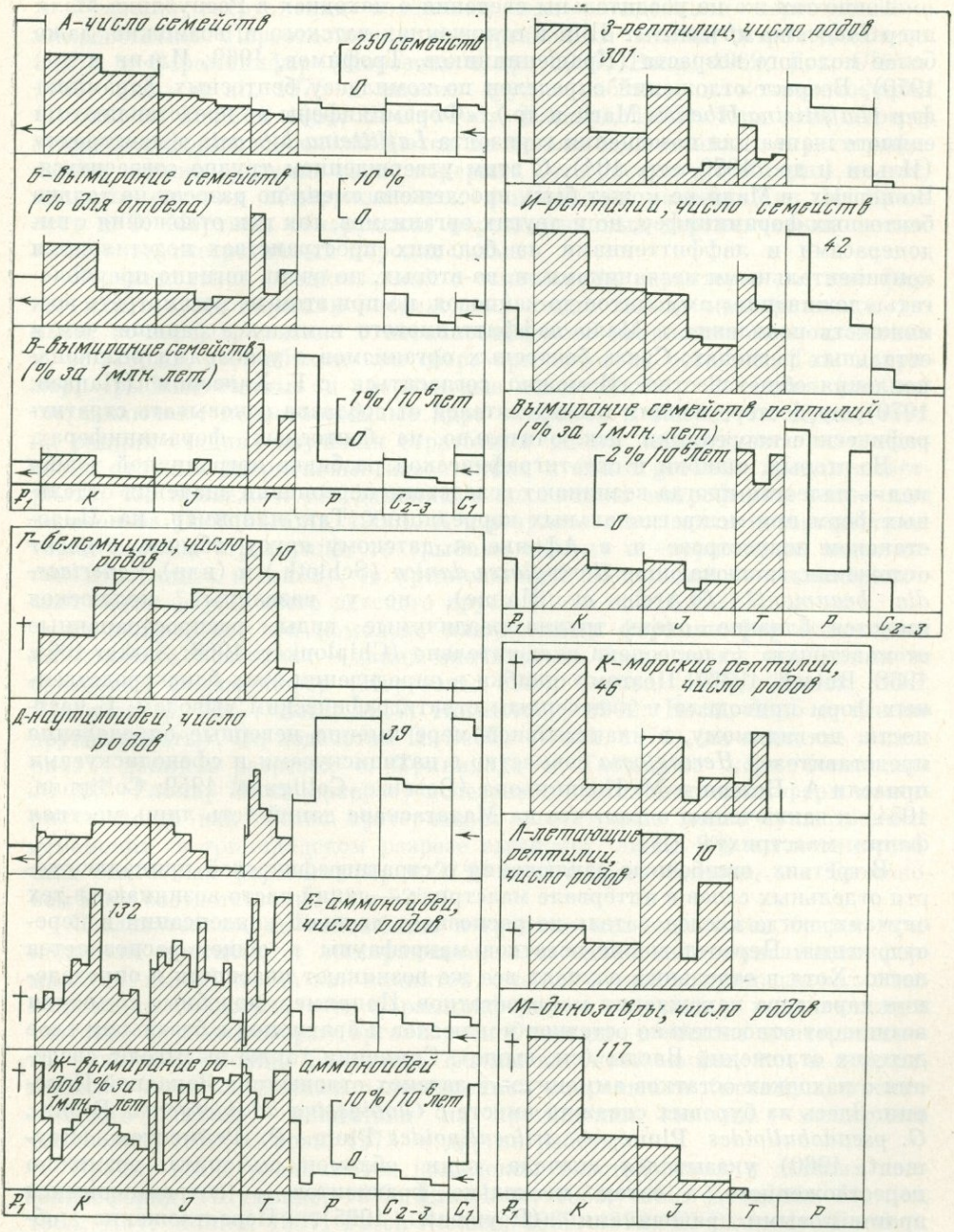


Рис. 7. Число семейств и родов главнейших групп ископаемых животных и темп их вымирания в позднем палеозое и мезозое (по Newell, 1966)

C_1 — ранний карбон, C_{2-3} — средний и поздний карбон, P — пермь, T — триас, J — юра, K — мел, P_1 — палеоцен

Точно так же не убедительны сведения о находках в Республике Мали ядер *Indoceras africanense* Iljin в отложениях датского и, возможно, даже более молодого возраста (Крашенинников, Трофимов, 1969; Ильин и др., 1970). Возраст отложений определен по комплексу бентосных фораминифер (*Laffitteina bibensis* Marie и др.). «Фораминиферы не представляют ни единого шанса для помещения горизонта *Laffitteina bibensis* в маастрихт» (Ильин и др., 1970, стр. 104). С этим утверждением трудно согласиться. Во-первых, в Мали не может быть прослежена смена по разрезу не только бентосных фораминифер, но и других организмов, так как отложения с индоцерасами и лаффиттеинами на больших пространствах подстилаются континентальными песчаниками, и, во-вторых, не очень логично предполагать «доживание» аммонитов до кайнозоя, но при этом не рассмотреть возможность появления в Мали лаффиттеинового комплекса раньше, чем в остальных регионах. Связь бентосных организмов с условиями осадконакопления общеизвестна. И можно согласиться с Г. Ханзеном (Hansen, 1970), предостерегающим исследователей от соблазна основывать стратиграфические корреляции исключительно на бентосных фораминиферах.

Во-вторых, ошибки в стратиграфической разбивке пограничной толщи мел — палеоген иногда возникают вследствие переоценки значения отдельных форм при межрегиональных корреляциях. Так, например, на Индостанском полуострове и в Африке к датскому ярусу обычно относят отложения, заключающие *Hercoglossa danica* (Schloth.) и (или) *Venericardia beaumonti* (d'Arch. et Haime), но у названных моллюсков имеются близкие, очень трудно различимые виды, распространенные от маастрихта до палеоцена включительно (Chiplonkar, 1968; Sarkar,1964, 1968; Rutsch, 1936). Поэтому ошибки в определении этих близкородственных форм приводили и к неверным стратиграфическим выводам. В частности, по-видимому, в значительной мере именно неверные определения представителей *Hercoglossa* совместно с пахидискусами и сфенодискусами привели А. Безери и М. Коллиньона (Besairie, Collignon, 1959; Collignon, 1954) к заключению о том, что на Мадагаскаре даний есть лишь местная фация маастрихта (!?).

В-третьих, ошибочные заключения о стратиграфической принадлежности отдельных слоев в интервале маастрихт — даний часто возникают в тех случаях, когда исследователь не распознает явлений конденсации и переотложения. Переотложение остатков макрофауны в общем распознается легко. Хотя в отдельных случаях все же возникают неясности в определении характера нахождения макроостатков. Например, подобные сомнения возникают относительно остатков моллюсков и брахиопод в базальном слое датских отложений Вислы (см. выше). Сомнения также вызывают сведения о находках остатков аммонитов в датских отложениях Западной Нигерии. Здесь из буровых скважин вместе с *Globigerina daubjergensis* Brönn., *G. pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum. Р. Рейментом (Reyment, 1960) указывался сначала один обломок аммонита, возможно переотложенного, а затем несколько фрагментов с сохранившимися арагонитовыми раковинами (Reyment, 1965). Переотложение обломков арагонитовых раковин, как полагает Реймент, исключено. Однако полностью исключить возможность переотложения или каких-либо ошибок при сборе, конечно, нельзя. Отложения, которые относятся Рейментом к датскому ярусу, литологически не отличимы от маастрихтских, а их мощность очень невелика (от нескольких сантиметров до 5—12 *м*).

Большие затруднения возникают при распознании переотложения микроостатков. Переотложению подвергаются и остатки остракод (Deroo, 1966), и фораминифер (Морозова и др., 1967; Bang, 1969; Fox, Olsson, 1969; Salaj et al., 1975 и многие другие работы), и кокколитофорид (Bramlette, Martini, 1964; El-Dawoody, Barakat, 1973). При этом переотложенные формы прослеживаются не только в основаниях стратиграфических единиц сразу же выше перерыва (что достаточно обычно), но в отдельных случаях обнаруживаются и высоко по разрезу. Так, М. Брамлетт и Э. Мартини обнаружили переотложенные верхнемеловые кокколиты в верхнетретичных породах Альп.

Возникновение представлений о «смешанном характере» датской фауны или о существовании «переходных слоев» между маастрихтом и данием, во-первых, связано с нераспознанными явлениями переотложения и, во-вторых, с ошибками при сборе органических остатков. Так, например, «рыбные глины» и «церитиевые известняки» о. Зеландия (см. выше) заключают переотложенные ядра скафитов и бакулитов. Кроме того, на ранних стадиях изучения стратотипа дания смешивались литологически сходные «церитиевые известняки» и «hard ground» кровли маастрихта, что привело к объединению в коллекциях макрофауны различных горизонтов (Rosenkrantz, 1966). А в результате возникли неверные трактовки разреза стратотипа: то «рыбные глины» и «церитиевые известняки» относились к сенону, то предполагался смешанный сенонско-третичный облик фауны всего датского яруса (Ravn et al., 1926).

Общеизвестно, что комплекс **планктонных фораминифер** изменяется на контакте маастрихт — даний значительно более резко, чем комплекс бентосных фораминифер (Морозова, 1946; Серова, 1973; Титова, 1972; Швембергер, 1967; Bolli, 1957; Hornibrook, 1962; Herm, 1965 и многие другие работы). По подсчетам П. Вебба (Webb, 1973), на контакте маастрихт — даний в разрезах о. Тринидада и Тасманова моря (скважина № 208 «Гломар Челленджера») исчезает 100% планктонных форм маастрихта, тогда как бентос претерпевает значительно менее существенные изменения: в тринидадском разрезе вымирает лишь 9% агглютинирующих бентосных фораминифер и 22% известкового бентоса, а в Тасмановом море соответственно 73 и 52%.

Следовательно, по отношению к границе мел — палеоген бентос принадлежит частично к вымирающим, а частично к переживающим формам (см. выше), тогда как планктон, с одной стороны, принадлежит к вымирающим (маастрихтские фораминиферы), а с другой, к появляющимся (датские фораминиферы) организмам. Очевидно, в составе маастрихтского планктона можно различать формы как исчезающие, так и недоживающие: имеются данные о постепенном сокращении (преимущественно видового состава) планктона на протяжении кампана — маастрихта (Алиюлла, 1970; Серова, 1973 и другие работы).

Крайне резко различаются комплексы маастрихтских и датских **кокколитофорид** (Шуменко, 1973; Bramlette, 1958, 1965; Bramlette, Martini, 1964; Hay, Mohler, 1967; Perch-Nielsen, 1969, 1972; El-Dawoody, Barakat, 1973). Первые составляют группу вымирающих форм, а последние относятся к типу появляющихся форм.

Также резко различаются маастрихтская и датская ассоциации **остракод** (Шеремета, 1969; Szczechura, 1965). Маастрихтские остракоды в основном принадлежат к исчезающим формам, но, по-видимому, некоторые из

них переходят и в даний. Что касается датских остракод, то в основном это появляющиеся формы, развитие которых прослеживается в монсе.

По отношению к рубежу мезозой — кайнозой **аммониты** являются вымирающими организмами.

По данным «Treatise on Invertebrate Paleontology» (part L, 1957), в сеномане было 22 семейства аммонитов, а в маастрихте — только 11: Lytoceratina — Diplomoceratidae, Nostoceratidae, Baculitidae, Scaphitidae, Tetragonitidae; Ammonitina — Kossmoceratidae, Pachydiscidae, Desmoceratidae, Sphenodiscidae, Placenticeratidae; Phylloceratina — Phylloceratidae. Для кампана известно 78 родов, а для маастрихта — 34, причем из них только 11 родов, по подсчетам Д. Ханкока (Hancock, 1967), достигли верхнего маастрихта. Подсчеты для верхнего маастрихта условны, так как дробное зональное деление по аммонитам маастрихтских отложений не разработано.

Таким образом, позднемеловые аммониты в основном принадлежат к подтипу *недоживающих форм* и лишь немногие из них достигают рассматриваемого рубежа и, следовательно, могут быть отнесены к *исчезающим формам*. Иными словами, угасание аммоноидей началось задолго до конца позднемеловой эпохи. Й. Видманн (Wiedmann, 1969, 1971а, б, 1973) полагает, что угасание не было связано ни со специализацией или с филогенетическим старением (в частности, позднемеловые гетероморфные аммоноидеи, по Видманну, отнюдь не являются дегенеративными формами, как это принимается многими авторами), ни с появлением конкурентных групп организмов. Способность к приобретению новых признаков аммониты утратили задолго до их вымирания, их эволюционный потенциал снижался постепенно (рис. 8). На эволюцию аммонитов воздействовали как позитивно (возрастание темпа мутагенеза), так и негативно (высокая смертность) чередующиеся трансгрессии и регрессии. В течение позднемеловой эпохи в целом, по-видимому, преобладало отрицательное влияние эпейрогенических событий на эволюцию аммоноидей, обитавших преимущественно в эпиконтинентальных бассейнах. Накопившееся генетическое истощение, как полагает Видманн, привело к тому, что аммониты не пережили крупной регрессии конца маастрихта, когда широко распространились условия, неблагоприятные для их обитания.

Очевидно, исчезновение аммонитов в масштабе земного шара следует связывать с постепенным накоплением неблагоприятных для группы в целом генетических изменений в результате длительного действия комплекса причин (среди которых не последнее место принадлежит глобальным изменениям физико-географических условий земного лика). Вероятно, наращивание этих генетических изменений проходило различно у различных семейств и родов аммоноидей. Так, например, филоцератиды, составляющие консервативную линию (род *Phylloceras* — баррем-маастрихт, род *Hypophylloceras* (*Neophylloceras*) — готерив-маастрихт), исчезают, по-видимому, несколько раньше более быстро менявшихся сфенодисцид. Тетрагонитиды, по Видманну, к концу мезозоя были наиболее филогенетически продвинутой ветвью аммоноидей и, если бы они не вымерли в маастрихте, то кайнозой, вероятно, мог бы быть «фазой тетрагонитид».

В конкретных регионах исчезновение аммонитов определялось не только этой основной **эволюционной (генетической) причиной,** но также действием палеогеографических (экологических) факторов: характером осадков глубиной бассейна, положением береговой линии и т. д., и т. п. Именно

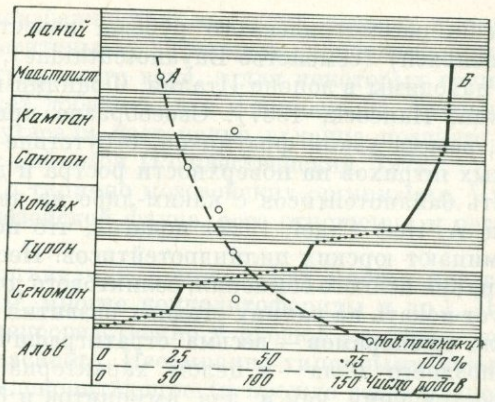


Рис. 8. Постепенное сокращение числа родов аммонитов (А) и появление новых признаков строения раковины аммонитов (Б) и их связь с регрессиями (заштриховано) (по Wiedmann, 1969)

действие местных факторов привело к тому, что в разрезах различных районов «последними» аммонитами оказываются представители различных семейств и родов. Наиболее характерны для позднего маастрихта сфенодисциды, пахидисциды, бакулитиды и скафитиды (Matsumoto, 1973). В Марокко бакулиты поднимаются выше сфенодисцид (*Sphenodiscus* и *Libycoceras*) (Ambroggi, Breistroffer, 1959; Salvan, 1959), а на Корякском нагорье бакулиты известны из нижней части маастрихта, тогда как самыми последними аммонитами здесь оказываются пахидискусы из группы *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) (Дундо, 1971). Л. Спэт (Spath, 1953) полагал, что род *Sphenodiscus* характерен только для верхнего маастрихта (Sphenodiscan); отсутствие сфенодискусов во многих регионах Южного полушария, по Спэту, свидетельствует об отсутствии и отложений верхнего маастрихта в этих регионах. Но распространение сфенодискусов существенно контролируется условиями седиментации. Так, очень редкие сфенодискусы встречаются в «туфах Маастрихта» (органогенно-детритовые известняки), но отсутствуют в фациально их замещающих известняках Кунред, в которых содержатся пахидискусы, но нет сфенодискусов (см. описание стратотипа маастрихтского яруса). В Северной Америке сфенодисциды встречаются во всем маастрихте (Young, 1960) и, возможно, даже в кампане (Jeletzky, 1960). К. Янг (Young, 1960) отмечает тесную связь аммонитов верхней части верхнего мела с типом отложений: в Техасе и Мексике они преимущественно распространены в карбонатных фациях и почти совершенно неизвестны в глинах.

Белемниты — столь же типичная для мезозоя группа организмов, как и аммониты. Два последних семейства белемнитид существовали в позднемеловую эпоху: Belemnitellidae в Северном полушарии и Dimitobelidae в Южном полушарии. К маастрихту родовой и видовой состав белемнителлид заметно сократился, а к концу маастрихта сохранились лишь белемнеллы: *Belemnella* ex gr. *kazimiroviensis* Skolozdr. (=*B. arkhangelskii* Naid.). Разнообразие димитобелид в Южном полушарии также сокращается к маастрихту; сокращается и их ареал распространения: маастрихтские димитобелиды известны только из Новой Зеландии (Stevens, 1965, 1973). Ростры последнего представителя семейства найдены в отложениях хаумурского яруса (маастрихт) (Stevens, 1965; Donovan, Hancock, 1967).

Таким образом, бо́льшая часть белемнителлид и димитобелид не достигает рубежа мел — палеоген. По всей видимости, лишь белемнеллы группы *kazimiroviensis* исчезают непосредственно у этого рубежа.

Выше рассматриваемого рубежа известен лишь *Bayanoteuthis rugifer* (Schloenbach) (семейство Bayanoteuthidae), ростры которого крайне редко были находимы в эоцене Италии, Франции и ФРГ (Бавария) (Naef, 1922; Donovan, Hancock, 1967). Своеобразие признаков (необычайно длинный ростр, весьма узкий фрагмокон, отсутствие брюшной щели, наличие продольных штрихов на поверхности ростра и другие признаки) не позволяет связать байанотейтисов с каким-либо из двух последних семейств белемнитид. А. Неф (Naef, 1922) полагал, что по форме ростра байанотейтисы напоминают юрских цилиндротейтисов. Несомненно, корни этого загадочного и, вне всякого сомнения, реликтового для кайнозоя рода (и семейства) следует искать на ранних стадиях развития белемнитид.

Для **иноцерамов** — весьма стратиграфически важной группы организмов позднего мела — в целом характерна та же картина вертикального распространения, как и для аммонитов и белемнитов. Они разнообразны и остатки их весьма обильны в разрезах верхнего мела Европейской палеобиогеографической области от сеномана до кампана включительно. Но в маастрихте их разнообразие и численность существенно сокращаются. По М. А. Пергаменту и Ю. П. Смирнову (1972), заметный рубеж в развитии иноцерамов представляла граница между нижним и верхним маастрихтом. На этой границе исчезли многие виды иноцерамов (в том числе и перешедшие из кампана); в верхнем маастрихте редко встречаются только *Inoceramus caucasicus* Dobr., переходящий из нижнего маастрихта, и *I. tegulatus* Hag. *I. tegulatus* s. l. (с включением *I. dobrovi* Jel.), очевидно, является последним представителем иноцерамов в различных районах Европейской палеобиогеографической области от Дании на западе до Копетдага на востоке (Ødum, 1922; Pożaryski, 1938; Seitz, 1959; Москвин, 1962; Атабекян, Лихачева, 1961; Алиев и др., 1971; Пергамент, Смирнов, 1972; Цагарели, Гамбашидзе, 1972).

По И. Спидену (Speden, 1970), особенности строения лигамента и мускульных отпечатков перечисленных выше видов (*I. caucasicus, I. tegulatus, I. dobrovi*) и еще двух североамериканских видов не характерны для рода *Inoceramus*. Все эти формы должны быть включены в состав рода *Tenuipteria Stephenson*. Если это заключение Спидена подтвердится (пока многие авторы его не разделяют), то в таком случае «последние» настоящие иноцерамы исчезли задолго до границы маастрихт — даний.

Наконец, несколько слов еще об одной весьма характерной группе меловых двустворчатых моллюсков — о **рудистах.** К. Дешазо (Dechaseaux, 1948) показала, что рудисты вымерли к концу маастрихта и в более молодых отложениях их остатки неизвестны. Через 20 лет этот вывод ею был подтвержден еще раз (Treatise on Invertebrate Paleontology, pt. N, 1969).

И. А. Коробков и Д. Е. Макаренко (1967; Макаренко, 1970) отнесли к новому роду и виду рудистов небольшую пелециподу из лузановских слоев (соответствуют монскому ярусу) Украины. Однако принадлежность *Paramonopleura ucrainica* Korobkov et Makarenko к рудистам без данных о внутреннем строении раковины сомнительна. Авторы «Treatise on Invertebrate Paleontology» (pt. N, 1969, стр. 783) затрудняются отнести эту форму к какому-либо из семейств рудистов.

Все только что приведенные данные по **типичным мезозойским** беспозвоночным — аммонитам, белемнитам, иноцерамам и рудистам — свидетельствуют о том, что к концу мезозойской эры они исчезли, причем их исчезновение было почти полным. Из перечисленных групп только для белемнитов достоверно известны реликты в кайнозое.

Второй вывод, который с неизбежностью вытекает, состоит в том, что процесс исчезновения был относительно длительным, продолжавшимся во всяком случае в течение маастрихтского века, а для некоторых групп начавшимся даже раньше. Следует добавить, что и динозавры — весьма типичные для мезозоя — также угасали постепенно в конце позднего мела и полностью вымерли к началу кайнозоя (Рождественский, 1972).

До сих пор речь шла лишь о типично мезозойских организмах. Что же можно сказать о **типично кайнозойской** фауне, о ее отношении к рассматриваемому рубежу?

К типично кайнозойским организмам принадлежат многие представители планктона (глобигериниды, многие кокколитофориды и др.). Подавляющая их часть появляется непосредственно у рубежа мезозой — кайнозой и очень быстро достигает расцвета. Несомненно типичными кайнозойскими организмами являются млекопитающие (и прежде всего плацентарные): они появляются еще в конце мезозоя (Jeletzky, Clemens, 1965; Sloan, Van Valen, 1965). Нуммулитиды, столь характерные для палеогена (французские стратиграфы, как известно называют палеоген нуммулитовой системой — Gignoux, 1950), также появляются еще в конце мезозоя — в маастрихте (Немков, 1967; Ашуров, Крейденков, 1973).

Кайнозойский облик многих групп беспозвоночных (например, мшанок, двустворчатых и брюхоногих моллюсков) определяется на родовом и даже видовом уровне и поэтому может быть установлен только соответствующими специалистами. Среди родов двустворчатых и брюхоногих моллюсков имеются как появившиеся в начале дания, так и перешедшие в даний из маастрихта.

Некоторые группы организмов приобретают кайнозойский облик достаточно поздно. Так, по Э. Фогту (Voigt, 1967, 1972), резкий перелом в развитии мшанок (Cyclostomata и в основном Cheilostomata) приходится на рубеж маастрихт — даний, однако, общий характер датских мшанок остается меловым; типичная третичная мшанковая фауна появляется лишь в эоцене (!).

Общие замечания и заключение

Так что же собой представляет рубеж мезозой — кайнозой?

Существует два принципиально различных взгляда на природу этого рубежа. Согласно первому, наиболее последовательно развиваемому Л. Рама Рао (Rama Rao, 1950, 1960, 1964, 1968, 1972) и его индийскими коллегами (Chiplonkar, 1968 и др.), положение границы мезозой — кайнозой в каждом данном регионе определяется развитием физико-географических условий, которые контролировали также и расселение организмов. По Л. Рама Рао, между несомненно маастрихтскими и достоверно эоценовыми отложениями в различных регионах Мира развита фациально изменчивая толща осадков, которая накопилась в условиях чередующихся трансгрессий и регрессий. Эта толща составляет «переходные слои», которые Рама Рао (Rama Rao, 1950, 1960) предлагает выделять в особую единицу — креоцен (Creocene). По его мнению, биостратиграфические границы, совмещаясь с физическими поверхностями, по природе не могут быть изохронными, их прослеживание на значительные расстояния исключено.

Противоположный взгляд, разделяемый многими исследователями, предполагает, что рубеж мезозой — кайнозой, во всем мире настолько ре-

зок и отчетлив фаунистически, что он «не может являться предметом договоренности и согласования между специалистами, как это обычно полагают, но представляет объективный биохронологический рубеж» (Jeletzky, 1962, стр. 1010); проблема границы, согласно этой точке зрения, не в ее положении, а в объяснении причин внезапного загадочного изменения фаунистических комплексов на границе мезозоя и кайнозоя.

Возникновение этих двух, в сущности, противоположных взглядов объясняется различиями в подходе к установлению границы между мезозоем и кайнозоем. Первый взгляд отражает узко региональный подход к проблеме. Конечно, в отдельных регионах и в отдельных разрезах в силу самых разнообразных причин могут возникнуть затруднения в определении границы. Более того, несомненно, существуют разрезы, в которых вообще эту границу провести точно нельзя (например, в гипсово-карбонатных толщах Средней Азии — см. выше). Однако затруднения, возникающие в одном районе, вряд ли следует распространять и на остальные районы.

Второй взгляд, предполагающий резкость границы мезозой — кайнозой и признающий возможность ее широкого прослеживания, отстаивают исследователи, оперирующие межрегиональными материалами.

Интересно, что в своей последней статье Л. Рама Рао (Rama Rao, 1972) предлагает строго различать положение **«дания»** в отдельной региональной последовательности и место **дания** в глобальной «стандартной стратиграфической шкале». Если рассматривать проблему отделения мезозоя от кайнозоя, так сказать, в глобальном масштабе, то правомерность второго взгляда представляется несомненной.

Прежде всего, во всем мире преобладают разрезы, в которых именно к рубежу мел — палеоген приурочен гиатус (см. второй раздел статьи). Положение границы между мезозоем и кайнозоем в таких разрезах не вызывает никаких сомнений. В непрерывной последовательности морских слоев (в разрезах «no boundary» — по терминологии Л. Рама Рао — Rama Rao, 1972) проведение рубежа мезозой — кайнозой по смене фаунистических комплексов также не вызывает затруднений.

Материалы предыдущего третьего раздела статьи на первый взгляд как будто бы свидетельствуют о том, что смена фаунистических комплексов на рубеже мезозой — кайнозой не была уж очень резкой, что четкость этого рубежа несколько смазана, во-первых, постепенным исчезновением основных мезозойских групп организмов, во-вторых, проскальзыванием в кайнозой немногих мезозойских реликтов и, в-третьих, наоборот, появлением в мезозое некоторых форм кайнозойского облика.

И тем не менее рубеж мезозой — кайнозой по смене фаунистических комплексов выражен поразительно резко. Хотя вымирание настигает мезозойские организмы не в пору их расцвета, а в фазу угасания, оно было для большинства групп мезозоя внезапным. Однако к рубежу мезозой — кайнозой было приурочено не только исчезновение древних групп, но также и появление новых, причем появление ряда кайнозойских форм было очень быстрым, почти внезапным. Особенно резкая смена мезозойских ассоциаций кайнозойскими была характерна для планктона. Так, В. Г. Морозова (1946) отмечает, что более отчетливой смены планктонных ассоциаций, чем та, которая наблюдается на границе маастрихт — даний, нет ни ниже, ни выше по разрезу.

«Вымирание высокоспециализированного маастрихтского планктона в масштабе геологического времени было катастрофически быстрым, а осво-

бодившиеся экологические ниши были мгновенно заняты новыми видами глобигеринид» (Крашенинников, 1965, стр. 24).

Не следует торопиться с оценкой этого высказывания бранным эпитетом «неокатастрофистский». Д. Мак-Ларен (McLaren, 1970) различает стратиграфические границы двух типов: на которых «ничего не случилось» («nothing happened») и на которых «что-то случилось» («something happened»). Граница мезозой — кайнозой относится ко второму типу, а «что-то случившееся» заключалось в очень существенных и относительно кратковременных изменениях физико-географических условий земного лика.

Выяснение характера этих изменений, а также выявление вызвавших их причин — за рамками настоящей статьи. Здесь же ограничимся лишь несколькими общими замечаниями. Прежде всего, в том, что происходило в конце мезозоя и в самом начале кайнозоя, еще очень много неясного и непонятного. Некоторые авторы называют события, происходившие в этот относительно короткий отрезок истории Земли, «загадочными» (El-Naggar, 1966; Hansen, 1970; Jeletzky, 1962).

Наиболее удовлетворительно объясняют общий ход изменения физико-географических условий и особенности развития органического мира на рубеже мезозойской и кайнозойской эр представления, развиваемые Л. Гинзбургом (Ginsburg, 1965), Н. Ньюеллом (Newell, 1962, 1965), Й. Видманном (Wiedmann, 1969, 1973) и другими авторами. Согласно этим представлениям, понижение уровня Мирового океана в конце мезозоя и в начале кайнозоя привело к глобальной регрессии и, следовательно, к изменению условий обитания весьма многих групп как морских, так и сухопутных животных. В настоящее время становится все более и более очевидным, что в мезозое и кайнозое эвстатические колебания уровня океанической оболочки происходили неоднократно (см. обзор в статье Д. П. Найдина, 1971). Но, помимо понижения океанического уровня, на рубеже мезозоя и кайнозоя и в самой массе воды океанов происходили какие-то изменения. Характер этих изменений неясен. Возможно, они были связаны с развитием фитопланктона (Tappan, 1968; Tappan, Loeblich, 1973) и с колебаниями компенсационной глубины накопления карбонатов (Benson et al., 1970; Worsley, 1971).

Таким образом, особенности развития и смены органического мира на рубеже двух эр можно объяснить действием «земных» причин, без привлечения космических сил, как это предполагается О. Шиндевольфом (Schindewolf, 1954 *а,б* 1962), а вслед за ним многими другими авторами. Колебаниями уровня океана можно объяснить и факт постепенного угасания многих стволов мезозойских животных. Финал «великого мезозойского» вымирания был внезапным, но сам процесс был длительным, постепенным.

И, наконец, последнее замечание собственно о положении стратиграфической границы в последовательности мезозойских и кайнозойских отложений, о месте датского яруса в этой последовательности. Ф. Имс (Eames, 1968) — один из немногих оставшихся сторонников сохранения датского яруса в меловой системе — утверждает, что на переносе датского яруса в палеоген настаивают преимущественно специалисты по планктону. Это утверждение не соответствует действительности. Еще в конце прошлого века А. Гроссувр (Grossouvre, 1897) предложил фиксировать кровлю меловой системы по исчезновению аммонитов и рудистов. В последовавшие затем десятилетия эта точка зрения получила подтверждения и по многим другим группам организмов и отнюдь не только по планктонным формам.

К. В. Никифорова

Граница неогена и антропогена

Граница между неогеновой и четвертичной (антропогеновой) системами является предметом многолетних дискуссий. Положение ее обсуждалось почти на всех конгрессах ИНКВА, начиная с 1932 г. (II Международная конференция АИЧПЕ в Ленинграде), а также на Международных геологических конгрессах. На XVIII сессии МГК в Лондоне в 1948 г. было рекомендовано проводить границу между плиоценом и плейстоценом по первому проявлению климатического похолодания в разрезах итальянского неогена. По этому признаку базальным членом плейстоцена были определены калабрийские морские слои, в фауне которых отмечалось первое появление северных иммигрантов.

На V Конгрессе ИНКВА в Мадриде и Барселоне в 1957 г. при Комиссии по номенклатуре и стратиграфии четвертичных отложений была организована подкомиссия по плиоцен-плейстоценовой границе. Подкомиссия представляла свои рекомендации каждому последующему Конгрессу ИНКВА. Однако они не были подтверждены сессиями Международного геологического конгресса.

По прошествии многих лет, в 1972 г. в Советском Союзе подкомиссией был организован Международный коллоквиум по нижней границе четвертичной системы. Решение коллоквиума было подтверждено в том же 1972 г. на XXIV сессии МГК в Канаде. В результате была вынесена рекомендация в первой своей части, подтверждающая рекомендацию XVIII Международного конгресса. Она указывала, что стратотипической областью для установления положения данной границы остается территория Италии. Граница между неогеном и четвертичной системой (как первоначальное определение — граница основания плейстоцена) должна быть проведена в морских отложениях Средиземноморского региона на наиболее низких уровнях в разрезах Ле Кастелла, Катанзаро, Калабрия, где впервые встречается *Hyalinaea balthica* (Schrötter). В качестве первоочередной задачи было подтверждено решение Международного коллоквиума 1972 г. о необходимости уточнения соотношения нижней границы калабрия с подразделениями, или биозонами, континентальных отложений виллафранка, ибо, как выяснилось последующими исследованиями, нижний виллафранк соответствует астию. Для территории, где аналоги калабрия не могут быть легко установлены, было рекомендовано применять местные подразделения, выделение которых должно быть обосновано соответствующими стратотипами.

После рекомендации Международного коллоквиума и XXIV сессии МГК 1972 г., хотя разногласия, вне всякого сомнения, остались, была достигнута определенная договоренность о положении этой границы между большинством исследователей. Это, однако, не исключает проведения дальнейших

исследований по уточнению положения границы между неогеном и четвертичной системой и корреляции верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений в глобальном масштабе с применением всех возможных методов (включая палеонтологический, палеоклиматический, определение абсолютного возраста и палеомагнитные исследования).

Пожалуй, в настоящее время наиболее трудна задача корреляции отложений дна океанов и континентов, хотя успехи зональной стратиграфии донных отложений по планктонным организмам и получившие широкое развитие палеомагнитные исследования и методы определения «абсолютного» возраста горных пород, позволяют надеяться на успешное разрешение этой задачи.

История вопроса

В соответствии с решениями Международных конгрессов ИНКВА и Международных геологических конгрессов, включая последнюю его сессию 1972 г. в Монреале, стратотипической областью для установления границы между неогеном и четвертичной системой была выбрана Италия, в частности, разрезы Ле Кастелло, Катанзаро, Калабрия.

В настоящее время с отложениями этих разрезов коррелируются плиоцен-четвертичные отложения океанических бассейнов и континентов как северного, так и южного полушарий. Это обстоятельство приводит к необходимости рассмотреть историю установления стратиграфии и хронологии плиоцена и нижнего плейстоцена Италии, как стратотипической территории.

Как известно, термин «плиоцен» был введен Ч. Ляйеллем (Lyell, 1833) для наиболее молодых третичных отложений, которые были известны в то время. Он подразделил плиоцен на более древний плиоцен (основанный на присутствии более 50% ныне живущих видов морских организмов) и более новый плиоцен (с 90—95% ныне живущих видов), для которого он в дальнейшем предложил термин «плейстоцен». Позднее Ч. Ляйелль заменил термин «плейстоцен» на «послетретичные» или «послеплиоценовые» отложения, но термин «плейстоцен» прочно вошел в геологическую литературу и применяется многими до сих пор как синоним термина «четвертичный период» или «система».

В разрезах плиоцена Италии Рувилле (Rouville, 1853) были выделены астийские отложения (от г. Асти Северной Италии), которые считались точно соответствующими древнему плиоцену Ляйелля. Астийские отложения представлены известковыми песками, раковинными конгломератами и устричными слоями около 30—40 *м* мощности.

Термин «пьяченца» был предложен К. Майэр-Эймаром (Mayer-Eymar, 1858) для аргиллитовых фаций древнего плиоцена Северной Италии с *Nassa semistriata*. Первоначально отложения пьяченцы определялись в качестве подъяруса астия, но в дальнейшем Е. Реневье (Renevier, 1897) выделил их в самостоятельный ярус. Для этих же отложений М. Парэто (Pareto, 1865) принял термин «плезанс».

Отложения пьяченцы представлены в основании песками с прослоями мергелей, которые вверху сменяются мергелями и глинами (синие глины пьяченцы). Еще выше они сменяются песчаными глинами и песками астийской фации.

Для отложений нижней части плиоцена Италии Г. Сегвенца (Seguenza, 1868) предложил термин «занклий». Он различал в плиоцене три яруса: занклий, астий и сицилий. Тогда же К. Майер-Эймар (Mayer-Eymar, 1868) ввел для нижнего плиоцена термин «табиано», который в настоящее время употребляется чаще, чем занклий.

Много позднее Ф. Барбиери (Barbieri, 1967) выделил следующие зоны планктонных фораминифер в плиоцене (снизу):

зону Globorotalia hirsuta (margaritae) — прослеживается включительно до табиано,

зону G. puncticulata и Sphaerodinella dehiscens (пьяченца),

зону G. inflata (пьяченца — калабрий).

Он выделил также следующие зоны бентосных фораминифер:

зону Uvigerina rutila (от миоцена до табиано включительно), зону Stainforthia aff. concava (пьяченца), зону Bulimina marginata (пьяченца — калабрий) с подзоной Hyalinea balthica (калабрий). Ф. Барбиери, как и большинство современных исследователей, рассматривает астий как фацию пьяченцы и отмечает, что ряд характерных для пьяченцы фораминифер найдены в астийских слоях Пьедмонта.

Граница пьяченцы и табиано совпадает с исчезновением *Globorotalia hirsuta* (*margaritae*) и *Uvigerina rutila*. Граница плиоцена и плейстоцена распознается по появлению *Hyalinea balthica* и обилию *Globigerina pachyderma* в плейстоцене. Эта же точка зрения проводится Ф. Барбиери и в дальнейшем, при описании им стратотипического разреза пьяченцы (Barbieri, 1971), а также Ф. Барбиери и Р. Селли при описании стратотипа табиано (Barbieri, Selli, 1971).

В работе А. Альберичи с соавторами (Alberici et al., 1973) приведены разрезы двух скважин, пробуренных судном «Гломар Челленжер» на дне Атлантического океана между Южной Америкой и Африкой. Авторы подчеркивают, что биостратиграфическая характеристика отложений этих скважин приблизительно такая же, как в Средиземном море и Карибском бассейне. Скважины прошли отложения от современных до миоцена. Особенно важно отметить исчезновение *Globorotalia margaritae* на границе табиано и пьяченцы и появление *Globorotalia truncatulinoides* на границе пьяченцы — астия и калабрия.

Но вернемся к более раннему периоду исследований неогена Италии. Сицилийский ярус был установлен П. Додерлайном (Doderlein, 1872), который обнаружил в его отложениях *Cyprina* (*Arctica*) *islandica* и отнес их к самым верхам плиоцена. Позднее К. Стефани (Stefani, 1876) выделил между сицилием и астием — пьяченцой отложения, которые он предложил называть «нижним постплиоценом»; в них отмечалось первое появление холодолюбивых иммигрантов *Cyprina (Arctica) islandica* и *Hyalinea (Anomalina) balthica*.

Сицилийский ярус К. Стефани относил к верхнему постплиоцену. Нижний постплиоцен К. Стефани в дальнейшем был выделен М. Жинью (Gignoux, 1910) в калабрийский ярус. М. Жинью в то время подразделял плиоцен на два яруса: нижний — плезанс и астий, имеющий лишь фациальные отличия (аргиллитовые и песчаные фации), и верхний — калабрий (глины, вверху пески).

Однако Ф. Ог (Haug, 1910), как и К. Стефани, уже тогда считал, что граница между неогеном и четвертичной системой совпадает с границей астия и калабрия. После работ Г. Роверето (Rovereto, 1925) почти все

итальянские авторы согласились считать калабрий началом плейстоцена. XVIII сессия МГК в 1948 г. в Лондоне рекомендовала считать морские калабрийские отложения базальным членом нижнего плейстоцена, континентальным эквивалентом калабрия был определен виллафранк.

Калабрий рассматривался как наиболее древний ярус морского плейстоцена и на XIX сессии МГК в Алжире в 1952 г. В докладе, приготовленном комиссией, созданной Итальянским геологическим обществом для изучения плиоцен-плейстоценовой границы в Италии, Жинью (Gignoux, 1954) согласился с помещением нижней границы четвертичной системы в основание его калабрийского яруса. Континентальным аналогом калабрия до недавнего времени считался виллафранк, стратотип которого также находится на территории Италии. Термин «виллафранк» был предложен М. Парэто (Pareto, 1865) для озерно-аллювиальных отложений, следовавших за плиоценовой регрессией в Асти-Александрийском бассейне (Пьемонт).

Стратотипический разрез виллафранка вскрывается вдоль железной дороги Асти-Турин между Виллафранкой д'Асти и Сан-Паоло Солбрито. Он представлен песчано-глинистыми отложениями с остатками характерной фауны млекопитающих: *Mastodon* (*Anancus*) *arvernensis*, *Elephas* (*Archidiskodon*) cf. *meridionalis*, *Equus* sp., *Rhinoceros megarhinus*, *Leptobos stenometopon* и др. Этот так называемый типичный виллафранк залегает на песках астия, но в ряде мест и под ними. Таким образом, он начинается ранее калабрия и относится к плиоцену.

В дальнейшем А. Аццароли (Azzaroli, 1967) подразделил виллафранк на три биозоны или горизонта; верхняя зона была подразделена им еще на две подзоны. Нижняя зона — нижний или типичный виллафранк — сопоставлен Аццароли с астием — пьяченцей (наблюдается переслаивание отложений астия и нижнего виллафранка); средний и верхний виллафранк — с калабрием и, возможно, эмилием (верхняя часть калабрия).

Граница неогена и четвертичной системы по данным планктонных организмов

Огромное значение для стратиграфии и корреляции плиоценовых и четвертичных отложений имело изучение их в открытых океанических бассейнах. В 1965 г. Ф. Беннер и В. Блоу (Banner, Blow, 1965) установили биостратиграфическую зональность в неогене по планктонным фораминиферам. Они показали, что плиоцен может быть подразделен на три зоны (19—21). Зона 22 считалась ими основанием плейстоцена. Она определялась первым эволюционным появлением *Globorotalia truncatulinoides* из предковой формы *G. tosaensis*. Эти же авторы установили переход от *G. tosaensis* к *G. truncatulinoides* вблизи основания типичного калабрия в разрезе у Санта-Мария ди-Катанзаро в Южной Италии (стратотип калабрийского яруса Жинью).

Распространение планктонных организмов, на которых базируется стратиграфия донных отложений океанов, ограничено определенными географическими широтами. Проблема корреляции разрезов этих отложений, развитых в высоких и низких широтах, решается в настоящее время с использованием данных палеомагнетизма, поскольку инверсии магнитного поля Земли — явления глобальные. Совместно с данными абсолютного воз-

раста и биостратиграфии, палеомагнитные измерения дают возможность датировать донные отложения океанов и коррелировать отложения океанов на разных широтах Земного шара, а также с отложениями континентов и островов.

Созданная американскими учеными А. Коксом, Р. Доэллом и Г. Далримплем (Cox, Doell, Dalrymple, 1968) палеомагнитная шкала для последних 4 млн. лет, обоснованная радиологическими датировками, наряду с биостратиграфическими исследованиями морских и континентальных отложении этого отрезка времени, позволила перейти практически к глобальным корреляциям.

В кернах скважин, пробуренных на дне Атлантического океана, Д. Эриксон с соавторами (Ericson et al., 1963) определяли начало калабрия по появлению в фауне планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides*, вымиранию в нанопланктоне дискостериид и изменению в завертывании раковин *Globoratalia menardi* (до 95% правозавернутых раковин в плиоцене и до 95% левозавернутых в плейстоцене). Эта граница была подтверждена Ж. Хейсом (Hays, 1965) по радиоляриям из отложений дна Атлантического океана, в которых он установил четыре радиоляриевые зоны. В 1966 г. Н. Опдайк и др. (Opdyke et al., 1966) сопоставили радиоляриевые зоны Хейса с планктонными зонами и палеомагнитной стратиграфией и указали, что начало зоны 22 — *Globorotalia truncatulinoides* — совпадает с основанием «олдувейского» палеомагнитного эпизода (=«Гилса») шкалы Кокса и др., датируемым 1,85 млн лет. То же было подтверждено В. Берггреном (Berggren(1968, 1969*a*).

Таким образом, если принимать основание типичного калабрия и основание зоны G. truncatulinoides за границу между неогеном и четвертичной системой, то в Северной Атлантике она отмечается в пределах нормального полярного эпизода «Гилса» (=«Олдувей») около 1,6—1,85 млн. лет. На этом уровне появляется *C. truncatulinoides* и примерно здесь же вымирает основная масса дискостериид. В Антарктике сразу под основанием «Гилса» исчезают радиолярии *Eucyrtidium calvertense*. Везде от субтропиков до тропиков в Тихом океане калабрий отмечается появлением *Globorotalia truncatulinoides*, что совпадает с палеомагнитным эпизодом «Гилса» (1,6—1,85 млн. лет). В экваториальной части Тихого океана сразу выше эпизода «Гилса» исчезают радиолярии вида *Pterocanium prismattum*, а также вымирают *Globigerinoides sacculifera fistulosa*, *G. obliqua exterma*, *G. bolli*, *G. miocenica* и появляется *Globigerina digitata* из предковой формы *G. praedigitata*; вымирают дискостериды. На севере Тихого океана на уровне эпизода «Гилса» впервые появляется вид *Eucyrtidium matuyamay*, характеризующий начало калабрия.

Донные отложения океанов могут быть сопоставлены с стратотипическими итальянскими разрезами, ибо в отложениях последних несколько выше основания калабрия были обнаружены *Globorotalia truncatulinoides*. Нижняя граница калабрия в разрезе Ле Кастелла располагается несколько выше нормального полярного эпизода «Гилса».

Некоторые новые данные о положении неоген-четвертичной границы в итальянских разрезах

В одной из последних работ Г. Бигацци, Ф. Бонадонна и др. (Bigazzi et al., 1973) приводится подробное описание стратиграфии и геохронологии итальянского плейстоцена района Лациума. Этот район представляет особый интерес, ибо его стратиграфия основана на серии абсолютных датировок (треки, К—А) эффузивных и эксплоазивных отложений, переслаивающихся с осадочной толщей плейстоцена, что делает его пригодным для широких корреляций.

В данной работе показано, что лава, залегающая на глинах и серо-синих мергелях «табиано», датируется в 3,7±0,18 млн. лет (К — А). На лаве, или прямо на отложениях табиано, залегают конгломераты акватраверской эрозионной фазы, которые авторы считают пограничными между неогеном и четвертичной системой. На конгломератах залегают морские песчано-глинистые литоральные отложения, которые авторы относят к калабрию, однако в них нет еще северных иммигрантов. Мощность их не более 15 *м*. Это калабрийские слои с *Dentalium* П. Амброзетти и др. (Ambrosetti et al., 1972) или прекалабрий других авторов. Они сменяются отложениями с *Arctica islandica* (типичный калабрий), которые перекрываются калабрийскими слоями с *Terebratula ampula* П. Амброзетти и др. (Ambrosetti et al., 1972). Последние, по-видимому, отвечают эмилию Р. Селли (Selli, 1962)[1].

Калабрийские слои заканчиваются кассийской эрозионной фазой, датируемой около 1,0 млн. лет, выше которой располагаются морские сицилийские отложения, сопоставляемые с началом кромера. К сожалению, датировки калабрийских слоев с *Arctica islandica* здесь отсутствуют из-за отсутствия вулканических отложений. Традиционно основание калабрийских слоев с наличием северных иммигрантов датируется в 1,85 млн. лет (основание эпизода «Гилса»). Конец калабрия, как видно из разреза Лациума, датируется в 1 млн. лет. Та же схема плейстоценовой хронологии для Центральной Италии дана в работе П. Амброзетти с соавторами (Ambrosetti et al., 1972). Авторы относят к плиоцену слои нижнего виллафранка, возраст которого датируют от 2,5 млн. лет до 3,4 млн. лет. Этот отрезок времени приходится на проявление акватраверской фазы эрозии, отделяющей плиоцен от калабрия. Таким образом, основание калабрия датируется авторами около 2,5 млн. лет и коррелируется, по-видимому, со средним виллафранком (местонахождение млекопитающих Рока-Нейра на Центральном Французском плато, датируемое в 2,5 млн. лет). Это и есть калабрийские слои с *Dentalium*. Около 1,9 млн. лет авторы датируют основание традиционного калабрия или калабрийских слоев с *Arctica islandica*, выше которых отмечаются слои с *Terebratula ampula*. Традиционному калабрию соответствуют отложения верхнего виллафранка. Конец его датируется около 1 млн. лет. Это время проявления кассийской эрозионной фазы (гюнц?). Выше залегают отложения портуензия (сицилий),

[1] Г. Руджери и Р. Селли (Rudgieri, Selli, 1950) приняли название «эмилий» или калабрий II для самых верхних пластов калабрия с умеренной фауной. В дальнейшем Селли (Selli, 1962) рассматривал эмилий как новый ярус, Руджери (Rudgieri, 1961) отнес его к калабрию. Стратотип обнажается в долине Сантерно у Имола.

который сопоставляется авторами с кромером. В континентальных фациях им отвечает галерий, который заканчивается фламинийской эрозионной фазой, датируемой 700 тыс. лет (миндель).

Таким образом, ряд итальянских исследователей высказывает мнение, что нижняя граница четвертичной системы должна быть проведена не под традиционными калабрийскими слоями с *Arctica islandica,* а под калабрием в широком смысле (слои с *Dentalium*), который начинается после акватраверской эрозионной фазы.

В работе Г. Бигацци и др. (Bigazzi et al., 1973) отмечается, что начало четвертичного периода должно характеризоваться важным событием, которое должно было сильно изменить все условия жизни на Земле. Используя шкалу магнитных измерений А. Кокса (Cox, 1969), авторы приходят к выводу, что в моменты магнитных инверсий земная полярность интенсивно падает до нуля. В таком случае Земля должна была претерпевать в это время заметные бомбардировки космическими лучами, что обязательно влияло на ее органический мир.

Некоторые эксперименты показывают, что животные и растения испытывали эффект недостатка магнитного поля Земли, и он являлся причиной основных генетических мутаций. В некоторых работах, независимо от причины, была показана тесная зависимость между инверсиями магнитного поля Земли и вымиранием некоторых видов. Таким образом, инверсии магнитного поля сильно влияли на генетические изменения и приводили к вымиранию некоторых видов. На этом основании авторы считают возможным отнести заметные фаунистические изменения, происшедшие около 2,5 млн. лет назад, к границе между периодами Гаусс и Матуяма (смена ранневиллафранкской фауны — средневиллафранкской, накопление слоев с *Dentalium*). Менее заметные фаунистические изменения совпадают с олдувейским эпизодом (или «Гилса») около 1,85 млн. лет. (Смена средне- и поздневиллафранкской фауны, накопление слоев с *Arctica islandica*). Период в 2,5—2,4 млн. лет, по мнению авторов, наиболее значительный в геохронологическом отношении. С ним совпадают резкие изменения флоры и фауны, происходящие в результате климатического похолодания почти во всем мире. Поэтому авторы считают вполне правильным фиксировать в это время границу между третичной и четвертичной системами. С. Венцо (Venzo, 1965) относит период до появления *Arctica islandica* к докалабрийскому. Лона называет границу между умеренно теплым и умеренно холодным периодами «тиберийской».

Тиберийская граница характеризуется резким исчезновением наиболее типичных третичных элементов, таких, как Taxodiaceae, и последующим установлением растительности, указывающей на ухудшение климата (холодные фазы континентально-степные и/или горно-бореальные) (Lona, Bertoldi, 1973). Она принимается авторами за плио-плейстоценовую границу. По мнению Г. Бигацци и др. (Bigazzi et al., 1973), тиберийская граница совпадает с акватраверской фазой эрозии (от 3,4 до 2,5 млн. лет).

Положение неоген-четвертичной границы под средним виллафранком, датируемым около 2,5 млн. лет, хорошо совпадает с последними данными по ископаемому человеку. В известном олдувейском местонахождении остатков гоминид Восточной Африки, слой I с остатками *Homo habilis* и *Zinjanthropus* и древнейшими орудиями сопоставляется с верхним виллафранком и традиционным калабрием. Это делается на основании остатков млекопитающих и радиологических датировок, дающих цифру в 1,75 млн.

лет. Однако не так давно в Африке, на восточном берегу озера Рудольф, было открыто новое местонахождение Кооби-Фора II, которое датируется в 2,6 млн. лет, что близко совпадает с датировкой основания среднего виллафранка и нижней границей калабрийских слоев с *Dentalium*.

Граница между неогеном и четвертичной системой на территории СССР

В настоящее время в Советском Союзе в официальной схеме, принятой МСК, нижняя граница четвертичной системы проведена под бакинскими морскими отложениями и их стратиграфическими аналогами. Вопрос о положении нижней границы четвертичной системы обсуждался еще в 1932 г. на II Международной конференции АИЧПЕ (позднее она была переименована в ИНКВА) в Ленинграде. Мнения советских ученых не были однозначны (Гербова, Громов, 1972). Так, И. М. Губкин проводил ее под гюнцем, А. М. Жирмунский — под дунайским оледенением, которое он приписывал апшерону. Г. Ф. Мирчинк (как ранее и А. П. Павлов) считал, что граница проходит в кровле апшерона под гюнц-минделем (кромером). При этом Г. Ф. Мирчинк исходил из предположения, что наиболее древнее оледенение было миндельское. В. И. Громов в докладе на II конференции АИЧПЕ пришел к выводу, что фауна млекопитающих позволяет признать наличие одного оледенения с осцилляциями, которое, по его мнению, началось в риссе, но следы резкого похолодания отмечались им также в минделе.

Поскольку в основу определения нижней границы четвертичной системы было положено наличие следов первого похолодания, В. И. Громов полагал положение этой границы под минделем. (Впоследствии В. И. Громов изменил свое мнение и предлагал включить в четвертичную систему весь плиоцен.) В то же время С. А. Яковлев, А. Л. Рейнгард, А. И. Москвитин и другие исследователи в Советском Союзе считали доказанным существование более древних, чем миндельское, оледенений, что позволило им проводить нижнюю границу четвертичной системы, по крайней мере, под гюнцем.

В связи с решением о составлении международной карты Европы на конференции было предложено подразделять четвертичную систему на четыре отдела: эоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен.

В эоплейстоцен были включены отложения всех древних оледенений, начиная с дунайского. Таким образом, уже в 1932 г. нижняя граница четвертичной системы была рекомендована внутри отложений, относимых к верхнему плиоцену. Однако вопрос о том, где в стратиграфической шкале помещать дунайское оледенение, оставался не ясен.

В докладе к IV Международной конференции по изучению четвертичного периода в 1950 г. В. И. Громов считал, что фауна хапровского комплекса млекопитающих (верхний акчагыл) уже относится к четвертичной системе и что корни ее уходят еще в низы плиоцена. К нему присоединился Н. И. Николаев, который, основываясь на данных неотектоники, считал, что весь плиоцен должен быть включен в четвертичную систему.

В ряде последующих работ В. И. Громова, Н. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера (1969), В. И. Громова и К. В. Никифоровой (1968), В. И. Громова, Е. А. Вангенгейм и К. В. Никифоровой (1965),

К. В. Никифоровой и Л. И. Алексеевой (1959) было предложено проводить границу между неогеном и антропогеном под акчагыльскими морскими отложениями юга Европейской части СССР, которые были сопоставлены авторами с астием (пьяченцой) и, частично, с калабрием Италии. Континентальными аналогами акчагыла в СССР были признаны отложения с остатками млекопитающих молдавского и хапровского комплексов.

В настоящее время в Советском Союзе имеется огромный фактический материал по геологии и фауне млекопитающих, морских и пресноводных моллюсков, фораминифер и остракод, флоре и растительности, ископаемому человеку и его материальной культуре, а также по неотектонике, литологии и палеомагнетизму верхнего плиоцена и антропогена. Однако единого мнения о положении нижней границы четвертичной системы у советских исследователей так и не существует. Одни исследователи считают, что она должна быть проведена под акчагылом, другие — под апшероном и, наконец, официально принятая в СССР граница проводится под бакинскими отложениями. В последнее время большинство советских исследователей соглашается с необходимостью установления единого положения границы между неогеном и четвертичной системой во всем мире как на континентах, так и в осадках дна океанов. Поскольку решением последней XXIV сессии МГК в Канаде была рекомендована граница под морскими калабрийскими слоями с *Arctica islandica* и *Hyalinea balthica*, в Советском Союзе она должна быть помещена под апшеронские слои Каспия и его стратиграфические аналоги.

Эта граница и показана в последней работе И. И. Краснова и К. В. Никифоровой (1973), хотя авторы принципиально остаются на старых позициях о положении ее под акчагылом Каспия и его стратиграфическими аналогами.

Наиболее благоприятной для установления нижней границы четвертичной системы в СССР является территория юга Европейской части.

Прямые корреляции морских отложений Черноморского и Каспийского бассейнов с бассейном Средиземного моря из-за несходства фауны затруднительны. Однако они могут быть проведены с помощью фауны млекопитающих и пресноводных моллюсков. В Советском Союзе с фауной нижнего виллафранка может быть сопоставлена фауна молдавского комплекса (нижне- и верхнепоратские слои), которая обнаруживается в нижнем и среднем акчагыле.

Фауне среднего виллафранка отвечает хапровский комплекс В. И. Громова (1948) (верхний, возможно, часть среднего акчагыла). Отсюда получена возможность сопоставления акчагыла с астием — пьяченцой и низами калабрия (слои с *Dentalium*) Италии. Верхнему виллафранку (зона «а») отвечает фауна одесского комплекса (нижний апшерон). Таманский комплекс (средний — верхний апшерон) может быть сопоставлен с фауной конца виллафранка.

Таким образом, апшерон оказывается коррелятивом калабрия в традиционном смысле (слои с *Arctica islandica* и слои с *Terebratula ampula* Италии).

Эти сопоставления подтверждаются данными палеомагнитного анализа. В нижних слоях апшерона в разрезах Туркмении и Азербайджана, по данным Г. З. Гурария, М. А. Певзнера и В. М. Трубихина (1973), наблюдались пачки нормально намагниченных пород, которые авторы сопоставили с палеомагнитным эпизодом «Гилса». Таким образом, если основание ка-

лабрийских слоев с *Arctica islandica*, которые также примерно совпадают с основанием палеомагнитного эпизода «Гилса», датируемым около 1,8 млн. лет, принимать за нижнюю границу четвертичной системы, то в Советском Союзе она должна пройти под апшероном и его стратиграфическими аналогами. Подобные результаты были получены М. А. Певзнером (Певзнер, Чепалыга, 1970) и на материале аллювиальных отложений из разновозрастных террас крупных рек Молдавии и Юга Украины (Днестр, Дунай, Прут), охарактеризованных остатками млекопитающих, и в ряде других регионов.

Некоторые палеогеографические аспекты проблемы

Одной из наиболее дискуссионных является проблема сопоставления плиоценовых и нижнечетвертичных отложений с оледенениями. Однако наличие климатических колебаний в позднем плиоцене и начале четвертичного периода признается всеми исследователями. Не акцентируя внимания на наличии в то или иное время обширных покровных оледенений, я остановлюсь на тех некоторых данных, которые указывают на несомненные климатические колебания в течение интересующего нас отрезка времени.

Верхний плиоцен Южной Европы (пьяченца—астий) характеризуется теплым климатом, хотя и с некоторыми колебаниями. Первое ухудшение климата отмечается в фауне Виалетт (Bonifay, 1969а, б) (нижний виллафранк). Климатические осцилляции имеют тенденцию становиться более значительными в среднем виллафранке. Так, начало среднего виллафранка характеризуется заметным похолоданием. На это время падает крупная эрозионная фаза (акватраверская) в Центральной Италии. С ним совпадает и резкая смена растительности, отмеченная вымиранием *Taxodium, Sequoia, Sciadopitys* — тиберийская граница Лоны (Lona, Bertoldi, 1973). В Нидерландах этому времени отвечают отложения претиглия с холодной флорой, в Советском Союзе — холодная фаза внутри среднего акчагыла, формирование чистопольского горизонта кинельской свиты Среднего Поволжья и Прикамья с таежной флорой.

С. Венцо (Venzo, 1965) также отмечает похолодание в течение раннего, или нетипичного, калабрия. Он указывает, что к раннему, или нетипичному, калабрию приурочена зона с редкой микрофауной, включающей немного бентонных форм с карликовыми экземплярами и несколько бо́льшее количество планктонных видов (в основном Globigerinae) тоже с очень мелкими экземплярами. Он связывает это с первым четвертичным похолоданием. По-видимому с этим временем связывается похолодание внутри тиглия (горизонт В) Нидерландов и формирование нижнекуяльницких слоев Одессы с холодостойкой бореальной фауной моллюсков. Р. Селли (Emiliani, Mayeda, Selli, 1961) отмечает ряд климатических изменений в течение типично калабрийской эпохи, отложения которой имеют мощность около 1000 *м*, по изменениям в составе микрофауны. Он выделил биостратиграфические зоны по нескольку метров мощности, которые содержат хорошо развитые северные виды и обнаруживают низкую температуру поверхностных вод (15—20° С). Они чередуются с другими зонами, содержащими редкие и дистрофичные северные виды, сопровождаемые тепловодными видами и высокой температурой поверхностных вод (25—32°С) [1].

[1] Современная температура Ионического моря около 27° С.

Эмилианская зона (Ruggieri, Selli, 1950) по краю эмилианских Апеннин, где продолжается калабрийская серия, характеризуется отсутствием северных видов. А. А. Ауццароли и Р. Амброзетти (Ambrossetti, Azzaroli, 1972) отмечают, что на южной окраине равнины По к югу от Имолы разрез калабрия представлен более чем 1000-метровой толщей синих глин, перекрытых желтыми прибрежными песками. Начало плейстоцена устанавливается по появлению «холодных» видов: *Arctica islandica, Chlamis septemradiata, Panopaea norvegica* и др. Таким образом синие глины вмещают фауну, указывающую на холодный климат, за исключением их средней части, где «холодные» виды отсутствуют. Желтые пески содержат богатую морскую фауну умеренного климата и остатки млекопитающих эпивиллафранка. Жинью относил желтые пески к верхнему калабрию.

Климатические изменения, отмеченные в калабрии, хорошо коррелируются с таковыми в континентальных виллафранкских отложениях. Типичному калабрию отвечает верхний виллафранк. К самому концу среднего или началу позднего виллафранка относится фауна Ле Купэ Франции (1,92 млн. лет), приуроченная к перигляциальным отложениям (Bout, 1973). К начальным этапам позднего виллафранка относится, по тому же автору и «холодная» фауна Сенеза (1,6 млн. лет). В Нидерландах с началом позднего виллафранка коррелируются по палеомагнитным данным и по фауне мелких млекопитающих отложения эбурония с холодной флорой. В Советском Союзе этому времени отвечает похолодание в самом начале апшерона (домашкинские палюдиновые слои с бореальной фауной моллюсков, залегающие на морском верхнем акчагыле, а также нижний апшерон Дуздага с аналогичной фауной).

Отложения типичного калабрия и верхнего виллафранка Италии и апшерона СССР начинают собой четвертичную систему. Похолодание в начале ее прослеживается в глобальном масштабе. Некоторые исследователи связывают с началом четвертичной системы оледенения, по крайней мере, в высоких широтах и горных странах.

Климатические колебания наблюдаются в течение всего позднего виллафранка. В Италии отмечаются, по крайней мере, еще две холодные и две теплые фазы. Последняя холодная фаза совпадает, по-видимому, с гюнцским оледенением Альп (кассийская эрозионная фаза, 1 млн. лет). В Нидерландах первой холодной фазе отвечает похолодание внутри теплого ваалия, а второй — холодный менапий.

В Советском Союзе с ваалием могут быть скоррелированы отложения конца нижнего — среднего апшерона. Начало среднего апшерона характеризуется обедненными спорово-пыльцевыми спектрами (уменьшение до полного исчезновения широколиственных пород, зона V И. В. Масловой, 1960, исследовавшей керн скважины у г. Кизляра). Это похолодание можно сопоставить с похолоданием в среднем горизонте ваалия. С верхним «теплым» ваалием может быть сопоставлена зона VI И. В. Масловой, где по спектрам намечается потепление климата, а менапию и гюнцу соответствует похолодание верхнего апшерона (зона VII И. В. Масловой, в середине которой совершенно исчезает пыльца лиственных пород, и зона IX также с господством степной растительности).

Климатические колебания находят свое выражение и в составе фауны моллюсков в континентальных отложениях юга Европейской части СССР, сопоставляемых с акчагылом и апшероном. Так, по данным А. Л. Чепалыги (1972), в Восточно-Европейской провинции, начиная с акчагыла,

выделяются два крупных этапа в развитии фауны моллюсков: левантинский и плейстоценовый. Левантинский этап характеризуется появлением новых родов и подродов. Наиболее крупные изменения в эволюции пресноводных моллюсков наблюдаются в фауне нижнепоратских и верхнепоратских слоев и связаны с появлением и развитием скульптированных форм (теплолюбивая фауна). Это событие совпадает с нижним и средним акчагылом (нижним виллафранком). Уже в середине среднего акчагыла происходит изменение состава фауны: исчезают левантинские элементы, появляется типичная бореальная фауна без теплых элементов (чистопольский горизонт). В конце среднего акчагыла (максимум трансгрессии) вновь появляется теплолюбивая фауна моллюсков, которая к началу позднего акчагыла сменяется холодостойкой бореальной с нескульптированными формами. В конце позднего акчагыла вновь появляются скульптированные формы унионид и вивипар (*Potomida tamanensis*), но уже с редуцированной скульптурой. Начало апшерона характеризуется полным отсутствием левантинских элементов (домашкинская фауна), что связано с резким похолоданием климата. В раннем апшероне отмечается новая вспышка формообразования и скульптированных форм (бошерницкая фауна с *Bogatschevia sturi*), указывающая на новое улучшение климатических условий. Средний апшерон — похолодание — косницкая фауна с *Pseudosturia caudata* — сменяющееся кратковременным потеплением и вновь похолоданием на границе с плейстоценом, когда доживают последние левантинские формы (конец таманского комплекса — морозовская фауна). В колкотовской фауне тираспольского комплекса уже преобладают ныне живущие виды.

Отмеченные климатические изменения хорошо отражены в покровных отложениях, широко развитых на территории юга Европейской части СССР. Смена более сухих и прохладных более влажными и теплыми климатическими условиями в конце плиоцена — в начале плейстоцена зафиксирована в чередовании суглинистых, часто лёссовидных отложениях с красноцветными ископаемыми почвами.

По данным К. А. Ализаде с соавторами (1972), в Черноморской и Каспийской областях на близких стратиграфических уровнях верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена происходят крупные изменения фаун моллюсков и отчетливая смена геотектонического режима:

1) акчагыл — куяльник? (абсолютное господство плиоценовой фауны);
2) апшерон — гурия (продолжается господство плиоценовой фауны, но появляются предковые формы плейстоценовых моллюсков);
3) баку — чауда (абсолютное господство плейстоценовых моллюсков с редкими плиоценовыми реликтами).

Авторы считают, что последний этап совпадает с нижней границей четвертичной системы. Но, как можно заметить, появление плейстоценовой фауны происходит уже во втором этапе (апшерон — гурия), совпадающем с типичным калабрием стратотипической области Италии, под которым проводится нижняя граница четвертичной системы.

По характеру апшеронской фауны можно судить, что соленость вод апшеронского бассейна приближалась к современному Каспию, хотя имелись участки с пониженной соленостью, что объясняется сильным влиянием впадавших в Каспий рек. Флора апшерона не отличима от современной (Богачев, 1936). По-видимому, и климат этого времени мало отличался от современного. В апшеронское время отмечается интенсивная вулканиче-

ская деятельность. На это указывают обильные прослои вулканического пепла, заносившегося ветром и морскими течениями далеко на восток от центров извержения. Большой интенсивностью отличались движения земной коры, особенно в начале апшерона. Известно, что апшеронское море отличалось меньшей соленостью, чем акчагыльское, хотя поверхность его была меньшей, что связывается с тектоническими движениями, которые приводили к увеличению глубины бассейна (Андрусов, 1923). Действительно, на Апшеронском полуострове сравнительно мелководные акчагыльские отложения сменяются более глубоководными апшеронскими. Увеличение глубины, по-видимому, связано с тектоническими движениями, обусловившими опускание дна. Этим объясняется и огромная мощность апшерона в Азербайджане и в Прикаспийской низменности. Испытывает некоторое погружение также и область Маныча.

Проявление тектонических движений, особенно сильное в начале апшерона, отмечается и на прилегающей суше как в Каспийской, так и в Эвксинской области.

Таким образом, смена акчагыльского века апшеронским сопровождалась сильными движениями земной коры. Каспийский бассейн сокращается в размерах. Массовое появление лимней, а чаще — дрейссензий, говорит об опреснении бассейна. В среднем апшероне из Эвксинской области через Манычский пролив проникает фауна каспийского типа: она же, но более бедная, занимает море и в позднем апшероне (Колесников, 1940).

Горообразовательные процессы в конце апшерона изменили очертания бассейна, а в северной его части сопровождались опусканиями, снова приведшими к связи Каспия и Эвксина через Манычский пролив, что привело к иммиграции кардид из группы *Didacna crassa*, характерных для бакинской эпохи.

Аналогами каспийского апшерона в Эвксинском бассейне являются гурийские слои. Флора гурийского времени резко отлична от предшествующих плиоценовых флор Грузии. На смену вечнозеленым родам появляются обычные и ныне для Закавказья листопадные формы.

Границы Гурийского бассейна в основном лежали внутри современной береговой линии, чем и объясняется малое распространение гурийских слоев (Гурия в Западном Закавказье и северо-западная часть Керченского полуострова). Отмечаются тектонические движения до и после отложения гурийских слоев.

Положение нижней границы четвертичной системы на материках Австралии, Новой Зеландии и Северной Америки

Корреляция разрезов Австралии и Новой Зеландии со стратотипическими разрезами Италии и данные, полученные в результате бурения в океанах, использующие планктонные фораминиферы, наннопланктон и радиолярии, а также радиометрические датировки, палеотемпературы и палеомагнетизм, позволили исследователям проводить нижнюю границу четвертичной системы в Новой Зеландии под отложениями хаутавского яруса, который сопоставляется с калабрием.

Эти отложения характеризуются также наличием холодноводных моллюсков (мигрировавших с севера). Ряд исследователей, правда, отмечают, что корреляция отложений этого яруса на дальние расстояния еще не достаточно ясна. В разрезе скважины, расположенной в океане к северо-востоку от северного острова, было обнаружено частичное перекрытие *Globorotalia truncatulinoides* и *G. tosaensis* (Suggate, 1973, Hornibrook, 1973). Хорнибрук считает, что хорошо отбивает нижнюю границу четвертичной системы заметный выступ правозавернутых форм *Globorotalia crassiformis*. В Австралии *Globorotalia truncatulinoides* и *G. tosaensis* обнаружены в отложениях побережья Виктории в слоях калькаренитов, где встречены также раковины *Pecten* (разрез «Гленс Ривер»).

Таким образом, граница между плиоценом и четвертичной системой проводится ниже слоев с *Pecten*. Подстилающая их пачка отложений Уэррику, перекрывающая отложения формации Блафф и ранее считавшаяся плейстоценовой, отнесена ныне к плиоцену (Singleton et al., 1973).

В Северной Америке примерным аналогом виллафранка является формация Бланко. Отмечается сходство бланкского этапа с эоплейстоценом Советского Союза. И там и тут существуют одни и те же роды, например, лошади стеноновой группы *Plesippus*, корнезубые полевки мимомисной группы и др. Это объясняется, кроме временной их близости, прямым фаунистическим обменом в начале этих этапов через Берингийскую сушу (Шер, 1970). Также тесно бланкские фауны связаны с фаунами виллафранка Западной Европы. Это подтверждается и радиологическими датировками по К — А. Так, свита Гленс-Ферри в Айдахо, содержащая бланкскую фауну, датируется в 3,2—3,5 млн. лет (до 4 млн. лет). В 3,3 млн. лет датируются отложения свиты Техама с бланкской фауной в Калифорнии (эти же датировки имеются для виллафранкских отложений). Андезиты и туфы свиты Козо-Маунтис, переслаивающиеся с отложениями, содержащими бланкскую фауну, имеют возраст 2,1—2,3 млн. лет, что отвечает среднему виллафранку. Фауна позднего Бланко, характеризующая свиту Саттер в Калифорнии, имеет датировки в 1,5, 1,6 и 1,9 млн. лет (верхний виллафранк Европы).

Таким образом, основание формации Бланко, так же как и основание виллафранка, датируется 3,5—3,8—4 млн. лет. Верхняя граница виллафранка — 1 млн. лет, Бланко — 1,5—1,3 млн. лет. Более молодая ирвингтонская фауна переслаивается с базальтами Бруно, датируемыми в 1,36 млн. лет. Таким образом, позднее Бланко (свита Саттер в Калифорнии) и Ирвингтон могут быть сопоставлены с верхним виллафранком и калабрием Италии и апшероном Юга СССР.

В морских отложениях Калифорнии *Globorotalia truncatulinoides* появляется в нижней части яруса уелерий (в пределах формации Пико).

Основной спорной проблемой является корреляция древних ледниковых отложений Северной Америки с фаунистически охарактеризованными отложениями и с отложениями Европы. В настоящее время, по данным Кука (Cooke, 1972) и Ричмонда (Richmond, 1965), оледенение Небраска внутренних областей континента Северной Америки сопоставляется с дунайским оледенением Альп и датируется 1,5 млн. лет (позднее Бланко, верхний виллафранк). Казанское оледенение сопоставляется с альпийским гюнцем.

Заключение

В данной статье было показано положение с проблемой нижней границы четвертичной системы за рубежом и в Советском Союзе к настоящему времени. На последней XXIV сессии Международного геологического конгресса в 1972 г. в Монреале была подтверждена рекомендация Международного коллоквиума по N/Q границе, прошедшего в 1972 г. в СССР. В решениях этого коллоквиума было рекомендовано проводить N/Q границу под калабрийскими слоями, содержащими фауну северных иммигрантов, стратотипических разрезов Италии. Эта граница совпадает с нижней границей палеомагнитного эпизода «Гилса», датируемой в 1,85 млн. лет.

В настоящее время некоторые итальянские исследователи высказывают мнение, что нижняя граница плейстоцена может иметь место на более низком уровне, а именно под калабрийскими слоями с *Dentalium,* до времени появления в фауне северных иммигрантов, или под нетипичным калабрием других авторов. Она совпадает с акватраверской эрозионной фазой и датируется, примерно, в 2,5 млн. лет (граница палеомагнитных эпох Гаусс — Матуяма). Высказывается также мнение, что разрез Катанзаро не может быть использован в качестве стратотипического, так как в нем нет непрерывного перехода от плиоцена к плейстоцену.

В связи с этим назрела настоятельная необходимость обсуждения этих проблем на стратотипических разрезах Италии в ближайшее время.

Одной из основных задач является также выбор и изучение стратотипических (парастратотипических) разрезов в других странах Европы и на территории других континентов, а также на дне океанов, и корреляция отложений этих разрезов.

Особенно надо подчеркнуть важность корреляции морских отложений с континентальными и установление единой стратиграфической схемы морских и континентальных отложений верхнего плиоцена и четвертичной системы.

Изучение разрезов как морских, так и континентальных должно базироваться на комплексе методов: биостратиграфических, климатостратиграфических, археологических, физических (палеомагнетизм, палеотемпературы, абсолютный возраст) и др.

Изучение морской и континентальной фауны, флоры и растительности, а также остатков древнего человека и его материальной культуры позволит подойти к палеогеографическим реконструкциям отдельных временных срезов. Применение физических методов сделает возможным решение вопроса о синхронности или метахронности геологических событий в региональном и глобальном масштабах. Установление границы между неогеном и четвертичной системой имеет большое значение для уточнения единой стратиграфической шкалы и для разработки научных основ поисков месторождений полезных ископаемых, геологического картирования, составления легенд карт четвертичных отложений, неотектоники, геоморфологии и т. д. В связи с этим особое значение приобретает определенная договоренность между исследователями об установлении единого положения данной границы в глобальном масштабе, по крайней мере, для какого-то определенного отрезка времени.

Б. М. Келлер

Природа хроностратиграфических границ

Нет сомнения, что границы хроностратиграфических подразделений общей, или международной, стратиграфической шкалы могут проводиться только на основе палеонтологических данных. Непрерывное и необратимое развитие органического мира дает основу для построения детальной стратиграфической шкалы — той надежной «метрической линейки», к которой могут быть привязаны зональные и ярусные подразделения, встреченные в разных структурно-фациальных зонах земной коры, расположенных в пределах современных континентов и океанов.

Переходя к системам и более крупным подразделениям, наряду со своеобразием органического мира, мы учитываем и всю сумму историко-геологических данных, в том числе особенности осадконакопления и тектонический режим, изменение которых во времени может быть уловлено только на протяжении очень крупных отрезков времени, соответствующих эратемам и эонотемам. Все современные стратиграфы признают, что каждая система и более крупное подразделение соответствует определенному неповторимому этапу развития земной коры и ее органического мира. Значительные различия во мнениях начинаются там, где мы пытаемся провести границу между двумя этапами, которая почти всегда сводится к поиску границы между двумя смежными зонами или ярусами. Здесь намечаются две точки зрения, которые обсуждаются в современной науке более ста лет.

Согласно первой из них, развитие органического мира происходит постепенно, в связи с чем наша стратиграфическая шкала является искусственным построением; границы между подразделениями этой шкалы могут быть проведены на любом рубеже, исходя из удобства классификации. Считается, что самое важное — это выбрать наиболее отчетливый и хорошо прослеживаемый уровень, который можно распознавать на возможно большей площади. Эта точка зрения особенно четко была сформулирована в 1889 г. в статье двух крупнейших русских стратиграфов С. Н. Никитина и Ф. Н. Чернышева. Они писали, что наша стратиграфическая шкала является искусственным построением и утверждали, что это «взгляд всякого убежденного прямолинейного эволюциониста, признающего, что природа не делает скачков и перерывов».

С этими выводами перекликаются представления некоторых современных стратиграфов об искусственности принимаемых нами стратиграфических рубежей, которые существуют только в нашем воображении для удобства систематизации материала (Hedberg, 1959).

Вторая точка зрения признает неравномерность развития Земли и ее органического мира, наличие в ходе его отчетливых естественных рубежей и переломов, которые сопровождаются изменением и обновлением органического мира. С этой точки зрения принятая у нас стратиграфи-

ческая шкала отражает естественные историко-геологические этапы, а большинство рубежей между ними не могут быть выбраны произвольно, а трассируются в местах отчетливой смены фауны, вызванной не местными фациальными причинами, а коренными изменениями биотических сообществ на Земном шаре. Наличие таких переломов отмечали многие стратиграфы. В конце пятидесятых годов о них писали А. Н. Криштофович (1957), О. Шиндевольф (Schindewolf, 1954, 1962) и американский палеонтолог Ньюэлл (Newell, 1962, 1967). В работах последнего дан количественный подсчет семейств низших позвоночных, вымерших и появившихся на рубежах геологических систем. Это вымирание охватывало до 50% общего числа семейств, в результате чего высвобождались экологические ниши, наполнявшиеся новыми комплексами видов лишь по истечении известного промежутка времени. Общее соотношение эпох вымирания и появления семейств показано в статье Ньюэлл (1967, рис. 7), где учтены данные по всем типам животных (2250 семейств). На этом графике показано исчезновение многих групп фауны — в конце кембрия (до 52%), в конце девона (30%), в конце перми (50%), в конце триаса (35%), в конце мела (26%). Менее отчетлива смена фауны на границе силура и девона, карбона и перми, юры и мела.

Удовлетворительного объяснения массовых вымираний пока нет. Разные авторы (см. Давиташвили, 1969) видели причины вымирания организмов в увеличении космической радиации, изменении содержания кислорода в атмосфере, содержании элементов-примесей, изменении солености океанов, в падении продуктивности моря. Из многих возможных причин вымирания Ньюэлл считает наиболее вероятной сокращение ареалов обитания видов в результате поднятия континентов и регрессий, которые имели катастрофические последствия для многих семейств; вымирание их происходит в геологическом смысле одновременно. По мнению Н. Ньюэлла, эпизоды массового вымирания видов занимали сотни и тысячи лет, а развитие новой фауны и освоение ею новых экологических ниш длилось сотни, тысячи и даже миллионы лет.

В свете указанных представлений Ньюэлла, границы между крупными подразделениями стратиграфической шкалы могут совпадать с естественными рубежами в истории развития органического мира.

Очень убедительно естественность подразделений стратиграфической шкалы была показана в работе В. В. Меннера (1962). Вывод о том, что они реально существуют, а не являются искусственным построением прямо вытекает из учения В. В. Меннера об этапности развития органического мира в бассейнах прошлых геологических периодов. В. В. Меннер писал, что «основным и самым характерным признаком, по которому может проводиться граница того или иного геологического подразделения, является быстрое развитие и широкое расселение новых форм в процессе их адаптивной радиации» (Меннер, 1962, стр. 233—234). Только после резких изменений внешней среды, сопровождающихся массовым вымиранием ранее господствующих групп, новые прогрессивные формы, образование которых определено воздействием внешних условий, приобретают явные преимущества и начинают доминировать над другими. Первое появление новых форм, не завоевавших широких ареалов обитания, для проведения стратиграфических рубежей не может быть использовано; для проведения рубежа важно резкое изменение среды, определившее начало адаптивной радиации группы и широкое расселение ее представителей.

Этот принцип пригоден при определении границ не только систем, но также ярусов и даже зон.

Опираясь на данные приведенных работ, мы видим, что процесс развития органического мира неравномерен. Его нельзя себе представить как плавный поток эволюции, который можно условно подразделять на одинаковые отрезки. Имеющиеся данные показывают, что в этом потоке, наряду с плесами, имеются быстрины и перепады, которые являются естественными рубежами между крупными стратиграфическими подразделениями. Эти естественные рубежи в истории развития органического мира в какой-то степени взаимосвязаны с рубежами в истории развития земной коры. Связи эти чрезвычайно многообразны и могут осуществляться на основе крупных палеогеографических изменений, в том числе изменений климата и перераспределения течений в связи с формированием рельефа, миграцией полюсов и т. д.

Границы геологических систем чрезвычайно разнообразны в отношении резкости изменений комплексов животных и растений, населявших моря и континенты прошлого. Еще Мак-Ларен (McLaren, 1970) выделял среди геологических рубежей два типа: 1) на которых «ничего не случилось» и 2) более резкие принципиальные рубежи, на которых «что-то случилось». Это могли быть резкие изменения в составе фауны и флоры, великие вымирания или появления новых сообществ животных и растений. Нам представляется, что доступные для изучения геологические границы можно разделить на три категории.

1. Сглаженные границы, не связанные с принципиальными изменениями в развитии органического поля. Ярким примером такой спокойной границы, где «ничего не случилось», является рубеж силура и девона. Основной задачей Международной комиссии, которая была создана для уточнения этой границы, была не фиксация наиболее резкого естественного рубежа, а выбор наиболее четкого корреляционного уровня, который можно было бы протрассировать на всех материках. Таким уровнем оказалась подошва зоны Monograptus uniformis, которая хорошо распознается в разных странах (Соколов, 1970).

2. Второй тип — это четкие границы, на которых изменяется состав отдельных групп ископаемых организмов. К ним принадлежат, например, граница девона и карбона, карбона и перми, юры и мела. Выбранный в качестве границы рубеж сопровождается здесь изменениями в составе фауны, но оказывается не лучше и не хуже других рубежей, которые прослеживаются на других стратиграфических уровнях ниже или выше по разрезу. По поводу того, какой из рубежей можно взять за основу, разгораются длительные дискуссии. До сих пор геологи-стратиграфы спорят, куда относить такие подразделения как швагериновые слои в верхнем палеозое, берриас в мезозое и т. д.

3. К третьему типу относятся очень резкие рубежи с коренным преобразованием сообщества ископаемых организмов. Примером их является граница венда и кембрия, перми и триаса, мела и палеогена, т. е. рубежи между геологическими группами (эратемами,) которые О. Шиндевольф обозначил как крупные рубежи истории Земли («Grosse erdgeschichtliche Faunenschnitte»). Каждый из этих рубежей отличается своими особенностями.

Нижняя граница кембрия — в Сибири подошва зоны Aldanocyathus sunnaginicus — характеризуется массовым появлением скелетных форм

(хиолитов, хиолительминтов, лаптортелл), отсутствующих в предшествующих слоях. Несколько выше, в атдабанском ярусе, появляются первые трилобиты. До сих пор вымирания предшествующего комплекса видов у нижней границы кембрия не отмечалось. Теперь, после изучения фауны многоклеточных верхов докембрия Онежского полуострова и сравнения ее с одновозрастными фаунами Австралии и Ю. Африки, мы можем полагать, что на этом рубеже вымерли: 1) петалонамы, включающие группы Pteridinidae, Rangeidae, Erniettidae, которые рассматриваются Пфлугом как самостоятельные классы; 2) трилобитоморфы, или «голые трилобиты», выделенные Б. М. Келлером в новое семейство Vendomiidae и включающие роды *Vendomia*, *Vendia*, *Onega* и *Praecambridium*; 3) аннелиды, включающие роды *Spriggina* и *Dickinsonia*. Последний встречается как в Австралии, так и на Онежском полуострове.

Второй крупный рубеж смены фауны приурочен к границе перми и триаса и давно был принят за границу двух геологических эр. Подробности, касающиеся этой границы, приведены И. А. Добрускиной (см. стр. 145 этой книги). Здесь отметим только, что границу перми и триаса можно наблюдать в крайне ограниченном количестве пунктов. По имеющимся данным, полученным нашими геологами для района Джульфы, рубеж представляется более расплывчатым, чем предыдущий и связан с исчезновением ряда палеозойских групп, таких как фораминиферы, гониатиты и некоторые другие. Исчезновение их не связано со строго определенным уровнем и осуществляется на протяжении известного интервала, охватывающего верхние горизонты пермской системы и индский ярус триаса. В верхах перми появляются цератиты, получающие широкое распространение в нижнем и среднем триасе. Смена брахиоподовых сообществ пермской системы на цератитовые комплексы триаса является одной из наиболее характерных черт рассматриваемого рубежа.

Совсем иным представляется третий «великий перелом» в истории Земли, приуроченный к границе маастрихтского яруса верхнего мела и датского яруса палеогена. Рубеж этот давно привлекал внимание геологов и всегда поражал своей резкостью и четкостью; наличием исключительно короткого отрезка времени, на котором происходит исчезновение большого числа групп меловой фауны. К числу их относятся рудисты, белемнителлы, аммониты, иноцерамы, динозавры и некоторые другие. Исследования, проведенные в последние годы, подтвердили эту общую картину, но внесли некоторые уточнения в ранее предложенные схемы. Выяснилось, например, что в африканских разрезах имеются случаи захождения в датские отложения, охарактеризованные бентосными фораминиферами (*Laffiteina bibensis* и др.) аммонитов (*Indoceras africanense*) (см. стр. 250). Особенно разительна смена на границе маастрихта и датского яруса сообщества планктонных фораминифер, полное обновление которого хорошо иллюстрируется рис. 5. По сообщению В. А. Крашенинникова, такая же смена зональных комплексов фораминифер наблюдается во всех океанах (Тихом, Атлантическом, Индийском). Это дает возможность утверждать, что на рубеже мела и палеогена произошли разительные перемены, которые привели к полному преобразованию фауны во всех морях и океанах.

Поиски рубежей между крупными подразделениями стратиграфической шкалы в конечном итоге сводятся к проведению границы между смежными зонами. Многие авторы указывали на то, что такая граница должна хорошо распознаваться и прослеживаться во многих районах Земного

шара (по крайней мере на нескольких материках). Граница должна иметь четкий стратотип, удобно расположенный и хорошо достижимый для повторного исследования. Стратотип следует выбирать там, где мы имеем серию пород однородного фациального состава, лишенного перерывов. Только в этом случае может быть намечен естественный рубеж, связанный с развитием фауны, а не с ее изменением под влиянием местных изменений внешней среды. При соблюдении всех перечисленных условий мы можем наметить тот идеальный маркирующий рубеж, или, по образному выражению Мак-Ларена, забить «золотой гвоздь», который на многие годы будет основным репером при проведении границы.

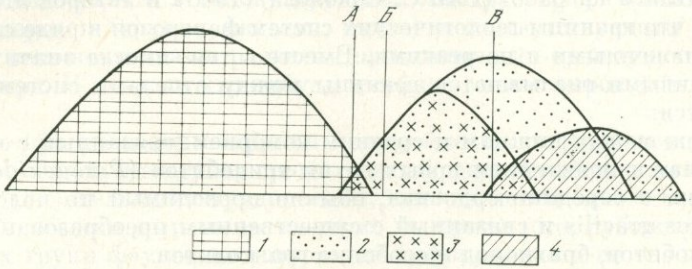


Рис. 1. Границы стратиграфических рубежей между двумя этапами развития фауны и флоры

1, 2 — два обособленных этапа; *3, 4* — этапы второго порядка;
А — естественный рубеж двух этапов; *Б* — недостаточно обоснованный рубеж, проходящий внутри этапа; *В* — границы этапов второго порядка

При выборе границы есть, однако, одно условие, которое нередко забывается. Оно заключается в том, что местоположение «золотого гвоздя» должно как можно ближе совпадать с разделом естественных этапов развития флоры и фауны. Сказанное может быть проиллюстрировано следующим чертежом, на котором обозначены два крупных этапа развития, отвечающих двум стратиграфическим подразделениям, и несколько подчиненных им этапов второго порядка (рис. 1). Рубеж А между ними будет больше отвечать естественной границе и с этой точки зрения имеет явные преимущества перед рубежом Б, проходящим внутри близких друг другу комплексов фауны и флоры. Именно такого рода рубежи выдвигались при обсуждении местоположения нижней границы кембрия во время работы Международной рабочей группы по границе докембрия и кембрия в Сибири. В путеводителе экскурсии А. Ю. Розанов и В. В. Миссаржевский предлагали проводить нижнюю границу кембрия по естественному рубежу на р. Алдан в основании слоев с массовым нахождением скелетной фауны (зона Aldanocyathus sunnaginicus томмотского яруса). Однако в разрезе Улахан Сулугур, предлагавшемся в качестве стратотипа, имеется местный размыв и изменение литологического состава пород. Поэтому участники рабочей группы выбрали несколько других опорных точек в качестве возможной границы кембрия и докембрия: две из этих опорных точек располагаются внутри томмотского яруса, третья проведена в основании зоны Fallotaspis (Кауи, Розанов, 1973, стр. 17). Нет сомнения, что избранные границы, если они будут приняты, удобны для прослеживания изохронных уровней на больших площадях. Вместе с тем, приняв одну из них, мы проводили бы границу кембрия и докембрия внутри толщи пород, содержащей комплекс скелет-

ной фауны нижнего кембрия. В состав докембрия попали бы отложения томмотского яруса с археоциатами и хиолитами, в результате чего специфические черты докембрийской биоты были бы утрачены. Очевидно, нижняя граница кембрия должна совпадать с четким рубежом, разделяющим два различных биотических сообщества — одно, свойственное терминальному рифею, или вендомию, другое — томмотскому ярусу нижнего кембрия. Имеющиеся данные показывают, что только два уровня могут удовлетворять этому условию — один в основании томмотского яруса и его зоны Aldanocyathus sunnaginicus, другой в подошве немакит-далдынского горизонта.

Основываясь на работах Б. С. Соколова (1968) и авторов этой книги, мы видим, что границы геологических систем фанерозоя в ряде случаев являются сглаженными и не резкими. Вместе с тем, иногда значительно более отчетливыми оказываются границы между отделами систем. К числу их относятся:

1. Рубеж между нижним и средним кембрием, связанный с вымиранием археоциат и появлением новых групп трилобитов (*Paradoxides* и др.).

2. Рубеж в середине ордовика, обычно проводимый по подошве зоны Nemagraptus gracilis и связанный с существенным преобразованием комплекса трилобитов, брахиопод и особенно граптолитов.

3. Рубеж в основании фаменского яруса верхнего девона, значение которого было подчеркнуто Мак-Ларенom (McLaren, 1970). На этом рубеже, где «что-то случилось», происходит вымирание многих групп ископаемых организмов, в том числе брахиопод (Orthacea, Pentameracea, Atrypacea), трилобитов (Illaenacea, Lichida, Odontopleurida), тентакулитов, многих строматопороидей и кораллов. Некоторые группы, как например конодонты, пересекают эту границу без заметных изменений. Вместе с тем в фаменском ярусе появляются климении и некоторые другие новые группы.

Столь же резкие границы между отделами и ярусами можно найти в верхнем палеозое и мезозое.

Рассмотренные примеры показывают, что принятая в настоящее время стратиграфическая шкала далеко не столь безупречна, как это может показаться с первого взгляда. Действительно, ее исключительная устойчивость и стабильность может объясняться не тем, что с самого начала был предложен наиболее приемлемый вариант, а просто нежеланием ломать ранее созданную схему, не имея полной уверенности, что новый вариант ее будет лучше предложенного ранее. В настоящее время, когда мы знаем несравненно больше о строении геологических систем разных континентов, упорядочение общей стратиграфической шкалы и приведение ее в соответствие с новым фактическим материалом является одной из самых актуальных задач. Прав был В. В. Меннер (1962, стр. 232), когда он писал, что «совершенно правомерны не только ревизия и уточнение границ отдельных подразделений, но, естественно, и пересмотр используемой в настоящее время стратиграфической шкалы».

В. А. Вахрамеев

Стратиграфические границы и этапы развития органического мира

Широко известно, что в основу крупных биостратиграфических подразделений фанерозоя (группа, система, отдел) и соответствующих им геохронов были положены этапы развития органического, преимущественно животного мира. И вряд ли кто-нибудь и сейчас станет опровергать это положение.

Однако при проведении границ между биостратиграфическими подразделениями общей (международной) стратиграфической шкалы мы сталкиваемся со значительными трудностями, так как конец одного этапа и начало другого обычно выражены не резко, а, кроме того, рубежи в развитии различных групп фауны, не говоря уже о флоре, часто не совпадают друг с другом.

В последние годы заметно увеличилось количество совещаний, посвященных обсуждению положения и особенностей границ между многими системами, в том числе между силуром и девоном, пермью и триасом, юрой и мелом, мелом и палеогеном, палеогеном и четвертичной системой (антропогеном). В процессе многочисленных исследований установлено, что, как правило, резкие границы, наблюдающиеся в отдельных разрезах между сменяющими друг друга фаунистическими комплексами, соответствуют перерыву в осадконакоплении. Естественно, что такие разрезы не могут служить эталонами для проведения границ между подразделениями общей стратиграфической шкалы.

Обращает на себя внимание и тот факт, что при проведении границ, как между ярусами, так и между отделами, системами и даже группами, мы по существу решаем один и тот же вопрос, а именно: между какими соседними зонами следует провести эту границу? Он не снимается и в том случае, если существуют разногласия о принадлежности пограничного яруса к тому или иному отделу или системе, как это, например, имеет место с датским ярусом или келловеем. Ведь при любом из двух возможных решений надо договориться о положении границы соседних ярусов, а значит и об их зональном делении и зональном объеме.

Границы между ярусами, хорошо отличающимися по комплексам фауны, при разработке все более и более дробных зональных схем как бы превращаются из линий в отрезки, состоящие из нескольких зон. Это особенно хорошо заметно при изучении монофациальных разрезов, в которых границы между стратонами проходят внутри литологически достаточно однородных толщ, лишенных сколько-нибудь заметных перерывов. При этом обнаруживается, что состав той или иной руководящей группы фауны при переходе от одного яруса к другому меняется постепенно или очень небольшими скачками, не позволяя найти достаточно резкого рубежа в ее развитии, который бы дал возможность признать его безоговорочно за границу между ярусами.

Рассмотрение стратотипа того или иного яруса для решения вопроса о границе на принципе приоритета в большинстве случаев не помогает, так как, во-первых, стратотипы далеко не всегда отвечают полному объему яруса, а во-вторых, современное зональное деление часто значительно отличается от деления прошлых лет по своей детальности.

В последнее время наметился следующий путь к разрешению этой проблемы (Соколов, 1971). Следует отдавать предпочтение границе между зонами, выделенными по руководящей для данной системы группе фауны (или одной из руководящих групп), которая прослеживается на наибольшей по площади территории и хорошо коррелируется с границами зон других зоогеографических областей. К таким группам фауны относятся граптолиты, аммониты, планктонные фораминиферы и, в меньшей степени, трилобиты, брахиоподы и иноцерамы. Такой подход позволил Комитету по силурийско-девонской границе провести последнюю в основании зоны Monograptus uniformis.

Указывая на относительную постепенность изменения органического мира на большинстве границ, разделяющих ярусы, мы, конечно, не отрицаем и наличия в природе достаточно резких изменений, хорошим примером чему может явиться граница маастрихта и дания, но много ли таких границ? Кроме того, даже достаточно быстрые изменения фауны (в непрерывных разрезах!) обычно занимают целый ярус, а не одну зону.

Для оценки масштаба изменения организмов при переходе от одного геохрона к другому и выявления этапности в развитии органического мира, безусловно, необходимо изучать развитие всех основных групп животных и растений в их совокупности. Важно это также и для стратиграфо-корреляционных целей. Ведь совсем нередко встречаются разрезы, сложенные отложениями, не содержащими остатков руководящей группы (или групп) фауны. Чаще всего это осадки морских бассейнов ненормальной солености или континентального происхождения. Естественно, что разработка биостратиграфии отложений такого генезиса может быть произведена отнюдь не по руководящей фауне, обитавшей в бассейнах нормальной солености, а по таким группам, как остракоды, филлоподы, двустворчатые и брюхоногие моллюски и т. д., а также по остаткам растений. Методы корреляции континентальных и лагунных отложений с отложениями бассейнов нормальной солености уже давно разработаны В. В. Меннером (1962).

Несомненно, что этапность и положение границ связаны друг с другом и что проводить границы между стратонами следует на стыке двух этапов. Но ранее уже говорилось, что стык — это не линия, а отрезок, достигающий яруса, а иногда и двух. Поэтому границу приходится проводить на основании изменения ведущей группы фауны и по согласованию между большинством исследователей. Таким образом, хотя этапность органического мира и положение границ и связаны друг с другом, но этой связи недостаточно для того, чтобы из нее непосредственно определялось точное положение той или иной границы, которая бы отвечала требованиям корреляции и, в конечном счете, нуждам геологического картирования.

При сопоставлении фаун двух соседних этапов, легших в основу выделения тех или иных стратонов (от ярусов до систем), мы сравниваем обобщенные характеристики животного мира, сделанные для каждого из этапов, а отнюдь не фауны соседних зон. В этом случае своеобразные черты органического мира различных ярусов и особенно эпох и систем выступают очень выпукло, не позволяя ни в коей мере усомниться в наличии этап-

ности в его развитии. Но эти черты своеобразия накапливались, как правило, постепенно, хотя бы и мелкими скачками, а не возникали внезапно. Крупные и притом как бы мгновенные скачки в развитии той или иной группы фауны встречаются достаточно редко.

Вторая особенность этапности, о которой кратко говорилось выше, заключается в том, что границы развития различных групп фауны не всегда совпадают во времени, особенно если учитывать несовпадение масштабности изменений у разных групп на той или иной биостратиграфической границе. Говоря о начале или конце этапа развития даже одних морских организмов, взятых в совокупности, мы допускаем небольшую натяжку, так как его начало или конец может растягиваться во времени по отдельным группам на ярус и более.

Особенно бросающееся в глаза несовпадение наблюдается в развитии организмов наземной и морской биоты и, в первую очередь, наземных растений и морских беспозвоночных (Вахрамеев, 1966). Здесь несовпадение нередко достигает не только яруса, но и отдела (быстрое увеличение разнообразия наземных растений внутри нижнего девона, крупное изменение флоры внутри среднего триаса, эволюционный скачок в развитии покрытосеменных, приходящийся на альб).

Говоря об этапности, мы не можем забывать и того обстоятельства, что выходя за пределы северного полушария, мы попадаем в область материков Гондваны, с которыми зачастую мы не можем достаточно точно сбить даже границы систем, так как органический мир этой территории, и в первую очередь наземная биота, в палеозое и раннем мезозое развивался достаточно своеобразно.

Литература

Абрамов Б. С., Коростелев В. И. 1963. Биостратиграфическая схема расчленения нижнего триаса Восточного Верхоянья. В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат.

Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е. 1965. Аналоги зоны этрен в карбоне Донецкого бассейна. В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука».

Айзенштат И. М., Казимирова Л. Х., Комарова Н. И. 1971. Датские отложения на юго-западе Тургайского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 169.

Алиев М. М., Кузнецов В. И., Павлова М. М. 1971. Стратиграфическое значение позднемеловых иноцерамов Туаркыра и сопоставление их с комплексами иноцерамов сопредельных районов юга СССР. В кн.: Биостратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазоносных областей Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы. М.

Алиев М. М., Москвин М. М., Павлова М. М., Пантелеев Г. С. 1967. Датские и палеоценовые отложения Закаспийской области. В кн.: Меловые отложения Восточного Кавказа и прилегающих областей. М., «Наука».

Али-Заде К. А., Али-Заде А. А., Федоров П. В., Гаджиев Д. В., Векилов Б. Г., Асадуллаев Э. М. 1972. Положение неоген-четвертичной границы по данным солоноватоводных фаун Понто-Каспия. В кн.: Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сборник докладов. М.

Алимарина В. П. 1963. Некоторые особенности развития планктонных форминифер в связи с зональным расчленением нижнего палеогена Северного Кавказа.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.

Алиюлла Х. 1970. Этапы развития позднемеловых форминифер Малого Кавказа (Азербайджан).— Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, № 3—4.

Ананьев В. А. 1974. О возможности проведения границы между девоном и карбоном в Минусинских впадинах по палеоботаническим данным. В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, т. 1. Стратиграфия и палеонтология. Томск, Изд-во Томск. ун-та.

Андрианов В. Н. 1966. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.— Л., «Наука».

Андрусов Н. И. 1923. Апшеронский ярус.— Труды Геол. Ком., нов. серия, вып. 110.

Анцыгин Н. Я., Петров Н. Ф. 1970. Этапы развития трилобитов и брахиопод в ордовике Урала. В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск.

Апполонов М. К. 1970. О трилобитовых зонах ашгиллия и о верхней границе ордовика в Казахстане.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 6.

Апполонов М. К. 1974. Ашгилльские трилобиты Казахстана. Алма-Ата, «Наука».

Апполонов М. К., Бандалетов С. М., Никитин И. Ф., Палец Л. М., Цай Д. Т. 1972. К проблеме границы ордовика и силура в Чу-Илийских горах (Южный Казахстан).— Информационный сборник научно-исследовательских работ Института геологических наук АН Каз. ССР. Алма-Ата, «Наука».

Арень Б., Келлер Б. М., Розанов А. Ю., Урбанек А. 1975. Польско-советский симпозиум по проблеме «Границы кембрия и докембрия» в Таллине 2—8/IX—74 г.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Атабекян А. А., Лихачева А. А. 1961. Верхнемеловые отложения Западного Копет-Дага.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 62.

Аццароли А., Амброзетти П. 1972. Позднеvillafранкские и ранние среднеплейстоценовые фауны Италии. В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука».

Ашуров А., Крейденков Г. П. 1973. О находке раннепалеоценовых и позднемеловых нуммулитов в Юго-Западном Таджикистане.— Докл. АН СССР, 210, № 6.

Бабков К. В., Крейденков Г. П. 1961. К вопросу о границе между мелом и палеогеном в Таджикской депрессии.— Докл. Тадж. ССР, 4, № 1.

Бандалетов С. М. 1969. Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука».

Бандалетов С. М., Борисяк М. А., Ковалевский О. П., Никитин И. Ф. 1965. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района г. Акдомбак в Чингизе.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1.

Барсков И. С. 1972. Позднеордовикские и силурийские головоногие моллюски Казахстана и Средней Азии. М., «Наука».

Бархатов В. П. 1970. О границе карбона и перми. В кн.: Проблемы стратиграфии карбона (Труды Межвед. стратигр. ком. СССР). 4. М., «Наука».

Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф., Сакс В. Н., Шульгина Н. И., Юдовный Е. Г. 1970. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на м. Урдюк-хая (п-ов Пакса, Анабарский залив).— Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Палеонтология и биостратиграфия, вып. 29.

Беккер Ю. Р. 1968. Древняя моласса Урала.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, **121**, вып. 1.

Беккер Ю. Р. 1972. Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления.— Сов. геология, № 5.

Бенш Ф. Р. 1972. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент, «ФАН».

Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха. 1974.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 235.

Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. 1972. Новые данные по стратиграфии кембрия Западной Латвии.— Докл. АН СССР, **195**, № 4.

Битюцкая П. И., Брызгалова Е. Г., Будрин В. С., Вербицкая З. И., Маркевич В. С. 1973. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской биогеографической области.— Труды ВСЕГЕИ, **195**.

Богачев В. В. 1936. Пресноводные и наземные моллюски из верхнетретичных отложений бассейна реки Куры.— Труды Азерб. фил. АН СССР, **13**, геол. серия.

Богданов А. А. 1934. Соляные купола Нижнего Заволжья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **12**, вып. 3.

Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, серия геол., № 1.

Богданов А. А. 1969. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **44**, вып. 5.

Богданов А. А., Хаин В. Е. 1968. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. В кн.: *Г. Штилле.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир».

Богословский Б. И. 1967. Девонские агониатиты и гониатиты. Автореф. докт. дисс. М.

Богословский Б. И. 1969. Девонские аммоноидеи. Т. I. Агониатиты.— Труды ПИН АН СССР, **124**.

Богословский Б. И. 1971. Девонские аммоноидеи. Т. II. Гониатиты.— Труды ПИН АН СССР, **127**.

Бондарев В. И., Бурский А. З., Нехорошева Л. В. и др. 1970. Общая характеристика опорного разреза ордовика Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли. В кн.: Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Л.

Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н. 1965. Принципы расчленения и корреляции докембрия.— Геол. и геофиз., № 1.

Борукаев Ч. Б. 1970. Некоторые черты тектоники докембрия Австралии. В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».

Борукаев Ч. Б. 1972. Проблема общей геохронологической шкалы докембрия. Новосибирск, «Наука».

Бражникова Н. Е. 1972. *Quasiendothyra* и близкие к ним формы из нижнего карбона Донецкого бассейна и других районов Украины.— Материалы к фауне верхнего палеозоя Донбасса. Киев, Изд-во АН УССР.

Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпитская Л. П., Розанов А. Ю. 1975. К стратиграфии древних толщ Курземского полуострова. В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла. ВНИИ Мор. Геол. Рига, Изд-во «Зинатне».

Браун Д. А., Кэмпбелл К. С., Крук К. А. 1970. Геологическая эволюция Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир».

Брунс Е. П. 1964. История развития Русской платформы в позднем докембрии. В кн.: Геология докембрия. (Международ. геол. конгресс, 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., «Недра».

Бушмина Л. С. 1970а. Каменноугольные остракоды низовьев р. Лены.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 125.

Бушмина Л. С. 1970б. Остракоды из пограничных слоев девона и карбона Ельцовского синклинория (юг Западной Сибири).— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 71.

Бывшева Т. В. 1973. Основные рубежи в развитии флоры (по спорам) в переходное от девона к карбону время в Восточной и Западной Европе.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 6.

Быкадоров В. А., Бляхова С. М., Федоренко О. А. 1967. О границе мела и палеогена в Восточных Кызылкумах.— Научн. труды Ташкентск. ун-та, вып. 306.

Вавилов М. Н., Битерман И. М., Андреев В. С., Сергиенко В. М. 1969. О зонах нижнего триаса Западного Верхоянья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Вандерфлит Е. К. 1968. Палеопалинологическое обоснование стратиграфии нижнекаменноугольных отложений северо-западной части Подмосковной котловины. В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.

Варганов В. Г., Анцыгин Н. Я., Наседкина В. А. 1973. Стратиграфия.— В кн.: Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М., «Недра».

Василюк Н. П. 1970. Целентераты зоны этрень Евразии. В кн.: Закономерности распространения палеозойских кораллов СССР. Труды 2 Всесоюзн. симпозиума по изучению ископаемых кораллов СССР. Вып. 3. М., «Наука».

Вахрамеев В. А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени.— Труды ГИН АН СССР, вып. 102.

Вахрамеев В. А. 1966. Ботанико-географическая зональность в геологическом прошлом и эволюция растительного мира.—Палеонтологический журн., № 1.

Вахрамеев В. А. 1972. Развитие мезозойских флор и геохронологическая шкала.— Международн. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. М., «Наука».

Вахрамеев В. А., Бархатная И. Н., Добруцкая Н. А., Павлов В. В., Ровнина Л. В., Фокина Н. И. 1973. Палеоботанические данные и граница между юрой и мелом.— Сов. геология, № 10.

Вахрамеев В. А., Крымгольц Г. Я., Цагарели А. Л. 1974. Международный коллоквиум по границе юры и мела.— Сов. геология, № 3.

Вийра В. Я. 1966. Распространение конодонтов в нижнеордовикских отложениях разреза Сухкрумяги (г. Таллин).— Изв. АН ЭССР, 15, серия физ.-мат. и техн. наук, № 1.

Вийра В. Я. 1968. Распространение и корреляционное значение ордовикских конодонтов Прибалтики. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1961. Геохронология докембрия.— Геохимия, № 9.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1968. Геохронологическая шкала докембрия. В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. Международн. геол. конгресс, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а. М., «Наука».

Владимирская Е. В., Чехович В. Д., Кривободрова А. В. 1972. Пограничные отложения ордовикской и силурийской систем Алтае-Саянской складчатой области.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 63, № 2.

Воронова Л. Г., Миссаржевский В. В. 1969. Находки водорослей и трубок червей в пограничных слоях кембрия и докембрия на севере Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 184, № 1.

Ву Хук, Дагис А. С., Кипарисова Л. Д., Нгуен Ба Нгуен, Сребродольская И. Н., Чыонг Кам Бао. 1965. Руководящие формы фауны и флоры триаса Северного Вьетнама. Ханой, Главное Геол. упр. ДРВ.

Гайлите Л. К. 1968. Палеонтологическая характеристика пограничных отложений ордовика и силура в Латвии. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».

Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., «Наука».

Гаррис М. А., Постников Д. В. 1970а. Геохронологические рубежи позднего докембрия. В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука».

Гаррис М. А., Постников Д. В. 1970б. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука».

Гаррис М. А., Постников Д. В. 1973. Этапы метаморфизма и омоложенные возрастные значения (по материалам изучения закрытой части фундамента Русской платформы). В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Труды XVI сессии. М., «Наука».

Геологическое развитие Японских остро-

вов. 1968. Под ред. М. Масао, Г. Масао, Ф. Мицуо. М., «Мир».

Геология Северного Вьетнама. 1965. Объяснительная записка к геологической карте Северного Вьетнама. Под ред. А. Е. Довгинкова. Ханой.

Георгиевский А. Б. 1974. Проблема преадаптации. Л., «Наука».

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. 1972. Л., «Наука».

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Под ред. М. М. Мануйловой. Л., «Наука».

Геохронология СССР. 1973. Т. 1. Докембрий. Л., «Недра».

Герасимов П. А., Михайлов Н. П. 1966. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Гербова В. Г., Громов В. И. 1972. Нижняя граница антропогена в работах русских геологов. В кн.: Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сборник докладов, 2. М., «Наука».

Голубцов В. К., Кедо Г. И. 1974. Данково-лебедянские отложения Припятской впадины. В кн.: Геология и нефтеносность палеозойских отложений Припятской впадины. Минск, «Наука и техника».

Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А. 1973. Есть ли в Средней Азии флороносные верхнетриасовые отложения?— Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 5.

Горелова С. Г., Меньшикова Л. В., Халфин Л. Л. 1973. Фитостратиграфия и определитель растений верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна. Ч. 1, 2 — Труды СНИИГГИМС, вып. 140.

Грайзер М. И. 1967. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука».

Грамберг И. С. 1964. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветкова (Восточный Таймыр).— Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Региональная геология, вып. 2.

Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе. 1972. Под ред. В. Н. Сакса. Новосибирск, «Наука».

Гришина Т. С. 1971. Стратиграфия пограничных слоев девона – карбона Рудного Алтая по данным изучения спор. В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. (Тезисы докладов). Алма-Ата.

Гришина Т. С. 1973. Комплексы спор нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая.— Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, 33.

Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды ГИН АН СССР, серия геол., вып. 64, № 17.

Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова К. В. 1965. Биостратиграфическое обоснование нижней границы и подразделения антропогеновой системы. В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. (Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16ж). М., «Недра».

Громов В. И., Краснов Н. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. 1969. Схема подразделений антропогена.— Бюлл. Комисс. по изучению четвертич. периода АН СССР, № 36.

Громов В. И., Никифорова К. В. 1968. Граница между неогеном и антропогеном (четвертичным периодом). В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. Международн. геол. конгресс 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Наука».

Гуревич К. Я. 1963. Стратиграфия и фауна остракод девонских отложений юго-западной окраины Русской платформы.— Труды Укр. НИИГРИ, вып. 4.

Гурарий Г. З., Певзнер М. А., Трубихин В. М. 1973. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна.—Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля магнетизма горных пород и палеомагнитности, ч. 3. Баку.

Гусев А. К., Богатырев В. В., Игонин В. М., Солодухо М. Г. 1968. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Казань.

Давиташвили Л. Ш. 1969. Причины вымирания организмов. М., «Наука».

Дагис А. С. 1963. Верхнетриасовые брахиоподы юга СССР. М., Изд-во АН СССР.

Даниленко Т. А. 1973. Палинологическое обоснование расчленения нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа.— Труды Сев. Кавк. НИПИнефть, вып. 13.

Джалилов М. Р. 1971. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе, «Дониш».

Добрускина И. А. 1970. Триасовые флоры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208.

Долуда М. Е. 1961. О литологическом составе пород на границе карбона и перми в донецком бассейне. В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Рус-

ской платформы. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. 1972. Новые данные о возрасте отложений карагасской серии Присаянья.— Докл. АН СССР, 204, № 2.

Драгунов В. И. 1958. Находка *Sabellidites* в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы.— Докл. АН СССР, 122, № 4.

Друщиц В. В. 1968. О стратиграфическом положении берриаса. В кн.: Юбилейный сборник Геологического ин-та Болгарской Академии наук. София.

Друщиц В. В., Михайлова И. А. 1966. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М., Изд-во МГУ.

Дундо О. П. 1971. Анализ ископаемой фауны из маастрихтских отложений западной части Корякского нагорья. В кн.: Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Л.

Дуранте М. В. 1974. Распределение комплексов растительных остатков в верхнепалеозойских отложениях северной части Западного Верхоянья. В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межвед. стратигр. совещания. Магадан.

Дуркина А. В. 1962. Граница девона и карбона Тимано-Печорской провинции. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.

Дуркина А. В. 1972. К систематике и филогении квазиэндотир.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, Коми кн. изд-во.

Егорова Л. И., Савицкий В. Е. 1969. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье).— Труды СНИИГГИМС, вып. 43.

Егоян В. Л. 1971. Граница юры и мела на Северо-Западном Кавказе и некоторые вопросы методики стратиграфических исследований.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, fasc. 2.

Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е. 1970. Основные структурные элементы и формации докембрия Западной Африки.— Геол. и геофиз., № 8.

Ершов В. М., Марков С. Н., Хайритдинов Р. К. 1969. Абсолютный возраст пород зигальгинской свиты Урала.— Геохимия, № 5.

Журавлева З. А. 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 114.

Журавлева З. А. 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 188.

Журавлева З. А. 1974. К вопросу о возрасте верхнедокембрийских отложений Хараулахского района.—Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Журавлева И. Т., Коршунов В. И., Розаников Е. С. 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты ослянской серии (верхний докембрий Енисейского кряжа).— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Журавлева И. Т., Коршунов В. И., Розанов А. Ю. 1969. Атдабанский ярус и его обоснование в стратотипическом разрезе. В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука».

Журавлева И. Т., Коршунов В. И. 1965. Стратиграфия нижнего кембрия Хараулахских гор.— Геол. и геофиз., № 11.

Журавлева И. Т., Мешкова Н. П., Лучинина В. А. 1969. Геологический профиль через район стратотипического разреза нижнего кембрия в среднем течении р. Лены (с каталогами окаменелостей). Новосибирск, «Наука».

Забродин В. Е. 1967. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. канд. дисс. М.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. 1971. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М., Изд-во МГУ.

Затонская С. Г. 1971. К методике определения берриасовых спорово-пыльцевых комплексов в Шаимском нефтеносном районе.— Материалы по палинологии Западной Сибири. Труды Вост. Сиб. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 117.

Ильин В. Д., Крашенинников В. А., Трофимов Д. М. 1970. О возрасте отложений с *Indoceras africanense* (аммониты) и *Laffitteina bibensis* (фораминиферы) Восточного Мали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Иносова К. И., Шварцман Е. Г. 1970. Основные этапы изменения спорово-пыльцевого состава в верхнем карбоне и нижней перми Донбасса.— Труды Межведомственного стратиграфического комитета, 4. Проблемы стратиграфии карбона. М., «Наука».

Ищенко Т. А. 1961. Лепидодендропсисовая флора на южной окраине Донецкого бассейна.—Палеонтол. журн., № 3.

Ищенко Т. А. 1964. Про вік базальних горизонтів карбону півдня Донбасу за даними викопної флори.— Геол. журн. АН УССР, 24, вып. 6.

Калашников Н. В. 1970. Этапы изменений и смена комплексов брахиопод в раннекаменноугольном бассейне Северного Урала.– Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 5.

Кальо Д. Л., Клааман Н. 1963. Некоторые общие черты фауны кораллов и строматопор ашгиллия Эстонии и Норвегии.— Труды Ин. геол. АН Эст. ССР, 13.

Каляев Г. И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова Думка».

Кауи Д. В., Розанов А. Ю. 1973. Отчет Международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия.– Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Кауи Д. В., Розанов А. Ю. 1975. Отчет рабочей группы о конференции по границе кембрия/докембрия. МСГН – МПГК.– Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Кедо Г. И. 1974. Палинологическое обоснование границы девона и карбона в Припятской впадине. В кн.: Палинология протерофита и палеофита. М., «Наука».

Кедо Г. И., Голубцов В. К. 1971. Палинологический критерий для определения границы девона и карбона в Припятской впадине. В кн.: Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск, «Наука и техн.».

Кедо Г. И., Назаренко А. М., Наумова С. Н. и др. 1972. Стратиграфия пограничных отложений девона и карбона Русской платформы по спорам и другим растительным микрофоссилиям.– Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 16. Уфа.

Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.– Труды ИГН АН СССР, **109**, серия геол., № 37.

Келлер Б. М. 1956. Стратиграфия ордовика Чу-Илийских гор.– Труды ГИН АН СССР, вып. 1. Ордовик Казахстана. 2. М.

Келлер Б. М. 1966. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия.– Докл. АН СССР, **171**, № 6.

Келлер Б. М. 1971. Формации многоеосинклинального рифея в расшифровке докембрийских складчатых эпох.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, № 5.

Келлер Б. М. 1973а. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия.– Сов. геология, № 6.

Келлер Б. М. 1973б. Тектоническая история и формации верхнего докембрия.– Итоги науки и техники. Серия «Общая геология», **5**. М., ВИНИТИ.

Келлер Б. М., Аксенов Е. М., Королев В. Г., Крылов И. Н., Розанов А. Ю., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения.— Итоги науки и техники. Серия «Стратиграфия, палеонтология», **5**. М., ВИНИТИ.

Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).– Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1968. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 23-сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Л., «Наука».

Келлер Б. М., Меннер В. В. 1945. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни.– Бюлл. МОИП, отд. геол., **20**, вып. 1–2.

Келлер Б. М., Розанов А. Ю. 1973. Введение. В кн.: Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. Москва – Якутск.

Келлер Б. М., Семихатов М. А. 1968. Опорные разрезы рифея материков.– Итоги науки и техники, серия «Стратиграфия, палеонтология». 1967. М., изд-во ВИНИТИ.

Келлер Б. М., Хоментовский В. В. 1960. Рифейская группа и ее подразделения. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.

Ким А. И. 1966. Описание разреза ордовика и нижнего лландовери перевала Шахриомон. В кн.: Путеводитель экскурсии по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ташкент.

Ким А. И., Апекин Ю. И., Ерина М. В. 1975. Новые данные по стратиграфии ордовика и нижнего силура Зеравшано-Алтайской зоны.– Докл. АН СССР, **220**, № 4.

Кипарисова Л. Д. 1972. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края, ч. 2.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, **181**.

Кипарисова Л. Д., Романовская Г. И. 1973. Постоянная стратиграфическая комиссия по триасу СССР.— Постановление межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 14.

Киреева Г. Д. 1972. О систематическом положении и генетических связях некоторых родов фузулинидей, распространенных у крупных стратифициче-

ских рубежей.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 15.

Киреева Г. Д., Щербович С. Ф., Доброхотова С. В., Кетат О. Б., Смальковский Ф. С., Семина С. А., Чернова И. А., Ягофарова Ф. З. 1971. Зона Schwagerina vulgaris и Schwagerina fusiformis ассельского яруса Русской платформы и западного склона Южного Урала.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 14.

Кирсанов В. В. 1970. Вендские отложения центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Кленина Л. Н. 1973. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего ордовика Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (Центр. Казахстан). Автореф. канд. дисс. Новосибирск.

Ковалевский О. П. 1971. К биостратиграфическому расчленению верхнего ордовика хребтов Чингиз и Тарбагатай (Казахстан).— Докл. АН СССР, **198**, № 3.

Колесников В. П. 1940. Средний и верхний плиоцен Каспийской области.— Стратиграфия СССР, **12**. Неоген СССР. М., Изд-во АН СССР.

Колобова И. М. 1971. Позднеордовикские и раннесилурийские трилобиты Восточного Казахстана. Автореф. канд. дисс. Таллин.

Комар В. А. 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Комар В. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1964. О трехчленном делении рифея по строматолитам. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Наука».

Комар В. А., Раабен М. Е., Семихатов М. А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 131.

Комар В. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР.— Сов. геология, № 3.

Кононова Л. М. 1969. Комплексы конодонтов из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений разреза р. Сиказы (Южный Урал).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **44**, вып. 1.

Кононова Л. М., Липина О. А. 1971. Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 4.

Коробков И. А., Макаренко Д. Е. 1967. *Paramonopleura* gen. nov. (Rudistae) из верхнего палеоцена Украины.— Палеонтол. журн., № 4.

Королюк И. К. 1958. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере Сибирской платформы.— Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Королюк И. К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра.— Труды ИГ и РГИ АН СССР, **1**.

Коршунов В. И. 1972. Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия Северо-Востока Алданской антеклизы. Якутск.

Красилов В. А., Шорохова С. А. 1973. Раннеюрская флора реки Петровка (Приморье). В кн.: Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток.

Краснов И. И., Никифорова К. В. 1973. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет. В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. К IX конгрессу ИНКВА, М.

Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— Труды Лаборат. геол. докембрия АН СССР, вып. 5.

Кратц К. О. 1963. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.

Кратц К. О., Дедеев В. А., Митрофанов Ф. П., Глебовицкий В. А., Запольнов А. К., Неелов А. Н., Шуркин К. А. 1973. Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука».

Кратц К. О., Чернов В. М. 1971. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. В кн.: Проблемы литологии докембрия. М., «Наука».

Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Масленников В. А. 1971. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука».

Крашенинников В. А. 1964. Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки международной

стратиграфической шкалы.– Вопросы микропалеонтологии, вып. 8.

Крашенинников В. А. 1965. Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья.– Труды ГИН АН СССР, вып. 133.

Крашенинников В. А. 1969. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей.– Труды ГИН АН СССР, вып. 202.

Крашенинников В. А. 1971. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана.– Вопросы микропалеонтологии, вып. 14.

Крашенинников В. А., Трофимов Д. М. 1969. Сравнительный анализ бентосных фораминифер датско-палеоценовых отложений Мали, области Тетиса и северо-западной Европы.– Вопросы микропалеонтологии, вып. 12.

Крейденков Г. П. 1963. О нижней границе палеогеновых отложений в Южном Таджикистане.– Докл. АН СССР, **151**, № 4.

Крейденков Г. П., Фроленкова А. Я. 1968. О взаимоотношении меловых и палеогеновых отложений юго-востока Средней Азии.– Сов. геология, № 12.

Крестовников В. Н. 1962. К вопросу о границе девона и карбона.– В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.

Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ.

Криштофович А. Н. 1957. Палеоботаника. Ленинград, Гостоптехиздат.

Крылов И. Н. 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.– Труды ГИН АН СССР, вып. 69.

Крылов И. Н. 1966. О столбчатых строматолитах Карелии. В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

Крылов И. Н. 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Кара-Тау.– Труды ГИН АН СССР, вып. 171.

Крылов И. Н. 1968. Значение строматолитов для проблемы границы докембрия и палеозоя. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Л., «Наука».

Крылов И. Н. 1972. Строматолиты (их природа, классификация и использование для стратиграфии докембрия).– Итоги науки и техники. Серия «Стратиграфия, палеонтология», 3. М., ВИНИТИ.

Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея.– Докл. АН СССР, **181**, № 2.

Крылов И. Н., Шаповалова И. Г. 1970. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск.

Крымгольц Г. Я. 1971. Основные этапы развития территории СССР в юрском периоде.– Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54, fasc. 2.

Крымгольц Г. Я., Нальняева Т. И., Сакс В. Н. 1974. Эволюция белемнитов в конце юры и начале мела.– Вестн. ЛГУ, № 12, геол. геогр., вып. 2.

Куваева С. Б., Алиев М. М., Алиев Р. А. 1964. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Юго-Восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. В кн.: Биостратиграфия и палеогеография мезо-кайнозоя нефтегазоносных областей Юго-Востока СССР. М., «Наука».

Куваева С. Б., Янин Б. Т. 1973. Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Горного Крыма.–Вестн. МГУ, геол., № 5.

Кутейникова Н. С., Кутейников Е. С., Воронова Л. Г., Миссаржевский В. В. 1973. Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива. В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука».

Кювье Ж. 1937. Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара. Пер. с фр. Д. Е. Жуковского. М.– Л., Биомедгиз.

Лазаренко Н. П., Никифоров Н. И. 1972. Базальные слои кембрия Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы).– В кн.: Рифей центрального сектора Арктики. Л.

Лапкин И. Ю. 1970. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне.– Докл. АН СССР, **193**, № 3.

Лебедев Е. Л. 1969. Стратиграфия нижнемеловых отложений Торомского прогиба (Западное Приохотье).– Сов. геология, № 8.

Леонов Г. П. 1973–1974. Основы стратиграфии. Т. 1–2. М., Изд-во МГУ.

Либрович Л. С. 1938. О границах девонской и каменноугольной систем.– Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Либрович Л. С. 1958. Нижняя граница каменноугольной системы и ее обоснование.— Сов. геология, № 7.

Липина О. А. 1959. Граница девона и карбона в восточной части Русской платформы и на западном склоне Южного Урала.— Труды ВНИГНИ, вып. 24.

Липина О. А. 1960. Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 14.

Липина О. А. 1962. Граница девона и карбона на западном склоне Урала и в Волго-Уральской области.—В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.

Липина О. А. 1963. Об этапности развития турнейских фораминифер.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.

Липина О. А. 1973. Зональная стратиграфия и палеобиогеография турне по фораминиферам.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 16.

Липина О. А. 1976. О методах анализа фауны пограничных отложений стратиграфических подразделений на примере границы девона и карбона.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 19.

Лозовский В. Р., Левен Э. Я., Шевырев А. А., Кушлин Б. К., Пятакова М. В., Аракелян Р. А. 1974. Новые данные о возрасте слоев в Закавказье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 3.

Лозовский В. Р., Мовшович Е. В., Миних М. Г. 1973. О состоянии стратиграфии нижнетриасовых отложений Русской плиты.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Лопушинская Т. В. 1967. Биостратиграфическое (зональное) расчленение силурийских отложений северо-западной части Сибирской платформы по брахиоподам.— Труды СНИИГГИМС, вып. 55.

Лукин Е. И. 1972. Проблема типов животного мира и теория ароморфозов.— В кн.: Проблемы эволюции, т. 2. Новосибирск, «Наука».

Луньяк И. А. 1962. Граница карбона и перми на основании изучения нижнепермских фораминифер в платформенных отложениях Куйбышевской и Оренбургской областей.— В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь. М., Гостоптехиздат.

Любер А. А., Бывшева Г. В., Иносова К. И., Шварцман Е. Г. 1970. Основные этапы развития каменноугольной флоры СССР (по спорам и пыльце) и их значение для выявления стратиграфических рубежей.— Труды Межведомственного стратиграфического комитета СССР, 4. Проблемы стратиграфии карбона. М., «Наука».

Мазарович А. Н., Фениксова В. В. 1949. История исследования пермских отложений Русской платформы и Приуралья.— Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. серия, вып. 11 (15). М., Изд. МОИП.

Макаренко Д. Е. 1970. Раннепалеогеновые моллюски Северной Украины. Киев, «Наукова думка».

Максимова З. А., Чернышева Н. Е. 1966. Этапы развития трилобитов как одна из основ биостратиграфии палеозоя.— Труды VIII сессии Всесоюзного палеонтологического общества СССР. Л., «Недра».

Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В. 1971. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.

Мартынова М. В. 1967. Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Текизском водоразделе (Центральный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 6.

Маслова И. В. 1960. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (район г. Кизляр).— Труды Всесоюз. Науч.-исслед. ин-та природных газов, вып. 10 (18).

Матвеев Б. С. 1967. Значение воззрений А. Н. Северцова на учение о прогрессе и регрессе в эволюции животных для современной биологии. В кн.: Главные направления эволюционного прогресса. М., Изд-во МГУ.

Мейен С. В. 1969. О роде *Zamiopteris* Schmalhausen и его соотношении с некоторыми смежными родами.— Труды ГИН АН СССР, вып. 190.

Мейен С. В. 1970а. Каменноугольные флоры Евразии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208.

Мейен С. В. 1970б. Об основном делении каменноугольной системы по палеоботаническим данным.— Труды Межведомственного стратиграфического комитета, 4. Проблемы стратиграфии карбона. М., «Наука».

Мейен С. В. 1970в. Пермские флоры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 208.

Мейен С. В. 1971. Пермские флоры Русской платформы и Приуралья.— Труды ПИН АН СССР, 130.

Мейен С. В. 1972. Основные проблемы палеофлористики карбона и перми.— «Итоги науки и техники», серия «Стратиграфия. Палеонтология», 3. М., ВИНИТИ.

Мейен С. В. 1973. О соотношении мешковых миоспор верхнего палеозоя Ангариды и индийской части Гондваны.— Палеонтол. журн., № 3.

Мейен С. В. 1974. Морфология вегетативного побега ангарских каменноугольных лепидофитов.— Палеонтол. журн., № 3.

Меннер В. В. 1960. К вопросу о номенклатуре верхней группы докембрия.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.

Меннер В. В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.

Меннер В. В., Мейен С. В. 1971. Об основных типах биостратиграфических ошибок.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, вып. 2.

Меннер В. В., Штрейс Н. А. 1971. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Меннер В. В., Яншин А. Л. 1963. Датские отложения и граница мела и палеогена.— В кн.: Проблемы геологии на 21 сессии Международного геологического конгресса. М., Изд-во АН СССР.

Менс К. А., Пиррус Э. А. 1971. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Мешкова Н. П., Журавлева И. Т., Лучинина В. А. 1973. Нижний кембрий и нижняя часть среднего кембрия Оленекского поднятия.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 49.

Миклухо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.

Мильштейн В. Е. 1970. Микрофитолиты из опорного разреза верхнедокембрийских отложений по р. Котуйкан на западном склоне Анабарского поднятия.— В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.

Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. 1973а. Переходный тип разрезов.— Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. М.— Якутск.

Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. 1973б. Разрезы среднего течения реки Алдан.— Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. М.— Якутск.

Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. 1975. К вопросу о корреляции пограничных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы.— В кн.: Аналоги венда в Сибири. М., «Наука».

Михайлова Н. Ф. 1970. О находке *Glyptograptus persculptus* (Salter) в далманитиновых слоях Казахстана.—Изв. АН ЭССР, **19**.

Макринский В. В. 1952. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака.— В кн.: Памяти акад. П. И. Степанова. М., Изд-во АН СССР.

Морозова В. Г. 1946. Граница меловых и третичных отложений в свете изучения фораминифер.— Докл. АН СССР, **54**, № 2.

Морозова В. Г. 1959. Стратиграфия датско-монтских отложений Крыма по фораминиферам.— Докл. АН СССР, **124**, № 5.

Морозова В. Г. 1960. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном.— В кн.: Граница меловых и третичных отложений. Международ. геол. конгресс, 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М., Изд-во АН СССР.

Морозова В. Г. 1961. Датско-монтские планктонные фораминиферы юга СССР.— Палеонтол. ж., № 2.

Морозова В. Г., Кожевникова Г. Е., Курылева А. М. 1967. Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копет-Дага.— Труды ГИН АН СССР, вып. 157.

Москаленко Т. А. 1973. Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 137.

Москвин М. М. 1962. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья.— Acta Geol. Polonica, **12**, N 2, Warszawa.

Москвин М. М., Найдин Д. П. 1960. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы. В кн.: Граница меловых и третичных отложений. Международн. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М., Изд-во АН СССР.

Моссаковский А. А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука».

Муратов М. В. 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат.

Муратов М. В. 1965. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, № 1.

Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, № 2.

Муратов М. В. 1973. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука».

Мусатов Д. И. 1967. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Кн. изд-во.

Мянниль Р. М. 1962. Фаунистическая характеристика поркунийского горизонта.— Труды Ин-та геол. АН ЭССР, **10**.

Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус».

Найдин Д. П. 1958. Об объеме маастрихтского яруса.— Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, **1**.

Найдин Д. П. 1959. О границах стратиграфических подразделений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 3.

Найдин Д. П. 1960. О стратотипах датского и монского ярусов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **35**, вып. 5.

Найдин Д. П. 1971. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, вып. 3.

Найдин Д. П. 1972. Проблема границы мела и палеогена в современной литературе.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **47**, вып. 3.

Нарожных Л. И. 1965. Онколиты и катагенфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района.— Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

Нарожных Л. И. 1973. Стратиграфическое значение микрофитолитов верхнего докембрия запада Русской платформы и юго-востока Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. М.

Нарожных Л. И., Постникова И. Е. 1971. Сравнительная характеристика комплексов микрофитолитов полесской и сердобской серий.— Докл. АН СССР, **198**, № 6.

Наседкина В. А. 1971. Распространение конодонтов в ордовике западного склона Урала. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Материалы 3-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск.

Наседкина В. А. 1973. Брахиоподы. В кн.: Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М., «Недра».

Насиканова О. Н. 1970. К вопросу о границе девона и карбона Казахстана. В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. (Тезисы докладов).

Невзорова Л. С. 1971. О находке аналогов итальянской зоны Globigerina eugubina датского яруса в Западном Копет-Даге.— Материалы 2-й научно-технической конференции молодых геологоразведчиков. Ашхабад.

Немков Г. И. 1967. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М., «Наука».

Никитин И. Ф. 1972. Ордовик Казахстана, ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата, «Наука».

Никифорова К. В. 1973. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы.— «Итоги науки и техники». Серия «Стратиграфия, палеонтология», 4. М., ВИНИТИ.

Никифорова К. В., Алексеева Л. И. 1959. О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих.— Труды ГИН АН СССР, вып. 32.

Никифорова К. В., Сапельников В. П. 1973. Некоторые древние пентамериды Зеравшанского хребта.— Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урало-Тяньшанской области. Свердловск.

Николаев А. А. 1969. Силурийская система и пограничные с ней отложения на Северо-Востоке СССР. Автореф. канд. дисс. Магадан.

Николаев А. А., Преображенский Б. В. 1972. Новые свиты ордовика бассейна р. Колымы.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 20. Магадан.

Николаев А. А., Сапельников В. П. 1969. Два новых рода позднеордовикских Virgianidae.— Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 63.

Нужнов С. В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука».

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1968. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита.— Сов. геология, № 5.

Обручев С. В. 1958. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон.— Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Обручев С. В. 1964. Основные подразделения протерозоя в СССР. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол.

конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».

Обут А. М. 1953. Дендроидеи северо-запада Русской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 78.

Обут А. М., Соболевская Р. Ф. 1972. Расчленение и корреляция ордовикских отложений на Северо-Востоке СССР по граптолитам.— Геол. и геофиз., № 1.

Огурцова Р. П. 1975. Находки лонтоваских акритарх в отложениях томмотского яруса Оленекского поднятия.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Одум Е. 1968. Экология. М., «Просвещение».

Олли А. И. 1959. О нижней границе палеозоя. В кн.: Вопросы геоморфологии и геохимии Башкирии, сб. 2. Саратов, Изд-во Саратовск. ун-та.

Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. 1972.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 141.

Очев В. Г. 1973. О характере изменения флоры наземных позвоночных на рубеже перми и триаса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 1.

Павлов А. П. 1965. Сравнительная стратиграфия бореального мезозоя Европы. М., «Наука».

Павлов В. В. 1969. К вопросу о палинологическом обосновании границы верхнеюрских и нижнемеловых морских отложений бассейна реки Хеты (Хатангская впадина).— Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Палеонтология и стратиграфия, вып. 25.

Павлов В. В. 1970. Палинологическое обоснование границы верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-хая (п-ов Пакса, Анабарский залив).— Уч. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Палеонтология и стратиграфия, вып. 29.

Павловский Е. В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука».

Палей И. П. 1970. О правомерности выделения готской складчатости. В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука».

Палей И. П. 1973. Протоплатформенные образования Балтийского щита. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука».

Пантелеев Г. С. 1974. Стратиграфия и двустворчатые моллюски датских и палеоценовых отложений Закаспия. М., «Наука».

Паракецов К. В. 1970. Детальный разрез волжского яруса на реке Пеженке (бассейн реки Большого Анюя).— Труды Сев.-Вост. комп. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 37.

Паскевичус А. А. 1968. О положении границы между ордовиком и силуром в разрезе «Укмярге» (Восточная Литва).— Материалы Научной конференции молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс.

Певзнер М. А., Чепалыга А. Л. 1970. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра.— Докл. АН СССР, 194, № 1.

Пергамент М. А. 1967. Этапность развития иноцерамов в свете абсолютной геохронологии.— Палеонтол. журн., № 1.

Пергамент М. А., Смирнов Ю. П. 1972. Вертикальное распределение и стратиграфическое значение иноцерамов в верхнемеловом разрезе Дагестана.— Труды Всесоюзного коллоквиума по иноцерамам, вып. 1. М.

Першина А. И. 1962а. О положении верхней границы девона на Печорском Урале.— Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Карбон. М., Гостоптехиздат.

Першина А. И. 1962б. Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале.— Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 3.

Петрунина З. Е. 1966. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской области. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Покровская Н. В. 1967. Трилобиты алданского яруса и нижняя граница палеозоя.— Всесоюзное совещание по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Тезисы докладов. Уфа.

Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. 1955. М., Госгеолтехиздат.

Полканов А. А. 1935. Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова.— Труды 1-й Всесоюзной научно-исследовательской геолого-разведочной конференции. М.— Л.

Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, 2. Л.— М., ОНТИ.

Полтавцева Н. В., Рукавишникова Т. Б. 1971. Граница ордовикской и силурийской систем в Чу-Илийских горах.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 4 (29). Алма-Ата, «Наука».

Поярков Б. В. 1969. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».

Приходько А. В. 1968. О нижней границе каменноугольной системы в Донецком бассейне. В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 1. Днепропетровск.

Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. 1973. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. М.— Якутск.

Раабен М. Е. 1964. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распространение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 2.

Раабен М. Е. 1969. Строматолиты верхнего рифея (гимносоленицы).— Труды ГИН АН СССР, вып. 203.

Раабен М. Е., Забродин В. Е. 1972. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты).— Труды ГИН АН СССР, вып. 217.

Радченко Г. П. 1973. Алтае-Саянская складчатая область. В кн.: Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра».

Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. 1965. (Отв. ред. В. Е. Руженцев, Т. Г. Сарычева).— Труды ПИН АН СССР, 108.

Разницын В. А. 1956. Стратиграфия и палеогеография карбона северо-восточного склона Среднего и Южного Тимана. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.

Раузер-Черноусова Д. М. 1960. Ревизия швагерин с близкими родами и граница карбона перми.— Вопросы микропалеонтологии, № 4.

Раузер-Черноусова Д. М. 1963. Историческое развитие фузулинид и границы стратиграфических подразделений.—Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.

Раузер-Черноусова Д. М. 1965. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 135.

Раузер-Черноусова Д. М. 1970. Некоторые новые данные о границе каменноугольной и пермской систем.— Труды Межведомственного стратиграфического комитета СССР, 4. Проблемы стратиграфии. М., «Наука».

Раузер-Черноусова Д. М. 1973. Палеобиогеография ассельских и сакмарских морей по фузулинидам в аспекте зональных подразделений.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 16.

Ревенко Э. А. 1970. Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области. Автореф. канд. дисс. Уфа.

Рейтлингер Е. А. 1958. К вопросу систематики и филогении надсемейства Endothyroidea.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 2.

Рейтлингер Е. А. 1961. Некоторые вопросы систематики квазиэндотир.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 5.

Рейтлингер Е. А. 1963. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.

Рейтлингер Е. А. 1965. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений по фауне фораминифер. В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона. 5 сессия. М., «Наука».

Рейтлингер Е. А. 1969. Этапность развития форманифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 12.

Рейтлингер Е. А. 1970. Каменноугольная система и ее основные подразделения, согласно этапности развития фораминифер.— Труды Межведомственного стратиграфического комитета СССР, 4. Проблемы стратиграфии карбона. М., «Наука».

Рейтлингер Е. А. 1974. Эволюционная этапность развития верхнепалеозойских фораминифер и космические явления. В кн.: Космос и эволюция организмов. М., «Наука».

Рейтлингер Е. А., Семихатова С. В. и др. 1975. Граница девона и карбона в СССР по биостратиграфическим данным.—Материалы советских геологов к 7-му Международному конгрессу по стратиграфии и геологии карбона. М., «Недра».

Ретовский О. 1893. Отложения валанжина в Феодосии.— Бюлл. МОИП, нов. серия, 7, вып. 2—3.

Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала. 1951. М.— Л., Гостоптехиздат.

Решения Второго коллоквиума по систематике эндотироидных фораминифер. 1963.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 7.

Решения Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским отложениям СССР. 1963.— Сов. геол., № 4.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. 1965. Л.

Рождественский А. К. 1972. Развитие динозавровых фаун в Азии и на других материках и палеогеография мезозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Рождественская А. А., Шевцов С. И. 1972. Остракоды пограничных отложений девона и карбона Волго-Уральской обла-

сти.— Вопросы геологии восточных окраин Русской платформы и Южного Урала. Вып. 16. Уфа, Изд. Баш. фил. АН СССР.

Розанов А. Ю. 1973. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 241.

Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. 1966. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М., «Наука».

Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А., Воронова Л. Г., Крылов И. Н., Келлер Б. М., Королюк И. К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н. Г., Сидорова А. Д. 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 206.

Розман Х. С. 1962. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 50.

Розман Х. С. 1967. Новый раннепалеозойский род *Eoconchidium* (Pentameracea) Селенняхского кряжа (Северо-Восток СССР). Палеонтол. журн., № 2.

Розман Х. С. 1968. Ярусное расчленение верхнего ордовика и биогеографические особенности развития позднеордовикской фауны. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., «Наука».

Розман Х. С. 1969. Новый комплекс брахиопод нирундинского яруса Сибирской платформы.— Палеонтол. журн., № 3.

Розман Х. С. 1970а. Биостратиграфия и палеобиогеография верхнего ордовика Северо-Востока СССР.— Труды ГИН АН СССР, вып. 205.

Розман Х. С. 1970б. Стратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего ордовика хр. Сетте-Дабан и верхнего ордовика Селенняхского кряжа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 205.

Розман Х. С. 1973. Комплексы мангазейско-долборской фауны ордовика Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Розова А. В. 1968. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 36.

Розовская С. Е. 1950. Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение.— Труды ПИН АН СССР, **26**.

Розовская С. Е. 1952. Фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Южного Урала.— Труды ПИН АН СССР, **40**.

Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. 1971. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье.— Докл. АН СССР, **199**, № 2.

Руженцев В. Е. 1936. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской области.— Пробл. сов. геологии, № 6.

Руженцев В. Е. 1950. Типовой разрез и биостратиграфия сакмарского яруса.— Докл. АН СССР, **71**, № 6.

Руженцев В. Е. 1951. Нижнепермские аммониты Южного Урала, т. 1. Аммониты сакмарского яруса.— Труды ПИН АН СССР, **33**.

Руженцев В. Е. 1952. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области и Казахской ССР.— Труды ПИН АН СССР, **42**.

Руженцев В. Е. 1954. Ассельский ярус пермской системы.— Докл. АН СССР, **99**, № 6.

Руженцев В. Е. 1955. Основные стратиграфические комплексы аммоноидей пермской системы.— Изв. АН СССР, серия биол., № 4.

Руженцев В. Е. 1960. Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей.— Труды ПИН АН СССР, **83**.

Руженцев В. Е. 1965. Основные комплексы аммоноидей каменноугольного периода.— Палеонтол. журн., № 2.

Рукавишникова Т. Б., Сапельников В. П. 1973. Два новых рода ранних Pentameracea (Brachiopoda) из Южного Казахстана.— Палеонтол. журн., № 1.

Рукавишникова Т. Б., Толмачева С. Г., Салин Б. А., Севрюгин Н. Н., Полтавцева Н. В., Тимуш А. В. 1968. Новые данные по стратиграфии отложений позднего ордовика и нижнего силура Чу-Илийских гор.— Докл. АН СССР, **183**, № 2.

Рыбаков Ф. Ф. 1962. Стратиграфия и сопоставление разрезов пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь. М., Гостоптехиздат.

Савицкий В. Е. 1975. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт. В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., «Наука».

Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я., Евтушенко В. М., Шишкин Б. Б. 1972. Опорный разрез кембрия Корбусуонской фациальной области (Северо-Восток Сибирской платформы).— Труды СНИИГГИМС, вып. 146. Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.

Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. 1966. О фосфоритоносности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита.— Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, **136**.

Садовников Г. Н. 1964. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Садовников Г. Н. 1971. Новые данные о раннемезозойской флоре Вьетнама.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, вып. 2.

Сакс В. Н., Месежников М. С., Шульгина Н. И. 1968. Волжский ярус и положение границы юрской и меловой систем в Арктической зоогеографической области.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 48.

Сакс В. Н., Шульгина Н. И. 1969. Новые зоны неокома и граница берриасского и валанжинского ярусов в Сибири.— Геол. и геофиз., № 2.

Салоп Л. И. 1963. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Геол. и геофиз., № 1.

Салоп Л. И. 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».

Салоп Л. И. 1968. Проблема создания единой стратиграфической шкалы докембрия (расширенные тезисы доклада).— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 143.

Салоп Л. И. 1970. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Ст. 1, 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 4, 5.

Салоп Л. И. 1972. Единая стратиграфическая шкала докембрия. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. Л., «Наука».

Салоп Л. И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра».

Салоп Л. И., Мурина Г. А. 1970. Возраст Бердяушского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея.— Сов. геология, № 6.

Северцов А. Н. 1939. Морфологические закономерности эволюции. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Семененко Н. П. 1959. Геохронология докембрия в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Семененко Н. П. 1962. Докембрийская геохронологическая шкала СССР.— Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР. М., Изд-во АН СССР.

Семихатов М. А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68.

Семихатов М. А. 1964. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Семихатов М. А. 1972а. К построению общей стратиграфической шкалы докембрия. В кн.: Геология докембрия Международн. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. Л., «Наука».

Семихатов М. А. 1972б. Стратиграфия и геохронология протерозоя. Автореф. докт. дисс. М.

Семихатов М. А. 1973. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и перспективы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Семихатов М. А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя.—Труды ГИН АН СССР, вып. 256.

Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности.—Труды ГИН АН СССР, вып. 210.

Семихатова С. В. 1970. О характере биостратиграфических рубежей в нижнем карбоне Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 2.

Семихатова С. В., Бывшева Т. В., Виссарионова А. Я. и др. 1962. Схема стратиграфии каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (проект). В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений, 3. Каменноугольная система. М., Гостоптехиздат.

Серова М. Я. 1973. Фораминиферы пограничных отложений мела и палеогена северной части Тихоокеанского пояса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **48**, вып. 3.

Симпсон Дж. 1948. Темпы и формы эволюции. М., ИЛ.

Соболевская Р. Ф. 1970. Биостратиграфия среднего и верхнего ордовика окраинных поднятий Колымского массива по граптолитам. Автореф. докт. дисс. М.

Соколов Б. С. 1953. К истории стратиграфических и палеонтологических исследований в Прибалтике.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 73.

Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии.— Труды ВНИГРИ, **126**, геол. сб. № 3. Л.

Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».

Соколов Б. С. 1965. Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя.— Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

Соколов Б. С. 1967. Основные вопросы стратиграфии ордовикских отложений Средней Сибири. В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, «Наука».

Соколов Б. С. 1968. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., «Наука».

Соколов Б. С. 1971а. Биохронология и стратиграфические границы.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск.

Соколов Б. С. 1971б. Венд севера Евразии.— Геол. и геофиз., № 6.

Соколов Б. С. 1972а. Вендский этап в истории Земли. В кн.: Палеонтология. Международн. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. М., «Наука».

Соколов Б. С. 1972б. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных.— Вестн. АН СССР, № 8.

Соколов Б. С. 1974а. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы.— Геол. и геофиз., № 1.

Соколов Б. С. 1974б. Проблема границы докембрия и кембрия.— Геол. и геофиз., № 2.

Соколов Б. С., Тесаков Ю. И. 1963. Табуляты палеозоя Сибири. М., «Наука».

Соколов В. А. 1964. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. В кн.: Геология докембрия. Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Камчатки. Петрозаводск.

Соловьева М. Н. 1966. Темпы и стадии эволюционного развития фораминифер и их соотношение с развитием Земли.— Вопросы микропалеонтологии, вып. 10.

Соломина Р. В., Сосиспатрова Г. П. и др. 1970. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья.— Труды Научно-исслед. ин-та геологии Арктики, 154.

Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. 1970. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы.— Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 6.

Солонцов Л. Ф., Хоментовский В. В., Аксенов Е. М. 1975. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе.—В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., «Наука».

Спасский Н. Я. 1966. Стратиграфическое значение основных рубежей в развитии тетракораллов и табулят.— Труды VIII сессии Всесоюзного палеонтологического общества. Л., «Недра».

Степанов Д. Л. 1958. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., Гостоптехиздат.

Степанов Д. Л. 1959. Неокатастрофизм в палеонтологии наших дней.— Палеонтол. журн., № 4.

Степанов Д. Л. 1967. Об основных принципах стратиграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Степанов Д. Л. 1972. Граница палеозоя и мезозоя в свете современных данных.— Вестн. ЛГУ, № 24, геол. геогр., вып. 4.

Степанов Д. Л. 1974. Общебиологические основы использования палеонтологического метода в стратиграфии.— Труды ВНИГРИ, вып. 350. Л.

Стратиграфия СССР. 1939. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.

Стратиграфия СССР. 1966. Пермская система. М., «Недра».

Строк Н. И. 1970. Стратиграфия нижнетриасовых отложений западной части Московской синеклизы.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Центр. районов Европейской части СССР, вып. 6.

Субботина Н. Н. 1953. Глобигериниды, ханткенииниды и глобороталииды.—Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 76.

Сысоев В. А. 1972. Биостратиграфия и хиолиты ортотециморфы нижнего кембрия Сибирской платформы. М., «Наука».

Тектоника докембрия континентов. 1970.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129.

Тесаков Ю. И. 1967. О границе ордовика и силура в пределах Сибирской платформы. В кн.: Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. М., «Наука».

Титова Г. Н. 1972. Переходные слои между мелом и палеогеном в юго-западной части Прикаспийской впадины и прилегающих районах вала Карпинского.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 256.

Тихомиров С. В. 1965. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 11.

Трюмпи Р. 1964. Триас Восточной Гренландии. В кн.: Геология Арктики. Доклады на 1-м Международном симпозиуме по геологии Арктики. М., «Мир».

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Краснобаев А. А., Макаров В. А. 1970. Геохронология уральского докембрия.— Геохимия, № 4.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е, переработ. М., «Недра».

Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. 1963. Об определении абсолютного

возраста осадочных пород свинцово-урановым методом.— Геохимия, № 3.

Тучков И. И. 1962. Проблема рэтского яруса и нижняя граница юрской системы.— Доклады советских геологов к 1-му Международному коллоквиуму по юрской системе. Стратиграфия юрской системы. Тбилиси.

Ульст Р. Ж., Гайлите Д. К. 1970. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных отложений.— Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, № 2. Вильнюс, «Минтис».

Умнова В. Т. 1971. О границе девона и карбона в центральных районах Русской платформы по палинологическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Устрицкий В. И. 1971. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 164.

Фюлеп И. 1971. Юрские отложения Венгрии.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54, fasc. 2.

Хаин В. Е., Рошкован Г. Р. 1969. Развитие Африканской платформы в раннем докембрии.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 5.

Халилов А. Г. 1971. О границе юры и мела на Кавказе.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54, fasc. 2.

Халфин Л. Л. 1971. Принцип А. П. Карпинского и границы подразделений международной стратиграфической шкалы (МСШ).— Труды СНИИГГИМС, вып. 110.

Халфин Л. Л. 1973. О методологических основах стратиграфической классификации.— Труды СНИИГГИМС, вып. 169.

Халфин Л. Л. 1974. Переходные горизонты в стратиграфической классификации. В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука».

Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 37.

Хольтедаль Ч. 1957. Геология Норвегии, т. 1. М., ИЛ.

Хоментовский В. В. 1974. Принципы выделения венда как системы палеозоя. В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука».

Хоментовский В. В. 1975. О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 232.

Хоментовский В. В., Репина Л. Н. 1965. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., «Наука».

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. 1972. Об определении объема верхнего рифея и его расчленения по строматолитам и микрофитолитам.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. 1972. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 141.

Цагарели А. Л., Гамбашидзе Р. А. 1972. О стратиграфическом распространении иноцерамов в меловых отложениях Грузии.— Труды Всесоюзного коллоквиума по иноцерамам, вып. 1. М.

Чепалыга А. Л. 1972. Неоген-четвертичная граница по данным фауны пресноводных моллюсков. В кн.: Международный коллоквиум по проблеме граница между неогеном и четвертичной системой. Сб. докладов, вып. 3. М.

Чернышев Ф. Н., Никитин С. Н. 1899. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне.— Горн. журн., № 1.

Чижова В. А. 1967. Остракоды пограничных слоев девона и карбона Русской платформы.— Труды ВНИИ, вып. 49.

Чижова В. А. 1970. Развитие остракод позднего девона и раннего карбона в морских бассейнах Европы.— Труды Междуведомственного стратиграфического комитета СССР АН СССР, 4. Проблемы стратиграфии карбона. М., «Наука».

Чумаков Н. М. 1971. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий).— Докл. АН СССР, 198, № 2.

Чумаков Н. М. 1972. Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. В кн.: Геология докембрия. Международ. геол. конгресс. 24 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. Л., «Наука».

Чумаков Н. М. 1974. Лапландское оледенение Европы. В кн.: Этюды стратиграфии. М., «Наука».

Шамов Д. Ф. 1940. О геологическом строении Ишимбаевского нефтеносного района.— Сов. геология, № 11.

Шаповалова И. Г. 1974. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск, «Наука».

Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. серия, вып. 2 (12).

Шатский Н. С. 1958. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. В кн.: Les relations entre Precambrien et Cambrien (Colloques internationals du centre national de la recherche scientifique, N 76). Paris.

Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и об объ-

еме рифейской группы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.

Швембергер Г. И. 1967. К вопросу о границе мела и палеогена по фораминиферам. В кн.: «Результаты геологического исследования на территории Нижнего Дона и Нижней Волги». Ростов н/Д.

Шер А. В. 1970. Плейстоценовые млекопитающие Северной Америки и их стратиграфическое значение. 1969.— «Итоги науки и техники». Серия «Геология». М., ВИНИТИ.

Шеремета В. Г. 1969. Остракоды палеогена Украины. Львов. Изд-во Львовск. ун-та.

Шмальгаузен И. И. 1939. Пути и закономерности эволюционного процесса. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Шрамкова Г. В. 1970. Спорово-пыльцевые комплексы юры и нижнего мела Воронежской антеклизы и их стратиграфическое значение. Воронеж. Изд-во Воронежск. ун-та.

Шубер Ю. А., Фор-Мюре А. 1973. Тектоника Африки. М., «Мир».

Шуменко С. И. 1973. Известковый наннопланктон из отложений на границе мела и палеогена Крыма.— Докл. АН СССР, **209**, № 4.

Шуцкая Е. К. 1962. Фораминиферы датского яруса и палеоцена фаций открытого моря Крыма, Предкавказья и Закаспия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **37**, вып. 6.

Шуцкая Е. К. 1970. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии.— Труды ВНИГНИ, вып. 70.

Щеголев А. К. 1961. Значение ископаемой флоры для установления границы между каменноугольной и пермской системами в Донецком бассейне.— Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, Изд. Харьковск. ун-та.

Юферев О. В. 1973. Карбон Сибирского биогеографического пояса.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 162.

Якобсон К. Э. 1966. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Alberici A., Barbieri F., Iccarino S., Rossi U. 1973. Considerazioni Biostratigrafiche e Paleoecologiche sul Neogene del Fianco Occidentale della Dorsale Medio-Atlantica Meridionale (Foraminiferi dei «Sites», 15 e 16 del «Lag» III D. S. D. P. (1).— Acta Natur., **9**, Fasc. 2.

Alcock F. I. 1934. Report of the National Committee on stratigraphical nomenclature.— Trans. Roy. Soc. Canada. Ser. 3, **28**, sec. 4.

Almen W. von. 1970. Miospores from Devonian (Mississippian boundary) Carter County, Oklahoma, USA.— Congr. et Collog. Univ. Liége, 55.

Ambroggi R., Breistroffer M. 1959. Stratigraphie du Crétacé du Haut Atlas Occidental (Sud Marocain).— In: 20 Internat. Geol. Congr. (Mexico, 1956). El sistema cretacico, **2**. Mexico.

Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F. P., Folieri M. 1972. A cheme of Pleistocene chronology for the tyrrhenian side of central Italy.— Boll. Soc. Geol. Ital., **91**.

American Commission on stratigraphic nomenclature. Rept. 3. 1955.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **39**, N 8.

Amsden Th. W. 1964. Brachial plate structure in the Brachiopod Family Pentameridae.— Paleontol., **7**, pt 2.

Amsden Th. W. 1971. Late Ordovician-early Silurian brachiopods from the central United States.— Mem. Bur. rech. geol. et minieres. Paris, N 73.

Anderson F. W. 1973. The Jurassic-Cretaceous transition the nonmarine ostracod faunas.— Geol. J. spec. issue. The Boreal Lower Cretaceous, N 5.

Arriens P. A., Lambert I. B. 1969. On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite — facies rocks from the Fraser Range, Western Australia, and the Musgrave Range, Central Australia.— Geol. Soc. Austral., Spec. Publ., N 2.

Awramik C. M. 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of Metazoan appearance.— Science, **174**.

Ayrton W. G., Berry W. B. N., Boucot A. J., Lajoie J., Lesperance P. J., Pavlides L., Skidmore W. B. 1969. Lower Llandovery of the northern Appalachians and adjacent region.— Bull. Geol. Soc. America, **80**, N 3.

Azzaroli A. 1967. Villafranchian correlations based on large mamals.– In: Congress on Mediteraniean Neogene 4-th. Pt 1. Bologna.

Bang I. 1969. Planktonic Foraminifera and biostratigraphy of the type Danian. In: Proc. Intern. Conference of planktonic microfossils (Geneva, 1967), **1**. Leiden.

Banks P. O., Van Schmus W. R. 1971. Chronology of Precambrian rocks of Iron and Dikinson counties, Michigan.— In: 17-th Annual institute on Lake Superior geology. Duluth.

Banner F. T., Blow W. H. 1965. Progress ir the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene.— Nature, **208**, N 5016.

Barbieri F. 1967. The Foraminifera in the Pliocene section Vernasca-Costel — l'Ar-

quato including the «Piacenzian stratotype» (Piacenza province). Milano.

Barbieri F. 1971. Piacentian.— Giorn. di Geologia, ser. 2, **37**, fasc. 2. Bologna.

Barbieri F., Selli R. 1971. Tabianian.— Giorn. di Geologia, ser. 2, **37**, fasc. 2. Bologna.

Barkhatova V. P. 1964. The status of the Schwagerina beds in connection with the problem of the boundary between the Carboniferous and the Permian. In: Compte rendu 5 Congrès Intern. carb. strat. geol.

Barrande J. 1846. Notice préliminaire sur le systême Silurien et les Trilobites de Bohéme. Leipzig.

Barrande J. 1852. Systeme Silurien du centre de la Bohéme.

Basset D. A., Whittington H. B., Williams A. 1966. The stratigraphy of the Bala district. Merionethshire.— Quart. J. Geol. Soc. London, **1922**, N 3.

Bayley R. W., Muehlberger W. R. 1968. Map of basement rocks of the United States. Scale 1 : 2 500 000.

Bengtson S. 1970. The Lower Cambrian fossil tommotia.— Lethaia, **3**, N 4.

Benson W. E., Gerard R. D., Hay W. W. 1970. Summary and conclusions (leg 4).— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **4**. Washington.

Berggren W. A. 1960. Biostratigraphy, planktonic Foraminifera and the Cretaceous — Tertiary boundary in Denmark and southern Sweden. In: Reports 21. Intern. Geol. Congress, pt 5. Copenhagen.

Berggren W. A. 1962. Some planktonic Foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of Southern Scandinavia.— Stockholm Contr. Geol., **9**, N 1.

Berggren W. A. 1964. The Maestrichtian, Danian and Montian stages and the Cretaceous — Tertiary boundary.— Stockholm Contr. Geol., **11**, N 5.

Berggren W. A. 1965. Paleocene- a micropaleontologist's point of view.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **49**, N 9.

Berggren W. A. 1968. Micropaleontology and the Pliocene-Pleistocene boundary in a Deep-Sea core from the south-central North Atlantic.— Ciorn. di Geologia, Ser. 2, **35**, fasc 2.

Berggren W. A. 1969a. Rates of evolution in some Cenozoic planktonic Foraminifera.— Micropaleontol., **15**, N 3.

Berggren W. A. 1969b. Tertiary boundaries and correlations.— Woods Hole Oceanographic Contribution, N 2016.

Bergström I. 1968. Upper Ordovician Brachiopods from Västergötland, Sweden. Geologica et Palaeontologica.

Bergström S. M. 1971. Correlation of the North Atlantic middle and upper Ordovician conodont zonation with the graptolite succession.— Mem. Bur. rech. geol. et minieres, N 73.

Bergström S. M. 1973. Ordovician Conodonts. In: Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam — New York.

Berry W. B. N. 1966. *Orthograptus truncatus richmondensis* (Ruedemann) in the Arnheim Formation (Ordovician in Indiana).— J. Paleontol., **40**, N 6.

Berry W. B. N. 1970. Late Ordovician graptolites from northern Michigan.— J. Paleontol., **44**, N 2.

Berry W. B. N. 1973. Silurian — Early Devonian graptolites. In: Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam — New York.

Berry W. B. N., Marshall F. C. 1971. Late Ordovician graptolites from the Maquoketa Formation in eastern Missouri.— J. Paleontol., **45**, N 2.

Bertelsen O. 1962. Cheilostome bryozoa in the Danian deposits of East Danmark — Danmarks geol. Undersgelse, 2 Raekke, N 83.

Bertrand-Sarfati J. 1972. Stromatolites columnaires du Precambrien superieur du Sahara nord-occidental.— Centre recherches sur les zones arides, Ser. Geol. Paris, N 14.

Bertrand-Sarfati J., Raaben M. E. 1970. Comparaison des ensembles stromatolitiques du précambrian supérieur du Sahara occidental et de l'Oural.— Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, **12**, N 2.

Besairie H., Collignon M. 1959. Le système Crétacé à Madagascar. In: 20 Internat. Geol. Congr. (Mexico, 1956). El sistema cretacico, **2**, Mexico.

Bharadwej D. C. 1969. Lower Gondwana formations. In: Comptes rendus 6-me Congrès Intern. strat. geol. Corbonifere, Sfeffield 1967, **1**. London.

Bharadwaj D. C., Venkatachala B. S. 1957—1958. Microfloristic evidence on the boundary between the Carboniferous and Permian systems of Pfalz (W. Germany).— Palaeobotanist, **6**, N 1.

Bigazzi G., F. Bonadonna, S. Iaccarino. 1973. Geochronological hypothesis on Plio-Pleistocene boundary in Latium region (Italy).— Boll. Soc. Geol. Ital., **92**.

Binckhorst, van den J. J.-T. 1873. Monographie des Gastéropodes et des Céphalopodes de la Craie supérieure du Limbourg. Classe des Céphalopodes. Bruxelles — Leipzig.

Birkelund T. 1957. Upper Cretaceous belemnites from Denmark.— Biol. Skr. Danske Vid. Selskab, **9**, N 1.

Bjorlykke K., Englund I. O., Kirkhusmo L. A. 1967. Latest Precambrian and Eocambrian Stratigraphy of Norway.— Norg. Geol. Undersök., N 251.

Black L. P., Morgan W. R., White M. E. 1972. Age of a mixed *Car-*

diopteris — Glossopteris flora from Rb—Sr measurements on the Nychum volcanics, North Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, **19**, pt. 2, No. 2.

Blanford H. F. 1862. On the Cretaceous and other rocks of the South Arcot and Trichinopoly districts.— Mem. Geol. Soc. India, **4**, N 1.

Blow W. H. 1971. Deep sea drilling project, leg 6. Foraminifera from selected samples.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **6**. Washington.

Bolli H. M. 1957. The Genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleogene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad.— Bull. B. W. I. US Natur. Museum, N 215.

Bolli H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera.— Boll. inform. Asoc. Venez. Geologia, Mineria y Petroleo, **9**, N 1.

Bonifay M. F. 1969a. Relations entre les paleoclimats et les migrations des grands Mammiferes quaternaires en Europa Meridionale.— Quaternaria, **11**, Roma.

Bonifay M. F. 1969b. Faunes Quaternaires de France.— Etudes Francaises sur le Quaternaire. Paris.

Bostwich D. A. 1962. Fusulinid stratigraphy of beds near the Gaptank — Wolfcamp boundary, Glass Mountains, Texas.— J. Paleontol., **36**, N 6.

Bouckaert J., Streel M., Thorez J. 1968. Schéma biostratigraphique et coupe de référence du Famennicu Belge.— Ann. Soc. Geol. Belgique, **91**, fasc. 3.

Bouckaert J., Streel M., Thorez J. 1970. Le Lamennien supérieur et les couches de transition dévono-carbonifère, dans la vallée de l'Ourthe.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Boucot A., Johnson. 1967. Silurian and Upper Ordovician atrypida of the genera *Plectatrypa* and *Spirigerina*.— Norsk. Geol. Tidsskrift, 47, pt 1.

Bout P. 1973. La contribution du Massif Central volcanique a la chronologie du quaternaere europeen. In: Symposium Iean Jung Geologie, Geomorphologie et Structure profonde du Massif Central francais.

Bramlette M. N. 1958. Significance of Coccolithophorids in calcium-carbonate deposition.— Bull. Geol. Soc. America, **69**, N 1.

Bramlette M. N. 1965. Massive extinction in biota at the end of Mesozoic time.— Science, **148**, N 3678.

Bramlette M. N., Martini E. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian.— Micropaleontology, **10**, N 3.

Brewer M. S. 1969. Excess radiogenic argon in metamorphic micas from Eastern Alps, Austria.— Earth and Planet. Sci. Letters, **6**, N 5.

Brood K. 1972. Cyclostomatous bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia.— Stockholm Contr. Geol., **26**.

Brotzen F. 1959. On *Tylacidaris* species (Echinoidea) and the Danien of Sweden. With a bibliography of the Danian and the Paleocene.— Sver. Geol. Unders., ser. C, N 571, Årsbok 54 (1960), N 2.

Brøgger W. C. 1882. Die Silurichen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet and auf Eker.— Univ. Programm 2. Sem. 1882 I—VIII Kristiania (Oslo).

Buchan S. N., Challinor A., Harland W. B., Parker J. R. 1965. The Triassic Stratigraphy of Svalbard.— Skr. norsk. Polarinstitut, **135**.

Bukry D., Douglas R. G., Kling S. A., Krasheninnikov V. 1971. Planktonic microfossil biostratigraphy of the Northwest Pacific Ocean.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **6**. Washington.

Bulman O. M. B. 1954. The graptolite fauna of the *Dictyonema* shales of the Oslo region.— Norsk. Geol. Tidsskr., **33**.

Bulman O. M. B. 1970. Treatise on Invertebrate Palaeontology. Pt 5. Graptolithina with section on Enteropneusta and Pterobranchia 2-nd Ed. (Revised and Enlarged). Lawrence, Kansas.

Bulman O. M. B. 1971. Graptolite faunal distribution.— Geol. J., **4**.

Bulman O. M. B., Rushton B. A. 1973. Tremadoc faunas from boreholes in Central England.— Bull. Geol. Surv. Great Britian, **43**.

Burger D. 1966. Palynology of Uppermost Jurassic and Lowermost Cretaceous strata in the Eastern Netherlands.— Leidse Geol. Meded., 35.

Busnardo R., Le Hegerat G., Magne J. 1965. Le stratotype du Berriassien. Colloque sur le Gretacé inferieur, Lyon, 1963.— Mem. Bur. tech. geol. et minieres, Paris, N 34.

Cahen L., Delhal J., Deutsch S. 1967. Rubidium-strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga).— Koninklijk Mus. Midd.— Africa Terv. Belgie, Ann. Geol Weten., N 59.

Cahen L., Snelling N. L. 1966. The geochronology of equatorial Africa.— North Holland. Publ. Comp. Amsterdam.

Casey R. 1973. The Ammonite succession of the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England.— Geol. J., spec. issue, N 5, The Boreal Lower Cretaceous.

Casey R., Rawson P. E. 1973. A rewiew of the boreal Lower Cretaceous.— Geol. J..

spec. issue, N 5. The Boreal Lower Cretaceous.

Chaloner W. G. 1968. The cone of *Cyclostigma kiltorkense* Haughton from the Upper Devonian of Ireland.— J. Linn. Soc. (Bot.), **61**, No. 384.

Chao King-koo. 1965. The permian ammonoid bearing formations of South China.— Sci. Sinica, **14**, N 12.

Chiplonkar G. W. 1968. A note of the Cretaceous-Tertiary boundary in South India.— Mem. Geol. Soc. India, N 2.

Choi D. R. 1973. Permian fusulinids from the Satamai-Yahagi district, Southern Kitakami mountains, N. E. Japan—J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, **16**, N 1.

Choubert G. 1958. Adoudounien et le Precambrien III. dans l'Anti — Atlas.— Coloq. internat. Centre nat. rech. scient. Paris 27 juin — 3 juillet 1957. Les rélations entre Precambrien et Cambrien.— Problèmes des series intermediaires.

Church W. R., Young G. M. 1970. Discussion of the progress report of the Federal-Provincial Committee on Huronian Stratigraphy.— Can. J. Earth Sci., **7**, N 3.

Clemens W. A. 1960. Stratigraphy of the type Lance formation. In: Reports 21. Intern. Geol. Congr., pt 5, Copenhagen.

Clifford T. N. 1968. Radiometric dating and pre-Silurian geology of Africa. In: Radiometric dating for geologists. Intersci Publ.

Closs D. 1969. Intercalation of *Goniatites* in the Gondwanic glacial beds of Uruguay. In: Gondwana stratigraphy IUGS Symposium, Buenos Aires, 1–15 October 1967. Paris, UNESCO.

Cloud P. E. 1961. Pre-Metazoan evolution.— Geol. Soc. Amer. Program, 1961, Ann. Meetings, Abs.

Cloud P. E. 1968. Pre-Metazoa evolution and origin of the Metazoa. In: Evolution and environment. Yele. Univ. Press.

Cloud P. E. 1973. Possible stratotype sequences for the basal paleozoic in North America.— Amer. J. Sci., **273**.

Cloud P. E., Semikhatov M. A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation.— Amer. J. Sci., **267**, N 11.

Cobban W. A., Reeside J. B., Jr. 1952. Correlation of the Cretaceous formations of the western interior of the United States.— Bull. Geol. Soc. America, **63**, N 10.

Cocks L. R. M. 1972. The origin of the Silurian *Clarkeia* shelly fauna of South America, and its extension to West Africa.— Palaeontology, **15**, N 4.

Cocks L. R. M., Brunton Ch. H. C., Rowell A. J., Rust I. C. 1969. The first Lower Palaeozoic fauna proved from South Africa.— Quart. J. Geol. Soc., London, **125**, N 4.

Collignon M. 1954. La question du Maestrichtien malgache (Madagascar). In: Compte rendus 19 session Congres Géol. Intern. 1952. Assoc. Serv. Géol. Africains, pt. 2, fasc. 21. Alger.

Collignon M. 1960. Le Danien a Madagascar. In: Reports 21. Intern. Geol. Congr., pt. 5. Copenhagen.

Collignon M. 1968. Le Crétacé superieur de Madagascar.— Mem. Geol. Soc. India, N 2, Bangalore.

Compston W., Arriens P. A. 1968. The Precambrian geochronology of Australia.— Canad. J. Earth. Sci., **5**, N 3, pt. 2.

Compte Rendu Congrés Strat. Carb. Heerlen 1928, Liege.

Compte Rendu deuxieme Congrés pour l'avane des études de Stratigraphie Carbonifere, **1**. 1937. Heerlen.

Compte Rendu sixieme Congrés international de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, **1**. 1969. Liege.

Compte Rendu septième Congrés International de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Bd. **1**. 1972. Krefeld.

Dehèe R. 1929. Description de la fauna d'Etroeungt.— Mem. Soc. geol. France, N. S., fasc. 2, N 11.

Conil R., Lys M. 1964. Materiaux pour l'etude micropaleontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avernois), Algues et Foraminiferes.—Mem. de l'Inst. Geol. Uni. de Louvain, t. XXIII.

Conil R., Lys M. 1970. Donnees nouvelles sur les Foraminiferes du Tournaisien inferienr et de couches de passage du Famennien an Tournaisien dans l'Avesnois.— Congr. et Col. de l'Uni. de Liege. Vol. 55.

Conil R. 1973. Intérêt de certaines coupes de l'Avesnois dans la séquence classique du Dinantien.— Ann. Soc. geol. Nord. **93**.

Conil R., Pirlet H. 1970. Le Calcaire Carbonifère du Synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien.— Colloq. la stratigr. Carbon. Congr. Univ., **55**, Liege.

Conil R., Pirlet H., Lys M. 1969. Traits dominante de l'echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. In: Compte Rendu 6-me Congres international de stratigraphic et geologie du Carbonifere, **1**. Liege.

Cooke H. B. S. 1972. Pleistocene Chronology: Long or Short? — Maritime Sediments, **8**, N 1, 12.

Cooper G. A., Grant R. E. 1972. Permian brachiopods of West Texas.— Smiths. contr. paleobiology, **14**.

Cooper G. A., Kindle C. H. 1936. New Brachiopods and Trilobites from the Upper Ordovician of Perce Quebec.— J. Paleontol. **10**, N 5.

Cosgriff J. W. 1969. *Blinasaurus*, a brachiopod genus from Western Australia and new South Wales.— J. Roy Soc. West Australia, **52**, N 3.

Cowie D. V., Glaessner M. F. 1975. Precambrian/Cambrian boundary problem. In: Inter. Symposium Montreal, 1972. London.

Cowie D. V., Rozanov A. Yu. 1974. J. U. G. S. Precambrian/Cambrian Boundary Working Group in Siberia, 1973.— Geol. Mag. **111**, N 3.

Cowie D. V., Rozanov A. Yu. 1975. Report on the conference of the precambrian-cambrian boundary Working group J. U. G. S.— J. G. C. P.— Geol. Mag., **112**.

Cowie J. W., Rushton A. W. A., Stubblefield C. J. 1972. A correlation of Cambrian rocks in the British Isles.— Geol. Soc. London, spec. paper. N 2.

Cox A. 1969. Geomagnetic reversols.— Science, **163**, N 3864.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. 1968. Radiometric time-scale for geomagnetic reversals.— Quart. J. Geol. Soc. London, **124**.

Cridland A. A., Morris J. E. 1963. *Taeniopteris, Walchia* and *Dichophyllum* in the Pennsylvanian system of Kansas.— Bull. Univ. Kansas Sci., **44**.

Crook K. A. W. 1966. Principles of Precambrian time-stratigraphy.— J. Geol. Soc. Australia, **13**, pt. 1.

Daily B. 1956. The Cambrian in South Australia. In: El sistema Cambrio. Simposium, pt. 2. Mexico.

Daily B. 1972. The base of the Cambrian and the first Cambrian faunas.— Univ. Adelaide, Centre for Precambrian Res., Spec. Paper N 1.

Dal Prà A., Medizza F. 1967. Microstratigrafia delle formazioni al limite Cretaceo-Terziario nel Vicentino orientale.— Rev. ital. paleontol. et stratigr., **73**, N 1.

Daniels I. L. 1966. The Proterozoic geology of the North-West division of Western Australia.— Proc. Austral. Inst. Mining and Metallurgy, N 219.

Darwin Ch. 1856. The Origin of species (Oxford Univ. Press. Wealden Norddeutschland und Südenglands).—Geologie, 15, **55**.

Davidson A. 1972. The Churchill province.— Geol. Assoc. Canada. Spec. paper, N 11.

Dechaseaux C. 1948. Le probleme de l'extinction des groupes étudeé chez les Rudistes.— Rev. scient., **86**, fasc. 2, N 3289.

Dehée R. 1929. Description de la Fauna d'Etroeungt.— Mem. Soc. Géol. France, nouv. serie, V, f. 2, mem. 11.

Derby J. R., Lane H. R., Norford B. S. 1972. Uppermost Cambrian — Basal Ordovician Faunal Succession in Alberta and Correlation with Similar Sequences in the Western United States.— In: 24-th Int. Geol. Congr., Section, 7.

Deroo G. 1959. Répartition stratigraphique de quelques Ostracodes des «craies-tuffeaux» des tranchees du canal Albert (Belgique).— Bull. Soc. géol. Belg., **82**, N 4—9.

Deroo G. 1966. Cytheracea (Ostracodes) du Maastrichtien de Maastricht (Pays-Bas) et des régions voisines; resultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude.— Meded. geol. Sticht., ser. C, **2**, N 2.

Desor E. 1846. Sur le terrain Danien, nouvel étage de la craie.— Bull. Soc. géol. France, 2 sér., **4**.

Destombes. 1968. Sur la nature glaciaire d'sediments du groupe du 2 Bani Ashgill superieur d. L'Antiatlas, Maroc.—Compt. rend. Acad. Sci., Paris, **267**.

Dewalque G. 1868. Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Bruxelles et Liège.

Dickins J. M., Mc Tavish R. A. 1963. Lower triassic marine fossils from the Beagle Ridge (BRM 10) bore, Perth Basin, Western Australia.— J. Geol. Soc. Austral., **10**, N 1.

Doderlein P. 1872. Note illustrative della Carta geologica del Modenese e del Reggiano.— Memoria tersa. Modena.

Donovan D. T., Hancock J. M. 1967. Mollusca: Cephalopoda (Coleoidea).— The Fossil Record. London.

D'Orbigny A. 1840—1842. Terrain Cretace. I. Cephalopodes. Paleontologie Francaise. Masson. Paris.

Doubinger J. 1956. Contribution à l'étude des flores autunostéphaniennes.— Mem. Soc. géol. France, n. ser., **35**, fasc. 1—2.

Douglas R. G. 1971. Cretaceous foraminifera from the north-western Pacific ocean. Leg 6, DSDP.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **6**. Washington.

Döring H. 1966. Sporenstratigraphischer Vergleich zwischen dem Wealden Norddeutschland und Südenglands.— Geologie, **15**, Bd. 55.

Druce E. C., Jones P. J. 1971. Cambro-Ordovician conodonts from the Burke River structural belt, Queensland.— Bull. Austral. Bur. Min. Res., **110**.

Dumont E. 1849. Rapport sur la carte géologique du Royaume (Belgique).— Bull. Acad. Roy. Belgique, **16**, pt 2.

Dunn P. R., Plumb K. A., Roberts H. G. 1966. A proposal for timestratigraphic subdivision of the Australian Precambrian.— J. Geol. Soc. Austral., **13**, N 2.

Dunn P. R., Thomson B. P., Rankama K. 1971. Late precambrian glaciation in Australia as a stratigraphic boundary.— Nature, **231**, N 6.

Dutro J. T., Ross R. J. 1963. Probable late Ordovician (Ashgill) Brachiopods from east-central Alaska.— Geol. Soc. Amer. Progr. Ann. Meet., Paper 53A.

Eames F. E. 1968. The Tertiary/Cretaceous boundary.— Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.

Edwards A. R. 1973a. Calcareous nannofossils from the Southwest Pacific, DSDP, leg. 21.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **21**. Washington.

Edwards A. R. 1973b. Southwest Pacific regional unconformities encountered during, leg. 21.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project. **21**. Washington.

Eickhoff G. 1973. Das hohe Oberdevon und tiefe Unterkarbon im Bahneinschnitt Oberrödinghausen bei Menden (Rheinisches Schiefergebirge. In: Compte Rendus 7 Congr. Intern. strat. et geol. Carbon, 2. Krefeld.

El-Dawoody A. S., Barakat M. G. 1973. Nannobiostratigraphy of the Upper Cretaceous — Paleocene contact in Dawi range, Quseir district, Egypt.— Riv. ital. paleontol. e stratigr., **79**, N 1.

El-Naggar Z. R. 1966. Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region, Nile valley, Egypt, U.A.R.— Bull. British. Mus. (Natur. History). Geology, suppl. 2.

Emiliany C., Mayeda T., Selli R. 1961. Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at Cactella, Calabria, Southern Italy.— Bull. Geol. Soc. America, **72**.

Emmons S. F. 1888. Letter to Persifal Franzer dated 25 May, 1887.— Internat. Geol. Congr. Amer. Committee Rept., pt. A.

Ericson D., Ewing M., Wollin G. 1963. Pliocene-Pleistocene boundary in deep-sea sediments.— Science, **139**, N 3556.

Fabre-Taxy S. 1959. Les faunes Campanienne, Maestrichtienne et Danienne de la Provence.— 84-e Congrès des Societés savantes (Dijon, 1959).

Fairbairn H. W., Bottino M. L., Pinson W. H., Hurley P. M. 1966. Wholerock Rb—Sr method and initial Sr^{87}/Sr^{86} of volcanic rocks underlying fossilferous Lower Cambrian in the Atlantic province in Canada.— Canad. J. Earth. Sci., **3**, N 3.

Fairbairn H. W., Hurley P. M., Card K. D., Knight C. J. 1969. Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario.— Canad. J. Earth Sci., **6**, N 3.

Faure G., Kovach J. 1969. The age of the Gunflint iron formation of the Animikie series in Ontario, Canada.— Bull. Geol. Soc. America, **80**, N 9.

Fearnsides W. G. 1905. On the geology of Arenig Fawr and Moel Llyfnant.— Quart. J. Geol. Soc. London, **61**.

Fearnsides W. G. 1910. The Tremadoc slates and associated rocks of south-east Carnarvonshire.— Quart. J. geol. Soc. London, **66**.

Flower R. H. 1946. Ordovician Cephalopoda of the Cincinnati region. Pt. 1.— Bull. Amer. Paleontology, **29**, N 116.

Flower R. H. 1968. Cephalopods from the Tinu Formation, Oaxaca, Mexico.— J. Paleontol., **42**, N 3.

Foerste A. F. 1924. Upper Ordovician Faunas of Ontario and Quebec.— Mem. Geol. Surv. Canada, **138**, N 121.

Foerste A. F. 1929. The ordovician and silurian of American Arctic and Subarctic regions.— Denison Univ. J. Sci. Labor., **24**, art. 1—5.

Foreman H. P., Hekel H., Hoskins R. H., Krasheninnikov V. A. 1973. Biostratigraphic syntesis, leg 20, DSDP.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **20**. Washington.

Fox C. S. 1934. The Lower Gondwana coalfield of India.— Mem. Geol. Surv. India, **59**.

Fox S. K., Olsson R. K. 1969. Danian planktonic foraminifera from the Cannonball formation in Nothr Dakota.— J. Paleontol., **43**, N 6.

Fraser J. A., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Tremblay L. P. 1971. Helikian basins and geosynclines of the Northwestern Canadian shield.— Paper Geol. Surv. Canada, N 70—40.

Fritz W. H. 1972. Lower Cambrian trilobites from the Sekwi formations type section, Mackenzie Mountains, northwestern Canada.— Bull. Geol. Surv. Canada, N 212.

Fryer B. J. 1972. Age determination in the circum-ungava geosynclyne and the evolution of Precambrian bounded iron formations.— Canad. J. Earth Sci., **9**, N 6.

Furnish W. M. 1972. Permian stage names.— Bull. Canad. Petrol. Geol., **21**.

Furnish W. M., Glenister B. F. 1971a. The Lower Permian Somohole fauna in Timor.— J. Paleontol., **45**.

Furnish W. M., Glenister B. F. 1971b. Permian Goniolobocerati dae (Ammonoidea).— Smiths. Contrib. Paleobiology, **3**.

Gandl J. 1972. Zur gegenwärtigen Kenntnis der Unterkarbon-Stratigraphie im Frankenwald (NE — Bayern).— Z. Dtsch. geol. Ges., **123**, Nr. 1.

Garrett P. 1970. Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals.— Science, **169**, N 3941.

Gastill G. 1960. The distribution on minerals dates in time and space.— Amer. J. Sci., **258**, N 1.

Germs G. J. B. 1972. New shelly fossils from Nama group, South — West Africa.— Amer. J. Sci., **272**, N 8.

Gignoux M. 1910. Sur la classification du Pliocene et du Quaternaire de l'Italie du Sud.— Compt. Rendus Acad. Sci. Paris, **150**, N 841—4.

Gignoux M. 1950. Géologie stratigraphique. Paris.

Gignoux M. 1954. Pliocene et Quaternaire marines de la Mediterranee occidentale. In: Congr. Geol. Intern. d'Alger (1952), Section 13, Questions diverses de Geologie generale. Pt 3, n. 15.

Gill J. E. 1952. Mountain building in the Canadian Shield.— Reports 18-th ses. Internat. Geol. Congr., pt 32. London.

Gill J. E. 1955. Precambrian nomenclature in Canada.— Trans. Roy. Soc. Canada, Sect. 4, **49**.

Gill J. E. 1957. Summary and discussion.— Roy. Soc. Canada, Spec. Publ. 3. The Proterozoic in Canada.

Ginsburg L. 1960. Ancient analogues of recent stromatolites. In: Reports. of the 21 sess. Internat. Geol. Congress, pt 22.

Ginsburg L. 1965. Les régressions marines et le problème du renouvellement des faunes au cours des temps géologiques.— Bull. Soc. Géol. France, 7 sér., **6**, N 1.

Glaessner M. 1963. The base of the Cambrian.— J. Geol. Soc. Australia, **10**, pt 1.

Glaessner M. F. 1968. Biological events and the Precambrian time scale.— Canad. J. Earth Sci., **5**, N 3, pt 2.

Glaessner M. F. 1971. Geographic distribution and time range of the Ediacara Precambrian fauna.— Bull. Geol. Soc. America, **82**, N 2.

Glaessner M. F., Preiss W. V., Walter M. R. 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis.— Science, **164**, N 3883.

Glenister B. F., Furnish W. N. 1961. The permian ammonoids of Australia.— J. Paleontol., **35**, N 4.

Glibert M. 1973. Revision des gastropoda du Danien et du Montien de la Belgique. I. Les Gastropoda du calcaire de Mons.— Mém. Inst. Roy. sci. natur. Belg., N 173.

Glibert M., Van de Poel L. 1973. Les bivalvia du Danien et du Montien de la Belgique.— Mém. Inst. Roy sci. natur. Belg., N 175.

Goldfriaux I., Marlière R. 1971. Relations entre Danien et Montien à Mons.— Bull. Soc. géol. France, 7 sér., **13**, N 3—4, 1973.

Goldich S. S. 1968. Geochronology in the Lake Superior region.— Canad. J. Earth Sci., **5**, N 3.

Goodwin A. M. 1968. Archean protocontinental growth and early crustual history of the Canadian shield.— Internat. Geol. Congr., 22 sess. Upper Mantle. Prague.

Gorokhov I. M., Varshavskaya E. S., Kutyavin E. P., Lobach-Zhuchenko S. B. 1970. Preliminary Rb—Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia.— Ecolog. geol. Helv., **63**, N 1.

Gothan W. 1914. Die Unterliassische (Rhätische) Flora der Umgegend von Nürnberg.— Abhandl. Naturhistorischen Gess., Nürnberg, **20**, 4.

Grabau A. W. 1922. The Sinian System.— Bull. Geol. Soc. China, N 1.

Groom T. 1902. The sequence of the Cambrian and associated beds of the Malvern Hills.— Quart. J. Geol. Soc. London, **58**.

Grossouvre A. 1897. Sur la limite du Grétacé et du Tertiaire.—Bull. Soc. Géol. France, 3 sér., **25**.

Grossouvre A. 1908. Description des Ammonites de Crétacé supérieur du Limbourg belge et hollandais et du Hainaut.—Mém. Musee d'histoire naturelle Belgique, **4**, N 14. Bruxelles.

Gümbel C. W. 1859. Über die gleichstellung der Gesteinsmassen in den nord-östlichen Alpen mit außeralpinen Flötzschichten — Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Arzte, **54**.

Gümbel C. W. 1861. Geognostische Beschreibung des bavarischen Alpengebirge und seines Vorlandes. Gotha.

Gümbel C. W. 1864. Uber das Knochenbett (Bonebed) und die Pflanzen-Schichten in der rhätischen stufe Frankens.— Sitz-Ber. Kgl. bayer. Akad. Wiss., math. phys. kl., München.

Hancock J. M. 1967. Some Cretaceous-Tertiary marine faunal changes.— Fossil Record. London.

Hansen H. J. 1970. Danian foraminifera from Nûgssuaq, West Creenland.— Meddel. om Grønland, **193**, N 2.

Hanson G. N., Goldich S. S., Arth J. G., Vardley D. H. 1971. Age of the Early Precambrian rocks of the Saganaga Lake — Northern Light Lake area, Ontario-Minnesota.— Canad. J. Earth Sci., 8, N 9.

Harder P. 1922. Om Graensen mellem Saltholmskalk og Lellinge Grønsand og nogle Bemaerkninger om Inddelingen af Danmarks aeldre Tertiaer.— Danmarks geol. Undersøgelse, 2 Raekke, N 38.

Harland W. B., Rudwick M. J. S. 1964. The great Infra — Cambrian ice age.— Sci. Amer. J., **211**, N 2.

Harrington H. J., Leanza A. F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina.— Dept. Geol. Univ. Kansas, Spec. Publ., N 1.

Harris T. M. 1937. The fossil flora of Scoresby sound, East Greenland, pt. 5.—Meddel. om Grönland, **112**, N 2.

Havlíček V. 1967. Brachiopoda of the suborder Strophomenidina in Czechoslovakia.— Rozpr. ustred. ustau. geolog., 33.

Havlíček V. 1971. Brachiopodes de l'Ordovi-

cien du Maroc.— Notes et Mem. Serv. geol. Maroc., N 230.
Havliček V., Massa D. 1973. Brachiopodes de l'Ordovicien superieur de Libye occidentale implications stratigraphiques regionales.— Geobios, **6**, N 4.
Havliček V., Vanek J. 1966. The biostratigraphy of the ordovician of Bohemia.— Sbor. geol. věd., **8**.
Haug F. 1971. Traite de geologie, v. 2, N 3. Paris.
Hay W. W., Mohler H. 1967. Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Port Labau, France, and Paleocene — Early Eocene correlations.— J. Paleontol., **41**, N 6.
Hays J. 1965. Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas. In: Biology of the Antarctic seas. II — Antarctic Res. Series. Amer. Geophys. Union, N 5.
Hedberg H. D. 1959. Towards harmony in stratigraphic classification.— Amer. J. Sci., **257**, N 10.
Heide S., van der. 1954. The original meaning of the term Maastrichtian (Dumont, 1849).— Geol. en Mijnbouw, N. S. **16**, N 12.
Heinzelin J., Glibert M. 1957. Étage Montien.— Lexique stratigr. intern., **1**, fasc. 4a VII, Paris.
Helby R. 1966. Sporologischen-Untersuchungen an der Karbon/Perm Grenze im Pfälzer — Bergrand.— Fortschr. Geol. Rheinl. Westfal., **13**, Nr. 1.
Helms J. 1963. Zur «Phylogenese» und Taxonomie von Palmatolepis (Conodontida, Oberdevon).— Geologie, **12**, Nr. 4.
Henningsmoen G. 1957. The trilobite family Olenidae. With description of Norwegian material and remarks on the Olenid and Tremadocian series.— Skr. utgitt av Det. Norske Vidensk. Acad. i Oslo, I Mat-Naturvkl.
Henningsmoen G. 1958. The Upper Cambrian faunas of Norway. With descriptions of Non — Olenid Invertebrate Fossils.— Norsk. geol. Tidsskritt. **38**, N 2.
Henningsmoen G. 1959. Rare tremadocian trilobites from Norway.— Norsk. geol. Tidsskritt. **39**, N 2—3.
Henningsmoen G. 1973. The Cambro-Ordovician boundary.— Lethaia, **6**.
Herm D. 1965. Mikropaleontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien).— Z. Deutsch. Geol. Ges., **115**.
Hicks H. 1875. On the succession of the ancient rocks in the vicinity of St.-Davidis, Pembroke-Shire, with special reference to those of the Arenig and Llandeilo Groups and their fossils contents.— Quart. J. Geol. Soc. London, **31**.
Hillebrandt A. 1964. Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung.— Paläontol. Z., **38**.
Hillebrandt A. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten.— Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl., **123**.
Hintze L. F. 1952. Lower Ordovician Trilobites from Western Utah and Eastern Nevada.—Bull. Utah Geol. and Min. Surv., **48**.
Hintze L. F. 1973. Lower and Middle Ordovician Stratigraphic Sections in the Ibex Area, Millard County, Utah.— Brigham Joung. Univ., Geol. Studies, **20**, pt 4.
Hoefeli C., Maync W., Oertli H., Rutsch R. F. 1965. Die Type-Profile des Valanginien und Hauterivien.— Bull. Verhandl. Schweiz. Petrol.-Geol. Ingr. Z., **31**, N 81.
Hoffman P. F. 1973. Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the north-western Canadian shield.— Phil. Trans. R. Soc. London, A, **273**.
Hoffman P. F., Fraser J. A., McGlynn J. C. 1971. The Coronation geo syncline of Aphebian age, district of Mickenzie.—Paper Geol. Surv. Canada, N 70—40.
Hoffman P. F. et al. 1972. The Slave province. In: Variation in tectonic Styles in Canada. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Publ. N 11).
Hofker J. 1960. The type localities of the Maestrichtian (Maestrichtian chalk tuff) and of the Montian (tuffeau de Ciply, calcaire de Mons, lagunar, and lacustre Montian).— J. Paleontol., **34**, N 3.
Hofker J. 1962. Correlation of the tuff chalk of Maestricht (type Maestrichtian) with the Danske kalk of Denmark (type Danian), the stratigraphic position the type Montian and the planktonic foraminiferal faunal break.—J. Paleontol., **36**, N 5.
Hofker J. 1966a. Maestrichtian, Danian and Paleocene foraminifera.—Paläontographica, Suppl. Bd. 10. Stuttgart.
Hofker J. 1966b. La position stratigraphique du Maestrichtien-type.— Rev. Micropaléontol., **8**, N 4.
Hofmann H. J. 1969. Attributes of stromatolites.— Papers Geol. Surv. Canada, N 39.
Hofmann N. 1972. Coccolithen aus der Kreide und dem Paläogen des nordlichen Mitteleuropas.— Geologie Jg. 21, **73**.
Holland C. H. 1971. Cambrian-Ordovician boundary in the British Isles.— Proc. Geol. Soc. London, **1664** (for 1970).
Holtedahl O. 1961. The «Sparagmite formation» (Kjerulf) and «Eocambrian» (Brögger) of the Scandinavian peninsula.— В кн.: Кембрийская система, ее палеогео-

графия и проблема нижней границы, 3. М.

Hornibrook N. de B. 1962. The Cretaceous-Tertiary boundary in New Zealand.— N. Z. J. Geol. Geophys., **2**, N 2.

Hornibrook N. de B. 1973. *Globorotalia truncatulinoides* and the Plio-Pleistocene Boundary in Northern Hawkes Bay, New Zealand.— Ninth Congres INQUA, Abstracts. Christchureh, New — Zealand.

Hughes N. F. 1973. Palynological time correlation of English Wealden with boreal marine successions.— The Boreal Lower Cretaceous. Geol. J. spec. issue, N 5.

Hughes N. F., Croxton C. A. 1973. Palynologic correlation of the Dorset «Wealden».— Palaeontology, **16**, pt 3.

Hughes N. F., Moody-Stuart. 1969. A method of stratigraphic correlation using Early Cretaceous spores.— Palaeontology, **12**, pt 1.

Hupé P. 1952. Contribution a l'etude du Cambrien inferieur et du Precambrien III de l'Ant-Atlas Marocain. Sur les problematica du Precambrian III.— Notes et Mem. Div. Mines, Serv. geol. Maroc, **103**.

Hupé P. 1958. Essai de correlation de quelques formations cambriennes et infracambriennes,— Colloq. internat. Centre nat. rech. scient. Paris, 27 juin — 4 juillet 1957. Les rélations entre Precambrien et Cambrien. Problems des séries intermediaires.

Hupé P. 1960. Sur le cambrien inferieur du Maroc.— Report 21 session Internat. Geol. Congr., pt. 8. Copenhagen.

Ingham J. K. 1966. The Ordovician rocks in the Cautley and Dent Districts of Westmerland and Yorkshire.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., **35**, pt. 4, N 19.

Ingham J. K., Wright A. D. 1970. A revised classification of the Ashgill series.— Lethaia, **3**, N 3.

International Field Symposium on the British Jurassic 1969. Exursion N 1. Guide for Dorset and South Somerset. Geol. Department, Keele Univer.

International Permo-Triassic conference. Program with abstracts. 1971. Calgari.

Jaanusson V. 1963. Classification of the Harjuan (Upper Ordovician) rocks of the mainland of Sweden.— Geol. fören. Stockholm förhandl., **85**, N 1.

James H. L. 1972. Subdivision of Precambrian: an interim scheme to be used by U. S. Geological Survey.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **56**, N 6.

Jeletzky J. A. 1951. Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens.— Beihefte Geol. J. H. 1. Hannover.

Jeletzky J. A. 1960. Youngest marine rocks in Western interior of North America and the age of the *Triceratops-beds*; with remarks on comparable dinosaur-bearing beds outside North America.— Report 21 session Internat. Geol. Congr. pt 5, Copenhagen.

Jeletzky J. A. 1962. The allegedly Danian dinosaur-bearing rocks of the globe and the problem of Mesozoic-Cenozoic boundary.— J. Paleontol., **36**, N 5.

Jeletzky J. A. 1973. Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valanginian in Canada.— The Boreal Lower Cretaceous. Geol. J. spec. issue, N 5.

Jeletzky J. A., Clemens W. A. 1965. Comments on Cretaceous *Eutheria*, Lance *Scaphites*, and *Inoceramus*? ex gr. *tegulatus*.— J. Paleontol., **39**, N 5.

Jones O. T. 1949. The Geology of the Llandovery district, pt 2. The North area.— Quart. J. Geolog. Soc. London, **105**.

Jones C. R., Kobayashi T., Hamada T. 1964. On the lower silurian shelly faune in the Langkawi Islands, northwest Malaya.— Japan. J. Geol. and Geogr., **35**, N 1.

Jones P. J., Shergold J. H., Druce E. C. 1971. Late Cambrian and Early Ordovician stages in Western Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, **18**, pt. 1.

Jongmans W. J. 1954. The Carboniferous flora of Peru.— Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., **2**, No 5.

Jongmans W. J., Gothan W., Darrah W. C. 1937. Beiträge zur Kenntnis der Flora der Pocono-Schichten aus Pennsylvanien und Virginia. In: Compte Rendu 2-me Congr. avanc. étud. stratigr. carbonifère, Heerlen, 1935. T. 1. Maestricht.

Jürgensen T. 1968. Cheilostome bryozoa from the Danian deposits at Vallensbaek, Denmark.— Meddel. Dansk geol. Forening, **18**, N 2.

Kahler F. 1952. Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden am Eurasiatischen Kontinent.— Geologie, **4**, N 2.

Kahler F. 1961. Ungenauigkeit der Karbon-Permgrenze in Bereich der Fusuliniden.— Fazies. M. J. Geol. Paläont., Mh., **3**.

Kahler F. 1963. Die jungpaläozoischen Ablagerungen auf dem varis zischen Sockel der Südalpen, des Balkans und Ungarns.— Ann. Museo geol. Bologna, ser. 2, **30**.

Kahler F., Kahler G. 1937. Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des Oberen Schwagerinenkalkes.— Palaeontographica, **87**, Abt. A.

Kahler F., Kahler G. 1941. Die Gattung *Pseudoschwagerina* und ihre Vertreter im unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk.—Palaeontographica, **92**, Abt. A.

Kaiser H. 1970. Die Oberdevon Flora der Bäreninsel. 3. Mikroflora des Höheren Oberdevons und das Unterkarbons.— Palaeontographica, **129**, Abt. B.

Kaljo D., Klaamann E. 1973. Ordovician and silurian corals.— Atlas of Palaeobiogeography.

Kanmera K., Mikami T. 1965. Fusuline zonation of the Lower Permian Sakamotozawa series.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D., Geol., **16**, N 3.

Keefer W. R. 1965. Stratigraphy and geologic history of the Uppermost Cretaceous, Paleocene, and Lower Eocene rocks in the Wind river basin, Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, N 495-A.

Kemper E. 1973. The Valanginian and Hauterivian stages in north west Germany.— Geol. J. spec. issue, N 5. The Boreal Lower Cretaceous.

Khün O. 1949. Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. V. Die borealen Rudistenfaunen.— N. J. Min. Geol. Paläontol. Abh., 90B.

Khün O. 1955. Der erste Nachweis von *Psiloceras* in den Pflanzenschiefern der oberfränkischen Rhätolias.— N. J. Geol. und Paläontol., Monatsh., N 9.

Kielan Z. 1956. On the Stratigraphy of the Upper Ordovician in the Holly Cross Mts.— Acta Geol. Polonica, **6**, N 3.

Kimura T. 1959. Preliminary notes on the Liassic floras of the Japonese Islinds.— Bull. Senior High Schovl Tokyo Univ. Education, N 3.

King P. B. 1969. The tectonics of North America — a discussion to accompany the tectonic map of North America, scale 1 : 5 000 000 — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **628**.

King W., Williams A. 1948. On the lower part of the Ashgillian series in the North of England.— Geol. Mag., **85**, N 4.

Kitching J. W. 1970. A short review of the Beaufort zoning in South Africa.— Proc. Papers Second Gondwana Symposium, South Africa.

Kjaer J. 1897. Faunistische übersicht der Etage 5 des norwegischen Silursystems.— Vidensk. Selsk. Skrifter. Math.-Natur. Kl, N 3.

Kjaer J. 1902. Etage 5 i Asker ved Kristiania.— Norg. Geol. Uders. Aarbog, N 1.

Klaus W. 1965. Zur Einstufung alpinen Salztone mittels Sporen.— Z. Dtsch. geol. Ges., **116**, H. 2.

Kobayashi T., Jones C., Hamada T. 1964. On the Lower Silurian shelly fauna in the Langkawi islands, Malaya.— Geol. and Palaeontol. S. Asia, **1**, Tokyo.

Kohut J. J., Sweet W. C. 1969. The American Upper Ordovician standard. X. Upper Maysville and Richmond conodonts from the Cincinnati region of Ohio, Indiana, and Kentucky.— J. Paleontol., **42**, N 6.

Kon'no E. 1973. Some Late Triassic plants from the South-Western Bonder of Sarawak, East Malaysia.— Geol. and Palaeontol. SE Asia, **10**.

Kossmat F. 1895. Untersuchungen über die südindische Kreideformation.— Beitr. Paläeontol. Geol. Österr.-Ung. u. Orients, **14**. Wien.

Kozur H. 1971. Die Bairdiacea der Trias. II. Skulpturierte Bairdiidae aus mitteltriassisch Tiefschelf ablagerungen.—Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **1**, N 5.

Kozur H. 1973. Beitrage zur Stratigraphie von Perm und Trias.— Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **3**, N 3.

Krafft A., Diener C. 1909. Lower Triassic Cephalopoda from Spiti, Malla Yohar and Byans.— Palaeontol. indica. ser. 15, **6**, N 1.

Krasheninnikov V. A. 1971. Cenozoic foraminifera (leg. 6).— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **6**. Washington.

Krasheninnikov V. A., Hoskins R. H. 1973. Late Cretaceous, Paleocene and Neogene planktonic foraminifera (leg 20).— Initial Reports Deep Sea Drilling Project. 20. Washington.

Krishnan M. S. 1960. Geology of India and Birma. Madras.

Kruytzer E. M., Meijer M. 1958. On the occurrence of *Crania brattenburgica* (Schlotheim, 1820) in the region of Maastricht (Netherlands).— Naturhist. Maandbl., **47**, N 11/12, Maastricht.

Krylov I. N., Semikhatov M. A. 1975. Table of the vertical distribution of the principle groups of the Precambrian Stromatolites. In: Stromatolites, ed. M. R. Walter. Elsevier Publ. Co.

Krystyn L., Schaffer G., Schlager W. 1971 Der Stratotypus des Nor.—Ann. Inst. geol. publ., Hungarici, **54**, fasc. 2.

Krystyn L., Schölnberger W. 1972. Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes.— Exk.-Fuhrer Tagung. Paläontol. Ges.

Kulling O. 1960. On the caledonides of Swedish Lapland.— Internat. Geol. Congress XXI sess., Guide to Excurs. Nos A 25 and C 20. Copenhagen.

Lapparent A. F., Lys M. 1972. Etude du Permien et esquisse géologique de la region de Khwahan (Province du Badakhchan, Afghanistan Septentrional).— Ann. Soc. Géol. du Nord, **92**.

Lapworth C. 1879a. On the geological distribution of the Rhabdophora.— Ann. et Mag. Natur. History, ser. 5, No 3.

Lapworth C. 1879b. On the geological distribution of the Rhabdophora.— Ann. and Mag. Natur. History, ser. 2, No 6.

Lapworth C. 1879c. On the tripartite classification of the Lower Palaeozoic rocks.— Geol. Mag. N. Ser. 2, 6. Herfford.

Lapworth C. 1880. On the geological distribution of the Rhabdophora (cont.)—Ann. and Mag. Natur. History, Ser. 5, No 5.

Lawson A. C. 1930. The classification and correlation of the Pre-Cambrian rocks.— Univ. California Publ. Geol. Sci., **19**, N 11.

Lawson A. C. 1934. The eparchean peneplain.— Bull. Geol. Soc. America, **45**, N 6.

Lee H. H. 1964. On the age of the flora from the Wutung series of China.— Scientia Sinica, **13**, No. 1.

Le Hégarat G. 1973. Le Berriasien du Sud-Est de la France. Fasc. 1, 2. Lyon.

Lehmann E. P. 1964. Tertiary-Cretaceous boundary facies in the Sirte bacin, Libya.— Reports 22. sess Internat. Geol. Congress, sect. 3. New Delhi.

Leith C. K. 1934. The Pre-Cambrian.— Geol. Soc. America, Proc. 1933.

Leith C. K., Lund R. I., Leith A. 1935. Pre-Cambrian rocks of the Lake Superior region.— U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, N 184.

Lesperance P. J. 1968. Ordovician and Silurian trilobite faunas of the White Head Formation, Perce region, Quebec.— J. Paleontol., **42**.

Lesperance P. J. 1974. The Hirnantian fauna of the Perce area (Quebec) and the Ordovician-Silurian boundary.— Amer. J. Sci., **274**.

Leveille H. 1889. Géologie de l'Inde Francaise.— Bull. Soc. Géol. France, 3 sér., **18**.

Leven E. Ja. 1971. Les gisements permiens et les fusulinidés de l'Afghanistan du Nord.— Notes et mémoires sur Moyen-Orient, **12**.

Lexique Stratigraphique International Europe. Fascicule 3a (England, Wales, Scottland). 1960. Pt 3a, **IV**. (Ordovician).

Lidiak E. G., Marvin R. F., Thomas H. H., Bass M. N. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 4. Eastern area.—J. Geophys. Res., **71**, N 22.

Linares D., Martinez Gallego J. 1971. Observationes sobre et transito Cretaceo-Paleogeno en el sector de Alamedilla (provincia de Granada).— Cuad. geol. Univ. Granada, **2**, N 3.

Lindström M. 1955 (1954). Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., **76**, H. 4, N 479.

Lindström M. 1960. A Lower-Middle Ordovician succession of conodonts faunas. In: Ordovician and Silurian stratigraphy and correlation, 7 (21-st Int. Geol. Congr.). Copenhagen.

Lindström M. 1971. Lower Ordovician conodonts of Europe. In: «Symposium on Conodont Biostratigraphy».— Mem. Geol. Soc. America, **127**.

Linnarsson J. G. O. 1869. Om Avestergötlands Cambriska och Siluriska aflagringar.— Kgl. svenska vetenskaps akad. Handl., **8**, pt 2.

Linnarsson J. G. O. 1878. On the trilobites of the Shineton, Shales.— Geol. Mag. W. Ser. Dec. 2, **5**.

Livingston D. E., Damon P. E. 1968. The ages of stratified Precambrian rock sequences in Central Arizona and Northern Sonora.— Canad. J. Earth Sci., **5**, N 3, pt. 2.

Lona F., Bertoldi R. 1973. La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune Sequenze vegetazion abi lacustri e marine.— Mem. classe Scienze fisiche, matematiche e naturall. Serie VIII, **11**.

Luterbacher H. P., Premoli Silva I. 1964. Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale.— Riv. ital. paleontol., **70**, N 1. Milano.

Lyell C. 1833. Principles of Geology, vol. 3. London.

Lys M. 1960. La limite Grétacé-Tertiaire et l'Eocèn inférieur dans le Bassin de Majunga (Madagascar).— Reports 21. Internat. Geol. Congr., pt 5. Copenhagen.

Mabesoone J. M., Tinoco I. M., Continho P. N. 1968. The Mesozoic-Tertiary boundary in Northeastern Brazil.— Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **4**, N 3.

Mac Gregor A. M. 1941. A Pre-Cambrian algal limestone in Southern Rhodesia.— Trans. Geol. Soc. South Africa, **43**, N 1.

Mamgain V. D., Rao B. R. J., Sastry M. V. A. 1968. The Niniyur group of Trichinopoly, S. India.— Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.

Mamet B. 1967. The Devonian — Carboniferous boundary in Eurasia.— Trans. Internat. Symposium Devonian system, **2**. Calgary.

Marlière R. 1957. Sur le «Montien» de Mons et de Ciply.— Bull. Soc. Belge géol., paléontol. et hydrol., **66**, fasc. 1.

Marlière R. 1958. Ostracodes du Montien de Mons et résultats de leur étude.— Mém. Soc. Belge géol., paléontol. et hydrol., **5**.

Marlière R. 1964. Le Montien de Mons: état de la question.— Mém. Bureau rech. géol. minières, N 28.

Marr J. E. 1907. On the Ashgillian series.— Géol. Mag., **44**.

Marr J. E. 1913. The Lower Paleozoic Rocks of the Cautley District.— Quart. J. Geol. Soc., London, **69**, pt 1.

Marr J. E. 1916. The Ashigillian succession in the Tract to the west of Coniston Lake.— Quart. J. Geol. Soc., London, **71**, N 282, pt. 2.

Matsumoto T. 1964. Further notes on the Cretaceous — Tertiary boundary in Ja-

pan.— Reports 22. Internat. Geol. Congr., sect. 3. New Delhi.
Matsumoto T. 1968. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary.— Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.
Matsumoto T. 1973. Late Cretaceous Ammonoidea.— Atlas of Palaeobiogeography. Ed. A. Hallam.
Matten L. C. 1972. *Callixylon* from the Maury formation (Lower Mississippian) of Tennessee.— J. Paleontol., 46, 5.
Mayer-Eymar K. 1858. Versuch einer synchronistichen Tabelle der Tertiär-Gebilds Europas.— Verh. Schweiz. natur. Ges.
Mayer-Eymar K. 1868. Tableau des terrain tertiaires superieurs. Zürich.
Mazenot G. 1939. Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France (Thése).— Mém. Soc. géol. France, 18, 41.
Mc Alester. 1970. Animal extinctions, oxygen consumtion and atmospheric history.— Paleontol., 44, N 3.
Mc Dougall I., Dunn P. R., Compston W., Webb A. W., Richards I. R., Bofinger V. M. 1965. Isotopic age determinations on Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia.— J. Geol. Soc. Austral., 12, N 1.
Mc Gowran B. 1968. Late Cretaceous and Early Tertiary correlations in the Indo-Pacific region.— Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.
Mc Gowran B. 1974. Foraminifera (leg 22).— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 22. Washington.
Mc Gregor D. C. 1970. *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, 55.
Mc Laren D. J. 1970. Presidential address: time, life, and boundaries.— J. Paleontol., 44, N 5.
Médus J. 1972. Palynological zonation of the Upper Cretaceous in Southern France and Northeastern Spain.— Rev. Palaeobot. and Palynol., 14, N 3—4. Amsterdam.
Meijer M. 1959. Sur la limite supérieure de l'étage Maastrichtien dans la région-type.— Bull. Acad. Roy. Belgique, cl. sci., sér. 5, 45, N 3.
Meijer M. 1965. The stratigraphical distribution of echinoids in the chalk and tuffaceous chalk in the neighbourhood of Maastricht (Netherlands).— Meded. geol. Sticht., 17.
Meijer M. 1969. Les Foraminiferes planktoniques du tuffeau de Siply (stratotype): leur signification bio- et chronostratigraphique.— Proceedings 1st Internat. Confer. planktonic microfossils (Geneva, 1967), 2. Leiden.
Meneisy M. I., Miller I. A. 1963. A geochronological study of the crystalline rocks in Charnwood Forest, England.— Geol. Mag., 100, pt 4.
Meszáros N., Marincas V. 1968. Unele probleme privind limita cretacic-tertiar in Cerpati si regiunile invecinate.— Studia Univ. Babes-Bolyai., Ser. geol.-geogr., 13, N 1.
Miller J. F. 1969. Conodont fauna of the Notch Peak Limestone (Cambro-Ordovician), House Range, Utah.— J. Paleontol., 43.
Minato M. 1966. Palaeozoic stratigraphy in the Kitakami mountains and the Abean orogenic movements in Japan. Kyoto.
Minato M., Kato M. 1965. Waagenophyllidae.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, Geol., Mineral, 12, N 3—4.
Moberg J. C. 1900. Nya bidrag till untedning af frágan om gränsen mellan undersilur och Kambrium.— Geol. föreni Stockholm, 22, förhandl.
Moorbath S. 1967. Recent advances in the application and interpretation of radiometric age data.— Earth Sci. Rev., 3, N 3.
Moorkens T. L. 1971. Some Late Cretaceous and Early Tertiary planktonic foraminifera from the Maastrichtan type area.— Proc. 2nd Planktonic Conference (Roma, 1970). Roma.
Moorkens T. L. 1972. Foraminiferen uit het stratotype van het Montian en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg.— Natuurwet. tijdschr., 54, N 4—5.
Moorkens T. L. 1974. Zonation of Belgian Lower Tertiers with planktonic foraminifera and nannoplankton. In: Symposium «Marine plankton and sediments» and 3d Planktonic Conference (Kiel, 1974). Abstract volume. Kiel.
Morikawa R. 1960. Stratigraphy of the upper paleozoic limestone massif of Japan.— Gyps and Lime, N 48.
Mose D. J., Bickford M. E. 1972. Chronology of Precambrian volcanic rocks units in the Central St. Francon Mountains, Missouri. In: Precambrian geology. Montreal.
Muehlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G. 1967. Basement rocks in continental interior of United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 12.
Muehlberger W. R., Hedge C. E., Denison R. E., Marvin R. F. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 3. Southern area.— Tr. Geophys. Res., 71, N 22.
Müller A. H. 1967. Erscheinungen und Probleme der weltweiten Fauneninzision on der Kreide/Tertiär Gränze.— Leopoldina, Reihe 3, 12. Halle/Saale.
Naef A. 1922. Die fossilen Tintenfische. Jena.

Nagappa Y. 1959. Foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous — Eocene succession in the India — Pakistan — Birma region.— Micropaleontology, **5**, N 2.

Nagappa Y. 1960. The Cretaceous-Tertiary boundary in the India — Pakistan subcontinent.— Reports 21. Internat. Geol. Congr., pt. 5. Copenhagen.

Nakarawa K., Ishii K., Bando Y., Maegoya T., Shimizu D., Nogami Y., Tokuoka T., Nohida S. 1970. Preliminary report on the Permo-Trias of Kashmir.— Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., ser. geol., mineral., **37**.

Neuman R. B. 1968. Palaeogeographic implications of Ordovician shelly fossils in the Magog belt of the Northern Appalachian region. In: Stud. Appalach. Geol. North. and Maritime. New York — London — Sydney — Toronto.

Newell N. D. 1962. Paleontological gaps and geochronology.— J. Paleontol., **36**, N 3.

Newell N. D. 1965. Mass extinctions at the end of the Cretaceous period.— Science, **149**, N 3687.

Newell N. D. 1966. Problems of Geochronology.— Proceed. Acad. Natural Sci. Philadelphia, **118**, N 3, 1967.

Newell N. 1967. Revolutions in the history of life.— Geol. Surv. America, Spec. Papers, **89**.

Nielsen-Brunnich K. 1920. Inddelingen af Danien'et i Danmark og Skaane.— Meddel. Dansk geol. Forening, **5**, N 19.

Noetling F. 1897. Fauna of the Upper Cretaceous (Maestrichtian) beds of the Mari Hills.— Palaeontol. indica, ser. **16**, **1**, 3. Calcutta.

Noetling F. 1903. Uebergang zwischen Kreide und Eocän in Beluchistan.— Zbl. Min., Geol., Palaeontol. Stuttgart.

Nogami J. 1962. Jungpaläozoikum im Atetsu — Plateau Sudwestjapan.— Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B, **29**, N 2.

Norford B. S. 1969. Ordovician and Silurian biostratigraphy of the Sogepet-Aquitaine Kaskattama Province, N 1 well, northern Manitoba.— Geol. Surv. Canada Papers, N 8.

Norford B. S. 1971a. Silurian stratigraphy of northern Manitoba.— Geol. Assoc. Canada, Spec. Papers, N 9.

Norford B. S. 1971b. Upper Ordovician corals Chaetetipora and Sibiriolites from northern Ellesmere Island, district of Franklin.— Bull. Geol. Surv. Canad., N 197.

Norris G. 1969. Miospores from the Purbek beds and marine Jurassic of southern England.— Palaeontology, **12**, pt 4.

Ødum H. 1922. *Inoceramus tegulatus* Hag. i det danske Skrivekridt.—Meddel. Dansk geol. Forening, **6**, N 10.

Ødum H. 1926. Studien over Daniet i Jylland og paa Fyn.— Danmarks geol. Undersøgelse, 2 Raekke, N 45.

Ødum H. 1928. Système Crétacé.— Danmarks geol. Undersøgelse, 5 Raekke, N 4. «Apercu de la géologie du Danemark».

Ødum H. 1971. Danium og maastrichtium pao Skanörhalvön.— Sver. geol. Unders., ser. C, N 659.

Olsson R. K. 1970a. Paleocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleozoogeography of New Jersey.— J. Paleontol., **44**, N 4.

Olsson R. K. 1970b. Planktonic foraminifera from base of Tertiary, Millers Ferry, Alabama.— J. Paleontol., **44**, N 4.

Opdyxe N. D., Glass B., Hays I. D., Foster I. 1966. Paleomagnetic deep-sea cores.— Science, **154**.

Oppel A. 1856—1858. Die Jura formation Englands, Frankreichs und sudwestlichen Deutschlands. T. 1—3. Stuttgart.

Oppel A. 1865. Die Tithonische Etage.— Z. Geol. Ges., **17**.

Oppel A., Suess E. 1856. Über die mutmathlichen Äquivalente der Kossner Schichten in Schwaben.— Sitzungsber. Kais. Akad. Wiss. in Wien math.-naturw., **21**.

Owens B. 1970. Recognition of the Devonian/Carboniferous boundary by palynological methods.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Owens B., Streel M. 1970. Palynology of the Devonian-Carboniferous boundary.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Paproth E. 1969. Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm.— Comptes rendu 6-me Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, vol. 1. Liège.

Paproth E. 1971. Unterkarbon (Dinantium).— Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., **19**. Krefeld.

Paproth E., Streel M. 1970. Corrélation biostratigraphique près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les facies littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Pareto M. F. 1865. Note sur la subdivision, que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Appennin septentrional.— Bull. Soc. Geol. France, sér. 2, **22**.

Pearson D. A. B. 1970. Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage.— Quart. J. Geol. Soc. London, **126**.

Perch-Nielsen K. 1969. Die Coccolithen einiger dänischer Maastrichtien- und Danienlokaltäten.— Meddel. Dansk Geol. Forening, **19**, N 1.

Perch-Nielsen K. 1972. Les nannofossils calcaires de la limite Crétacé — Tertiaire.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 77/1.

Peterman Z. E. 1966. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota.— Bull. Geol. Soc. America, **77**, N 10.

Peterman Z. E., Hedge C. E. 1968. Chronology of Precambrian events in the Front Range, Colorado.— Canad. J. Earth Sci., **5**, N 3.

Peterman Z. E., Hedge C. E., Bladdock W. A. 1968. Age of Precambrian events in the Northeastern Front Range, Colorado.— J. Geophys. Res., **73**, N 6.

Pictet F. J. 1867. Etudes paléontologiques sur la faune à *Terebratula diphyoides*, de Berrias (Ardeche) Melang.— Paleontol., **4**.

Plaziat J.-C. 1970a. Conséquences stratigraphiques de l'interstratification de Rognacien dans le Maestrichtien supérieur l'Avala (Espagne).— Compt. rend. Acad. Sci., D 270, N 23.

Plaziat J.-C. 1970b. La limite Crétacé-Tertiaire en Alava méridionale (Pays basque espagnol): le Rognacien n'y est pas l'équivalent continental du Danien.— Compt. rend. Soc. Géol. France, N 3.

Pocock S. J. 1967. The Jurassic-Cretaceous Boundary in Northern Canada.— Rev. Palaeobot. and Palynol., **5**, N 1—4.

Pożaryska K. 1953. O dwóch pseudoceratytach z mastrychtu Polski środkowej.—Acta Geol. Polonica, **3**. Warszawa.

Pożaryska K. 1965. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland.— Palaeontol. polon., N 14. Warszawa.

Pożaryska K. 1968. Recherches sur les couches du Tertiaire Inférieur en Europe épicontinentale.—Acad. polonaise des Sciences. Centre Sci. à Paris. Conférenc. fasc. 72. Warszawa.

Pożaryski W. 1938. Stratigrafia senonu w przelomie Wisly miedzy Rachowem i Pulawami.— Biul. Ponstw. Inst. Geol., **6**. Warszawa.

Preiss W. V. 1972. Proterozoic stromatolites — succession, correlations and problems.— Univ. Adelaide, South Australia, Spec. Paper No 1.

Premoli Silva I., Bolli H. M. 1973. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of leg 15 sities in the Caribbean sea.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **15**. Washington.

Premoli Silva I., Luterbacher H. P. 1966. The Cretaceous — Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy).— Riv. ital. paleontol., **72**, N 4. Milano.

Pringle I. R. 1973. Rb—Sr age determinations on shales associated with the Varanger Ice Age.— Geol. Mag. **109**, N 6.

Pugin L. 1964. Le Rhetien étage du Trias du Jurassique? — Colloq. du Jurassique Luxemburg, 1962. Luxemburg.

Purdy I. W., Jork D. 1966. A geochronometric study of the superior province near Red Lake, Northwestern Ontario.—Canad. J. Earth. Sci., **3**, N 2.

Purdy I. W., Jork D. 1968. Rb—Sr whole-rock and K—Ar mineral ages of rocks from the Superior province near Kirkland lake, North-eastern Ontario, Canada.—Canad. J. Earth. Sci., **5**, N 3.

Rabien A. 1960. Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon-Karbon Grenze im Rheinischen Schiefergebirge.— Fortschr. Geol. Rheini. u. Westf., **3**, N 1. Krefeld.

Rama Rao L. 1950. The problem of the Cretaceous-Eocene boundary.— Current Sci., **19**, N 2.

Rama Rao L. 1960. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary.— Proc. Nat. Inst. Sci. India, pt. A, **26**, suppl. 1. New Delhi.

Rama Rao L. 1964. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary, with special reference to the India and adjacent countries. Mysore Geologist's Assoc., Bangalore.

Rama Rao L. 1968. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary.— Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.

Rama Rao L. 1972. The «Danian» and the problem of the Cretaceous-Tertiary boundary.— Proc. Indian Nat. Sci. Acad., **38**, pt. A, N 1—2.

Rankama K. 1970a. Global Precambrian stratigraphy: background and principles.— Scientia, **105**, N 7—8.

Rankama K. 1970b. Proterozoic, archean and other weeds in the Precambrian rock garden.— Bull. Geol. Soc. Finland, N 42.

Rassmussen H. W. 1950. Cretaceous Asteroidea and Ophiuroidea.— Danmarks geol. Undersgelse, 2 Raekke, N 77.

Rassmussen H. W. 1961. A monograph of the Cretaceous Crinoidea.— Biol. Skr. Danske Vid. Selskab, **12**, N 1.

Rassmussen H. W. 1964. Les affinités du tuffeau de Ciply en Belgique et du Post-Maestrichtien «M_e» des Pays-Bas avec le Danien.— Mém. Bur. rech. Géol. et minières, N 28, pt 2.

Rassmussen H. W. 1965. The Danien affinities of the tuffeau de Ciply in Belgium and the «Post-Maastrichtian» in the Netherlands.— Meded. geol. Sticht., **17**. Maastricht.

Rauser-Chernousova D. M. 1963. Einige Fragen zur evolution der Fusuliniden. In: Evolutionary trends in Foraminifera. Elsev. Publ. Company.

Ravn J. P. J. 1925. Sur la placement géologique du Danien.— Danmarks geol. Undersgelse, 2 Raekke, N 43.

Ravn J. P. J., Nielsen-Brunnich K., Grönwall K. A., Ødum H. 1926. Diskussion om

Daniets geologiske stilling.— Meddel. Dansk geol. Forening, **7**, N 1.

Reiss Z. 1955a. Micropaleontology and the Cretaceous — Tertiary boundary in Israel.— Bull. Res. Council. Israel, section B, **5B**, N 1.

Reiss Z. 1955b. Remarks on the age of some Late Cretaceous and Early Tertiary stratigraphic units of Israel.— Bull. Res. Council Israel, section B, **5B**, N 1.

Remy W., Havlena V. 1962. Zur floristischen Abgrenzung von Devon, Karbon und Perm im terrestrisch-limnisch entwickelten Raum des euramerischen Florenbereich in Europa.— Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **3**, Nr. 2. Krefeld.

Renevier E. 1873—1874. Tableau des terrains sédimentaires.— Bull. Soc. vaudoise sci. natur., **12—13**, N 70—72.

Renevier E. 1897. Chronologie géologique.— Congrès géologique international, IV Sess. Zurich, 1894. Zurich.

Reyment R. A. 1959. On Liassic ammonites from Skane, Southern Sweden.— Stockholm contrib. Geology, **11**.

Reyment R. A. 1960. Studies on Nigerian Upper Cretaceous and Lower Tertiary Ostracoda. Pt 1. Senonian and Maestrichtian Ostracoda.— Stockholm Contrib. Geol., **7**.

Reyment R. A. 1964. Biostratigraphie et micropaléontologie du Paléogène de la Nigéria Occidentale. Coll. Paléogène (Bordeaux, 1962), II.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 28, 1964.

Reyment R. A. 1965. Aspects on the Geology of Nigeria. Ibardan University Press.

Rhoads D. C., Morse J. W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins.— Lethaia, **4**, N 4.

Richmond G. M. 1965. Glaciation of the Rocky-Mountains. In: The Quaternary of the United States. Prinect. Univ. Press.

Richter D. 1967. Der St. Pietersberg bei Maastricht — die Typolokalität der Maastricht-Stufe und der bedeutendste Oberkreide-Aufschluss in den Niederlanden.— Aufschluss, **18**, N 10.

Robinson B. W., Morton R. D. 1972. The geology and geochronology of the Echo Bay area, Northwest Territories, Canada.— Canad. J. Earth. Sci., **9**, N 2.

Robinson R. A., Pantoja-Alor J. 1968. Tremadocian trilobites from the Nochixtlán region Oaxaca, Mexico.— J. Paleontol., **42**.

Roman F. 1938. Les ammonites jurassiques et crétacées. Masson, Paris.

Romein B. J. 1962. On the type locality of the Maastrichtian (Dumont, 1849), the upper boundary of that stage and on the transgression of a Maastrichten s. l. in Southern Limburg.— Meded. geol. Sticht., **15**. Maastricht.

Roscoe S. M. 1969. Huronian rocks and uraniferous conglomerates.— Paper Geol. Surv. Canada.

Rosenkrantz A. 1937. Bemaerkuinger om det østsjaellandske Daniens Stratigrafi og Tektonik.—Meddel. Dansk geol. Forening, **9**, N 2.

Rosenkrantz A. 1939. Faunaen i Cerithiumkalken og det haerdnede Skrivekridt i Stevns Klint.— Meddel. Dansk geol. Forening, **9**, N 4.

Rosenkrantz A. 1960. Danian mollusca from Denmark.— Reports. 21 Sess. Internat. Geol. Congr., pt 5. Kopenhagen.

Rosenkrantz A. 1966. Die Senon/Dan-Grenze in Dänemark.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A — Geol., Palaeontol., **11**, N 6.

Rosenkrantz A. 1970. Marine Upper Cretaceous and lowermost Tertiary deposits in West Greenland.— Meddel. Dansk geol. Forening, **19**, N 4.

Ross Ch. A. 1963. Standard Wolfcampian series (Permian), Glass Mountains, Texas.— Geol. Soc. America, Mem. **88**.

Ross Ch. A. 1970. Concepts in Late Paleozoic correlations.— Geol. Soc. America, Spec. Papers, **124**.

Ross R. J. 1951. Stratigraphy of the Garden City formation of Utah and its trilobite faunas.— Bull. Peabody Mus. Natur. Hist., **6**.

Ross R. J. 1957. Ordovician Fossils in the Williaston Basin Eastern Montana.— U. S. Geol. Surv. Bull., **1021**-M.

Rouville de. 1853. Description géologique des environs de Montpellier Bohem. impr.

Rovereto G. 1925. Forme della Terra Trattati di geologia morfologica, vol. 1. Milano.

Rozanov A. Yu., Debrenne F. 1974. Age of archaeocyatid assemblages.— Amer. J. Sci., **274**.

Ruggieri G. 1961. Alcune Zone biostratigrafiche del Pliocene e del Pleistocene italiano.— Riv. ital. paleontol. e stratigr., N 4, **67**.

Ruggieri G., Selli R. 1950. Il Pliocene e il Postpliocene dell'Emilia.— Internat. Congr. 18 Sess. London, 1948, pt. 9. London.

Rushton A. W. 1968. Revision of two Upper Cambrian trilobites.— Palaeontology, **11**.

Rutsch R. 1936. Beiträge zur Kenntnis tropisch-amerikanischer Tertiärmollusken. V. Ist *Venericardia beaumonti* auf die Oberkreide beschränkt? — Eclogae geol. helv., **20**, N 1.

Sabins F. F., Ross C. A. 1963. Late Pennsylvanian — early Permian fusulinids from southeast Arisona.— J. Paleontol., **37**, N 2.

Sainbury C. L., Dutro J. T., Jr., Churkin M., Jr. 1971. The Ordovician — Silurian boun-

dary in the York Mountains, western Seward Peninsula, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, N 750-c.

Saks V. N., Shulgina N. I. 1973. Correlation of the Jurassic — Cretaceous boundary beds in Boreal realm.— The Boreal Lower Cretaceous. Geol. J. spec. issue, N 5.

Salaj J. 1974. Microbiostratigraphie du Sénonien supérieur, du Danien et du Paléocène de la région du Lef.— VI Colloq. African de Micropaléontologie. Livret-Guide des excursions. Tunis.

Salaj J., Bajanik S., Mencik E., Stranik Z. 1973. Quelques problèmes relatifs au Paléocène du Sillon tunisien et de l'Atlas oriental.— Ann. Mines et Géol., N 26. Tunis.

Salaj J., Batic P., Maammeri N., Maamouri A.-L. 1974. Le Sénonien supérieur et le Paléocène de la région des Hédil.— VI. Colloq. African de Micropaléontologie. Livret-quide des excursions. Tunis.

Salvan H. 1959. Facies et faunes du Crétacé terminal Marocain et leur interprétation stratigraphique.— 20. Internat. Geol. Congr. (Mexico, 1956). El sistema cretacico, 2. Mexico.

Sandberg Ch. A., Streel M., Scott R. A. 1972. Comparison between conodont zonation and spore assemblages of the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe. In: Compts. rendus. 7-me Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbonifère, Krefeld, 1971, Bd. 1. Krefeld.

Sarkar S. S. 1964. A revision of the group *Venericardia beaumonti* d'Arch and Haime found in India. Pakistan and Burma.— Reports 22. Internat. Geol. Congr., sect., 3. New Delhi.

Sarkar S. S. 1968. *Hercoglossa danica* and the Cretaceous — Tertiary boundary in South India.—Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.

Sastry M. V. A. 1969. Mesozoic and Tertiary sequences in India.— Mineral. Res. Develop. Ser. U. N., N 30.

Sastry M. V. A., Rao B. R. J. 1964. Cretaceous-Tertiary boundary in South India.— Reports 22. Internat. Geol. Congr., sect. 3. New Delhi.

Sastry M. V. A., Rao B. R. J., Mamgain V. D. 1968. Biostratigraphic zonation of the Upper Cretaceous formations of Trichinopoly district, South India.—Mem. Geol. Soc. India, N 2. Bangalore.

Schenk A. 1867. Die Flora der Grenzenschichten des Keupers und Lias in Franken. Wiesbaden.

Schindewolf O. H. 1954a. Über die Faunenwende vom Paleozoikum zum Mesozoikum.— Z. Dtch. Geol. Ges., **105**.

Schindewolf O. H. 1954b. Über die möglichen Ursachen der groben erdgeschichtlichen Faunenschnitte.— N. Jb. Geol., Palaeontol. Monatsh., N 10.

Schindewolf O. H. 1962. Neokatastrophismus? — Z. Dtsch. Geol. Ges., **114**, Teil 2.

Schmid F. 1959. Biostratigraphie du Campanien-Maastrichtien du NE de la Belgique sur la base des Bélemnites.— Ann. Soc. Géol. Belgique, **82**. Liège.

Schopf J. W. 1969. Recent advances in precambrian paleobiology.— J. Palynol., **9**, N 1—3.

Schopf J. W. 1970. Precambrian micro-organisms and evolutionary events prior to the origin of vascular plants.— Biol. Rew. Cambridge Phil. Soc., **45**, N 3.

Schopf J. W. 1975. Precambrian paleobiology: problems and perspectivs.— Annual Repts. Earth and planetar. Sci. Letters, **3**.

Schopf J. W., Oehler D. Z., Horodyski R. J., Kvenvolden K. A. 1971. Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites.— J. Paleontol., **45**, N 3.

Sdzuy K. 1955. Die Fauna der Leimitz-Schiefer (Tremadoc).— Abh. senckenberg, naturforsch. Ges., **492**.

Sdzuy K. 1958. Fossilien aus dem Tremadoc der Montagne Noire.— Senckenberg. Lethaea, **39**, N 3/4.

Sdzuy K. 1961. Neue Funde aus den Leimitz Schieften (Tremadoc).— Senckenberg. Lethaea, **42**, N 3/4.

Sederholm J. J. 1932. On the geology of Fennoskandia with special reference to the Precambrian.— Bull. Soc. Geol. Finlande, N 98.

Seguenza G. 1868. La formation zancleanne ou recherches sur une nouvelle formation tertiaire.— Bull. Soc. Geol. France. Ser. 2, **25**.

Seitz O. 1959. Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerica mit Hilfe der Inoceramen. In: 20. Internat. Geol. Congr. (Mexico, 1956). El sistema cretacico. 1. Mexico.

Selli R. 1962. Le Quaternaire marin du versant Adriatique et Ionien de la peninsule italienne.— Quaternaria, **4**.

Shakel D. W. 1972. «Older» Precambrian gneisses in Southern Arizona. In: Precambrian geology. Montreal.

Sheechan P. M. 1973. The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas.— Lethaia, **6**.

Sheng S. F. 1964. Upper Ordovician Trilobite faunas of Szechuan — Kweichow with special discussion of the classification and boundaries of the Upper Ordovician.— Acta Paleontol. Sinica, **12**, N 4.

Singleton O. P., Mc Dougall Ian, Mallet C. W. 1973. The Plio-Pleistocene boundary on South-Eastern Australia.— Nintn. Congr. INQUA, Abstracts. Christchureh, New Zealand.

Skevington D. 1966. The lower boundary of the Ordovician System.— Norsk. geol. tidskr., **46**.

Skevington D. 1969. The classification of the Ordovician System in Wales. In: The Precambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales. Cardiff. Univ. of Wales Press.

Skevington D. 1973. Ordovician graptolites. In: Atlas of Palaeobiogeography. Hallam ed. Amsterdam — New York.

Sloan R. E., Van Valen L. 1965. Cretaceous mammals from Montana.— Science, **148**, N 3667.

Sossano G. P., Baadsgaard H., Morton R. D. 1972. Rb—Sr isotopic systematics of the Boot Bag gneiss Leonald Lake gneiss and Pegmatite gines from the Fay Mine, M. W. Saskatchewan.— Canad. J. Earth. Sci., **9**, N 11.

Spath L. F. 1953. The Upper Cretaceous cephalopod fauna of Graham Land.— Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports N 3. London.

Speden I. G. 1970. Generic status of the *Inoceramus? tegulatus* species group (Bivalvia) of the latest Cretaceous of North America and Europe.— Postilla, Peabody Museum Yale University, N 145.

Spjeldnaes N. 1957. The Silurian border in the Oslo District.— Norsk. geol. Tidsskr., 37.

Spjeldnaes N. 1967. The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician in Aspects of Tethyan biogeography. Systematics.— Assos. Publ. Londres, **7**.

Stefani C. de. 1876. Sedimenti sottomarini dell'epoca post-pliocenica in Italia.—Boll. R. Comit. Geol. It., **17**. Roma.

Steiner M. B., Williams Th. E. 1968. Fusulinidae of the Laborcita Formation (Lower Permian), Sacramento Mountains, New Mexico.— J. Paleontol., **42**, N 1.

Stevens G. R. 1965. 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. Pal. Bull., **36**.

Stevens G. R. 1973. Cretaceous belemnites.— «Atlas of Palaeobiogeography». Ed. A. Hallam. Amsterdam — New York.

Stille H. 1944. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin.

Stille H. 1958. Die assyntische tectonic im geologischen Erdbildung.— Geol. Jb., H. 22.

Stitt J. H. 1971. Cambrian-Ordovician Trilobites Western Arbuckle Mountains.— Oklahoma Geol. Surv. Bull., **10**.

St.-Joseph J. K. S. 1938. The Pentameracea of the Oslo region.— Norsk. Geol. tidsskr., **17**, N 4.

Stockwell C. H. 1961. Structural provinces, orogenies and timeclassification of rocks of the Canadian Precambrian shield.— Papers Geol. Surv. Canada, N 64—17.

Stockwell C. H. 1964. Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian shield.— Papers Geol. Surv. Canada, N 64—17.

Stockwell C. H. 1968. Geochronology of stratified rocks of the Canadian shield.— Canad. J. Earth. Sci., **5**, N 3.

Stockwell C. H. 1972. Revised Precambrian time scale for the Canadian shielf.— Papers Geol. Surv. Canada, N 72—52.

Stockwell C. H., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris A. W., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Currie K. L. 1970. Geology of the Canadian shield. In: Geol. and Econ. Minerals of Canada. Ottawa.

Strand T., Henningsmoen G. 1960. Cambro-silurian stratigraphy.— Norge Geol. und ersekelse, N 208.

Stratigraphic boundary problems: permian and triassic of West Pakistan (Kummel B., Teichert C.— Eds.). 1970.— Dept. geol. Spec. Publ., N 4. Lawrence — London, Univ. Kansas.

Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trids. 1974. Symposium Wien, Mai, 1973 (Zapfe H.— Ed.).— Osterreichische Academie der Wissenschaften. Schriftenreihe der Erdwissen schaftlichen Komissionen. **2**. Wien, New York.

Streel M. 1966. Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tnla dans les bassins Ardenno-Rhénans.—Ann. Soc. géol. Belg., **89**, bull. 3.

Streel M. 1969. Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. In: Comptes rendus 6-me Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonifère, Sheffield 1967, vol. 1. London.

Streel M. 1970. Distribution stratigraphique et géographique d'*Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, d'*Hymenozonotriletes pussilites* Kedo et des assemblages tournaisien.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Streel M. 1972. Biostratigraphic des couches de transition Dévono-Carbonifère et limite entre des deux systèmes (synthèse du groupe de travail sur la limite Dévonian/Carbonifère). In.: Comptes rendus 7-me Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbonifère, Krefeld 1971, Bd. 1. Krefeld.

Stubblefield C. J. 1956. Cambrian palaeogeography in Britain. In: El sistema cambrico, su palaeogeografia y el problema de su base Symposium. (XX congreso geologico international). Mexico.

Stubblefield C. J., Bulman O. M. B. 1927. The Shineton Shales of the Wrekin district: with notes on their development in other parts of Shropshire and Herefordshire.— Quart. J. geol. Soc. London, **83**.

Suess E., Mojsisovics E. 1868. Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in der Östlichen Alpen.— Jahrb. Geol. Reichsanst., **18**.

Suggate R. P. 1973. Pliocene — Quaternary Boundary in Australia and New-Zealand.—Ninth Congress INQUA, Abstracts. Cristchutch, New Zealand.

Szczechura J. 1965. Cytheracea (Ostracoda) from the upper-most Cretaceous and lowermost Tertiary of Poland.— Acta Palaeontol. Polonica, **10**, N 4. Warszawa.

Takahasi E. 1958 (60).Mesozoic Floral Succession of Nagatomonntainland, West Japan.— Palaeobotanist, **7**, N 2.

Takai F. T., Matsumoto R., Toriyama R. 1963. Geology of Japan. Tokyo.

Tappan H. 1968. Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere.—Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol., **4**, N 3.

Tappan H. 1971. Microplankton, ecological succession and evolution.— Proc. North Amer. Paleontolog. Conf., 1969.

Tappan H., Loeblich A. R., Jr. 1973. Evolution of the oceanic plankton.— Earth-Sci. Rev., **9**, N 3.

Taylor F. C. 1972. The Wain province. In: Variati on in tectonic Styles in Canada. Geol. Assoc. Canada, Spec. Publ. Papers, N 11.

Teichert C., Kummel B. 1972. Permian-Triassic boundary in the Kap Stosch area, east Greenland.— Bull. Canad. Petrol. Geol., **20**, N 4.

Temple J. T. 1965. Upper ordovician Brachiopods from Poland and Britain.— Acta Palaeontol. Polonica, **10**, N 3.

Termier H., Termier J. 1960. L'ediacarien, premier étage paléontologique.— Rev. gén. sci. pures et appl., **67**, N 3—4.

Termier H., Termier J. 1964. Les temps fossilifères. I. Paléozoigue inférieur. Paris.

Thieuloy J. P. 1973. The occurence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of south east France (Tethyan province).— Geol. J. spec. issue. N 5. The Boreal Lower Cretaceous.

Thompson M. L. 1954. American Wolfcampian fusulinids.— Univ. Kansas Publ., Paleontol. Contributions, Protozoa, art. 5.

Thomson B. P., Coats R. P., Miriams R. C., Forbes B. J., Dalgarno C. R., Johnson J. E. 1964. Precambrian rocks groups in the Adelaide geosyncline.— Geol. Surv. South Austral., Quart Geol. Notes, **9**.

Thorsteinsson R. 1958. Cornwallis and Little Cornwallis Islands District of Franklin, Northwest Territories.— Mem. Geol. Surv. Canada, **294**.

Thorsteinsson R. 1961. Lower Palaeozoic statigraphy of the Canadian Arctic Archipelag.— Geol. Arctica, **1**.

Tintant H. 1972. La conception biologique de l'espèce et son application en stratigraphie.— Mem. Bur. rech. géol. et minières, N 77/1.

Tjernvik T. E. 1956. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna.— Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala., **26**, N 9.

Toghill P. 1970. Highest Ordovician (Hartfell Shales) graptolite faunas from the Moffat area, South Scotland.— Bull. Brit. Museum (Natur. Hist.). Geol., **19**, N 1.

Toghill P. 1971. The distribution of graptolite faunas across the Ordovician-Silurian boundary in Britain.— Bur. recher. geol. minieres, Mem. 73.

Toriyama R. 1966. The Permian. Tokyo.

Toriyama R. 1967. The fusulinacean zones of Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D. Geol., **18**, N 3.

Toucas A. 1890. Tithonique de l'Ardeche.— Bull. Soc. Geol. France, 3 ser., **18**.

Tozer E. T. 1965. Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada.—Geol. Surv. Canada, Paper N 65—12.

Tozer E. T. 1969. Xenodiscacean ammonoids and their bearing on the discrimination of the Permo-Triassic boundary.— Geol. Mag., **106**.

Tozer E. T., Thorsteinsson R. 1964. Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago.— Mem. Geol. Surv. Canada, **332**.

Treatise on Invertebrate Paleontology. 1957. Ed. R. C. Moore. Pt. L. Mollusca 4 (Cephalopoda, Ammonoidea).

Treatise on Invertebrate Paleontology. 1969. Ed. R. C. Moore. Pt. N, vol. 2, Mollusca 6 (Bivalvia).

Trendall A. F. 1966. Towards rationalism in Precambrian stratigraphy.— J. Geol. Soc. Austral., **13**, N 2.

Trettin H. P. 1971. Stratigraphy and sedimentology of Lower Paleozoic clastic units, Tanquary and Canjon Fiord regions, Ellesmere Island.—Paper Geol. Surv. Canada, N 1, pt. A.

Troedsson G. 1951. On the Högenäs series of Sweden (Rhaeto — Lias).— Lunds Univ. Arsskr. N. Folge, Adv. 2, **47**, N 1.

Troelsen J. C. 1957. Some planktonic foraminifera of the type Danian and their stratigraphic importance.— U. S. Natur. Museum, Bull. N 215.

Uhlenbroek G. D. 1911. Het krijt van Zuid-Limburg.— Jaarverslag Rijkspsoporing van Delfstoffen, over 1911 (1912).

Urlichs M. 1966. Zur Fossilfürung und Genesis des Fuerlettens, des Raf-Lias-Grenz-Schichten und des Unteren Lias bei Nürnberg.— Erlanger geol. Abhandl., N 64.

Urlichs M. 1972. Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie.— Mitt. ges. geol. Bergbaustud., **21**. Innsbruck.

Utting J., Neves R. 1970. Miospores from the Devonian/Carboniferous transition

beds of the Avon Gorge, Bristol, England.— Congr. et Colloq. Univ. Liège, **55**.

Vajner V. 1967. The Precambrian stratigraphy and correlation.— Krystalinikum, N 5.

Valdiya K. S. 1969. Stromatolites of the Lesser Himalayon carbonate formations and the Vindhyans.— Journ. Geol. Soc. India, **10**, N 1.

Van Hise C. R. 1908. The problem of the pre-Cambrian.— Bull. Geol. Soc. America, **19**, N 1.

Van Niekerk C. B., Burger A. I. 1964. The age of the Ventersdorp system.— Rep. Ann. Geol. Surv. S. Africa, **3**, N 75.

Van Schmus R. 1965. The geochronology of the Blind River — Bruce Mines area, Ontario, Canada.— J. Geol., **73**, N 5.

Venzo S. 1965. The Plio-Pleistocene boundary in Italy.— Report VI Internat. Congr. Quat. Warsaw, 1961, Warsaw.

Vigh G. 1971. Oberjurassische-berriasische Ammonoideen-Faunen aus dem Nordteil des Transdanubischen Mittelgebirges. Colleque du Jurassique Mediterraneen.—Ann. Inst. Geol. Publici Hungarici, **54**, fasc. 2.

Visscher H. 1971. The permian and triassic of the Kingscourt outlier, Ireland.— Geol. Surv. Ireland Spec. Papers, N 1.

Voigt E. 1956. Zur Frage der Abgrenzung der Maastricht-Stufe.— Paläontol. Z., Sonderheft, **30**. Stuttgart.

Voigt E. 1960. Zur Frage der stratigraphischen Sebständigkeit der Danienstufe.— Reports 21 Internat. Geol. Congr., pt. 5. Copenhagen.

Voigt E. 1967. Okologische und stratigraphische Untersuchungen an Bryozoen der oberen Kreide.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Reiche A — Geol., Pal., **12**, N 5. Berlin.

Voigt E. 1972. Les méthodes d'utilisation stratigraphique des Bryozoaires du Crétacé supérieur.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 77.

Vredenburg E. W. 1908. The Cretaceous Orbitoides of India.— Rep. Geol. Surv. India, **36**, pt. 3. Calcutta.

Vredenburg E. W. 1909. Report on the geology of Sarawan, Jhalawan, Mekran and the state of Las Bela.— Rec. Geol. Surv. India, **38**, pt. 3. Calcutta.

Waage K. M. 1968. The type Fox Hills formation, Cretaceous (Maestrichtian), South Dakota. Pt. 1. Stratigraphy and paleoenvironments.— Bull. Peabody Museum Natur. History, **27**. New Haven.

Walcott C. D. 1889. The fauna of the Lower Cambrian or *Olenellus* Zone.— U. S. Geol. Surv., 10-th Ann. Rep.

Walter M. R. 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian.— Spec. Papers in «Paleontology». Paleontol. Assoc., London.

Walter M. R., Preiss W. V. 1972. Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia.— Internat. Geol. Congr., XXIV sess., Geol. Precambrian. Montreal.

Wang Y. 1949. Maquoketa Brachiopoda of Iowa.— Mem. Geol. Soc. America, Mem. 42.

Wanless R. K., Lowering W. D. 1972. Rubidium — Strontium isochron age studies. Pt 1. Report 1.— Geol. Surv. Canada, Paper N 72—33.

Wanless R. K., Stevens R. D., Loverindge W. D. 1970. Anomalous parent-daughter isotopic relationships in rocks adjacent to the Grenville front near Chibongammi, Quebec.— Eclogae geol. Helv., **63**, N 1.

Waterhouse J. B. 1973. An Ophiceratid ammonoid from the New Zealand Permian and its implications for the Permian-Triassic boundary.— Geol. Mag., **110**, N 4.

Webb P. N. 1973. Upper Cretaceous-Paleocene foraminifera from site 208 (Lord Howe Rise, Tasman Sea), DSDP, Leg 21.— Initial Reports Deep Sea Drilling Project, **21**. Washington.

Weber H. 1955. Einführung in die Geologie Türingens. Berlin.

Weiss C. E. 1869—1872. Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rotliegenden in Saar-Rhein-Gebiet. Bonn.

Welin E. 1966. Uranium mineralization and age relationships in the Precambrian bedrocks in Central Sweden.— Geol. fören. i Stockholm Förhandl., **88**, N 524.

Welin E., Blomqvist G. 1966. Farser age measurements on radioaktiv minerals from Sweden.— Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., **88**, N 524.

Whittard W. F. 1952. A geology of South Shropshire.— Proc. Geologists Assoc., **63**.

Whittard W. F. 1955—1967. The Ordovicia trilobites on the Shelve Inlier, West Shropshire.— Palaeontograph. Soc., Monogr. London.

Whittard W. E. 1960. Ordovician.— In: «Lexique Strat. Intern, Europe». Fasc. 3a (England, Wales and Scotland). Pt. 3a IV (Ordovician).

Whittington H. B. 1966a. Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites.— J. Paleontol., **40**.

Whittington H. B. 1966b. Trilobites of the Henllan Ash. Arenig Series, Merionethshir.— Bull. Brit. Museum. Natur. History, (Geol.), **11**.

Whittington H. B., Williams A. 1964. The Ordovician period.— Quart. J. Geol. Soc. London, **120**.

Wicher C. A. 1953. Beobachtungen im borealen Maastricht.— Paläentol. Z., **27**, N 3/4.

Wiedmann J. 1968. Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide Grenze.— Eclogae Geol., **61**, N 2. Basel.

Wiedmann J. 1969. The heteromorphs and ammonoid extinction.— Biolog. Reviews, **44**, N 4. Cambridge.

Wiedmann J. 1971a. Evolution oder Revolution? — Attempto, **41/42**. Tübingen.

Wiedmann J. 1971b. Zur Frage der Jura/Kreide Grenze. Colloque du Jurassique Mediterraneen.— Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, **54**, fasc. 2.

Wiedmann J. 1972. Ammonites-Nuckli aus Schlammproben des nordalpinen Obertrias.— Ihre Stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung.— Mitt. Ges. geol. Bergbaustud., **21**. Innsbruck.

Wiedmann J. 1973. Evolution or revolution of ammonoids at mesozoic system boundaries.— Biolog. Reviews, **48**, N 2. Cambridge.

Wilde G. L. 1971. Phylogeny of *Pseudofusulinella* and its bearing on Early Permian stratigraphy.— Smithsonian Contrib. Paleobiol., N 3.

Williams A. 1951. Llandovery brachiopods.— Quart. J. Geol. Soc. London, **107**.

Williams A. 1969. Ordovician faunal Provinces with reference to Brachiopod distribution. In: The Pre-Cambrian and Lower Paraeozoic rocks of Wales. Univer. Wales Press. Cardiff.

Williams A. 1973. Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician Palaeogeography.— Paleontology, **12**.

Williams A., Strachan I., Bassett D. A., Dean W. T,. Ingham J. K., Wright A. D., Whittington H. B. 1972. A correlation of Ordovician rocks in the British Isles. London.

Wilson J. T. 1952. Geohronology in Precambrian time.— Trans. Amer. Geophys. Union, **5**.

Wilson M. E. 1958. Precambrian classification and correlation in the Canadian shield.— Bull. Geol. Soc. America, **69**, N 6.

Wind J. 1959. *Echinocorys* Formerne og deres stratigrafiske Udbredelse i det øverste Kridt i Danmark.— Meddel. Dansk. geol. Forening., **14**, N 2.

Wolfart R. 1970. Fauna, Stratigraphie und Paläogeographie des Ordoviziums in Afganistan.— Beih. Geol. Jahrb. Hanover, **89**.

Worsley T. R. 1971. Terminal Cretaceous events.— Nature, **230**, N 5292.

Wright A. D. 1967. A note on the stratigraphy of the Kildare Inlier.— Irish Naturalists J., **15**, N 12.

Wright A. D. 1968. A westward extension of the Upper Aschgillian Hirnantia fauna.— Lethaia, **1**, N 4.

Yoshida S. 1969. Biostratigraphic significance of the Late Cretaceous to Early Tertiary planktonic foraminifera in Japan. In: Proceedings 1-st Internat. Confer. planktonic microfossils (Geneva, 1967), 2. Leiden.

Young K. 1960. Late Cretaceous ammonite succesions of the Golf coast of the United States.— Reports 21. Internat. Geol. Congr. Copenhagen.

Young G. M. 1970. An extensive early proterozoic glaciation in North America? — Palaeoecol., **7**, N 2.

Young G. M. 1973. In extensive early Proterozoic glaciation of North America? — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **7**, N 2.

Zabrodin V. 1972. Leben im Präkambrium.— Bild. Wiss., **9**, N 6.

Zalessky M. D. 1931. Végétaux nouveaux du Dévonien supérieur du bassin du Donetz.— Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 4.

Zeiller R. 1902—1903. Flore fossile de gîtes du charbon du Tonkin. In: Etudes des gîtes minéraux de la France. Colonies françaises. Paris.

Zimmerman M. 1960. Nouvelle subdivision des series Antegothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie Soudan, Senegal).— Reports 21. Internat. Geol. Congr., pt 8. Copenhagen.

Содержание

Б. М. Келлер, М. Е. Раабен, А. Ю. Розанов
Владимир Васильевич Меннер – стратиграф, палеонтолог и геолог 1

Б. М. Келлер, М. А. Семихатов
Стратиграфические рубежи в докембрии 6

А. Ю. Розанов
Граница докембрия и кембрия 31

М. Н. Чугаева
Граница кембрия и ордовика 54

Х. С. Розман
Граница ордовика и силура 72

О. А. Липина, Е. А. Рейтлингер
Граница девона и карбона в морских отложениях 94

Д. М. Раузер-Черноусова
Граница карбона и перми 111

С. В. Мейен
Нижняя и верхняя граница карбона в континентальных отложениях 126

И. А. Добрускина
Граница перми и триаса 145

И. А. Добрускина
Граница триаса и юры 167

В. В. Друщиц, В. А. Вахрамеев
Граница юры и мела 185

Д. П. Найдин
Граница мела и палеогена 225

К. В. Никифорова
Граница неогена и антропогена 259

Б. М. Келлер
Природа хроностратиграфических границ 275

В. А. Вахрамеев
Стратиграфические границы и этапы развития органического мира 282

Литература 285

Contents

Keller B. M., Raaben M. E., Rozanov A. Yu.
Vladimir Vassilievich Menner — stratigrapher, paleontologist and geologist 1

Keller B. M., Semikhatov M. A.
Stratigraphic boundaries in the Precambrian 6

Rozanov A. Yu.
The Precambrian/Cambrian boundary 31

Chugaeva M. N.
The Cambrian/Ordovician boundary 54

Rosman Kh. S.
The Ordovician/Silurian boundary 72

Lipina O. A., Reitlinger E. A.
The boundary between Devonian and Carboniferous in marine deposits 94

Rauser-Tshernoussova D. M.
The Carboniferons/Permian boundary 111

Meyen S. V.
The lower and upper boundaries of the Carboniferous in continental deposits 126

Dobruskina J. A.
The Permian/Triassic boundary 145

Dobruskina J. A.
The Triassic/Jurassic boundary 167

Druschitz V. V., Vakhrameev V. A.
The Jurassic/Cretaceous boundary 185

Naidin D. P.
The Cretaceous/Paleogene boundary 225

Nikiforova K. V.
The Neogene/Antropogene boundary 239

Keller B. M.
The nature of the chronostratigraphical boundaries. 275

Vakhrameev V. A.
The stratigraphic boundaries and the stages of evolution on the organic Wordle 282

References 285

Границы геологических систем

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор *М. А. Пергамент*. Редактор издательства *А. В. Гамаюнова*. Художник *С. И. Сергеев* Художественный редактор *С. А. Литвак*. Технический редактор *Р. М. Денисова*.

Сдано в набор 11/II 1976 г. Подписано к печати 25/VI 1976 г. Формат 70×100¹/₁₆. Усл. печ. л. 27,58 Уч.-изд. л. 28,2. Тираж 1500. Т-10861. Тип. зак. 150. Цена 3 р. 20 к. Издательство «Наука» 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21. 2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

8 p. 20 x