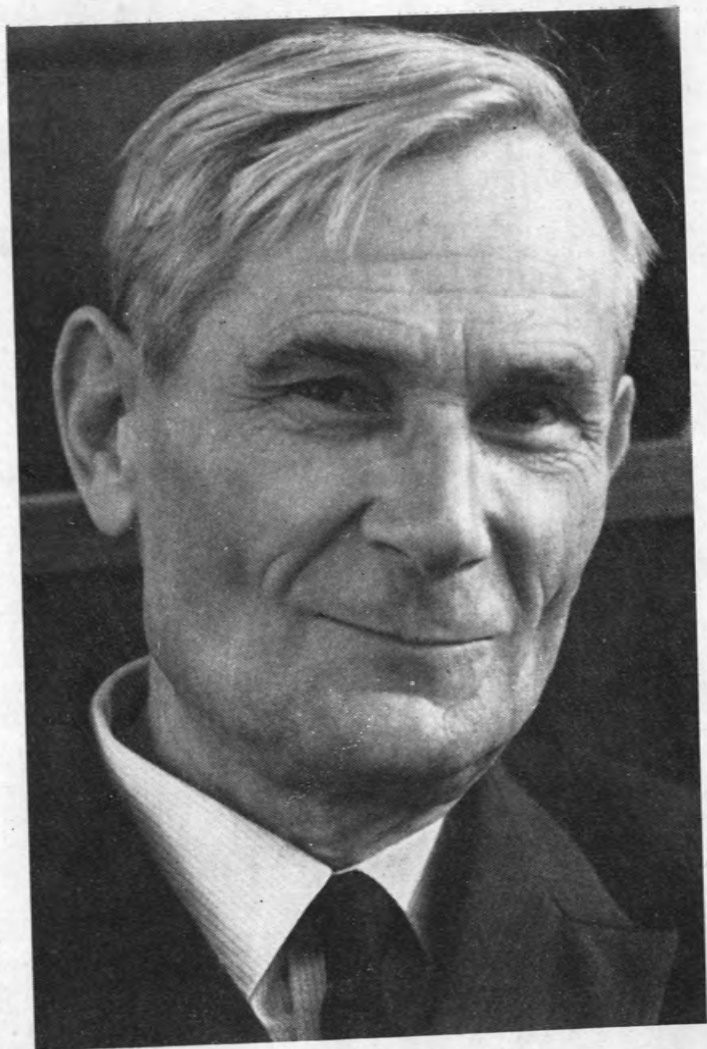


ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ





ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Под редакцией чл.-корреспондента АН СССР
Е. Е. Милановского
и доктора
геолого-минералогических наук
И. А. Добрускиной

Издательство
Московского университета
1978

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук
Ю. Б. Гладенков;
кандидат геолого-минералогических наук *Д. И. Панов*

Проблемы стратиграфии и исторической геологии. Под ред. Е. Е. Милановского и И. А. Добрускиной. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978 г.

224 с.

Сборник посвящен семидесятилетию Георгия Павловича Леонова, крупного советского ученого — геолога, профессора Московского университета. В работе на современном уровне разбираются методические вопросы стратиграфии, общие закономерности развития земной коры и органического мира. Среди авторов сборника выступают известные геологи: чл.-корр. АН СССР М. В. Муратов, акад. В. В. Меннер, чл.-корр. АН СССР Е. Е. Милановский и др.

Представляет интерес для широкого круга геологов.

П 20801—115 105—78
077(02)—78

© Издательство Московского университета, 1978 г.

Георгию Павловичу Леонову
в связи с его семидесятилетием
посвящают этот сборник
его друзья, сотрудники, ученики

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

**К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ
ГЕОРГИЯ ПАВЛОВИЧА ЛЕОНОВА**

18 октября 1978 г. исполняется 70 лет со дня рождения известного советского геолога, профессора геологического факультета Московского государственного университета Георгия Павловича Леонова. Г. П. Леонов — крупнейший специалист в области стратиграфии, региональной геологии, методологии историко-геологических исследований и видный педагог, воспитавший несколько поколений советских геологов.

Вся большая жизнь Георгия Павловича Леонова посвящена геологической науке и целиком связана с Московским университетом. Г. П. Леонов учился на геологическом отделении МГУ (вошедшем после реорганизации в 1930 г. в состав Московского геологоразведочного института, который Г. П. Леонов окончил в 1931 г.), а с 1932 г. начал преподавать в качестве ассистента созданной проф. А. Н. Мазаровичем кафедры геологии почвенно-географического факультета МГУ. На этой кафедре, получившей в 1943 г. название кафедры исторической геологии, в 1953 г. — исторической и региональной геологии, Георгий Павлович продолжал работать доцентом, а с 1958 г. — профессором. Он активно участвовал в организации и работе сначала геолого-почвенного факультета (1938 г.), затем — геологического факультета (с 1949 г.). В течение ряда лет он преподавал курсы общей геологии, структурной геологии и геологического картирования, был одним из организаторов академической геологической практики студентов 2-го курса в Крыму, в проведении которой участвовал с середины

30-х до начала 60-х годов. Но главное место в педагогической деятельности Георгия Павловича занимает чтение курса исторической геологии, играющего важнейшую роль в формировании «геологического мировоззрения» будущих специалистов и выработке строгого научного подхода к анализу и интерпретации геологических фактов. В результате систематической работы над этим курсом, который Г. П. Леонов постоянно совершенствует, в 1956 г. появился учебник «Историческая геология». В настоящее время готовится к печати новое, двухтомное, издание «Исторической геологии». Основные методологические положения указанного курса находят дальнейшее развитие в читавшихся Г. П. Леоновым в разные годы специальных курсов «Методы стратиграфии» и «Методы историко-геологических исследований». Многие из учеников Георгия Павловича успешно закончили под его руководством аспирантуру и защитили кандидатские диссертации по различным вопросам стратиграфии и региональной геологии Советского Союза.

Начав еще в студенческие годы под руководством проф. Е. В. Милановского изучение стратиграфии палеогеновых отложений Поволжья, Георгий Павлович продолжает заниматься разработкой проблемы стратиграфии палеогена Русской плиты, а впоследствии Кавказа на протяжении всей своей научной деятельности. Этим проблемам посвящены его кандидатская диссертация «Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона»; докторская диссертация, опубликованная в виде монографии «Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты» (1961); написанная Г. П. Леоновым совместно с В. П. Алимариной монография «Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа» (1964) и многочисленные другие работы.

На протяжении ряда лет Георгий Павлович занимался исследованием юрских отложений и региональной геологии Дагестана и центральных районов Большого Кавказа, палеогена Аджаро-Триалетской зоны, изучал геологическое строение Севанской офиолитовой зоны Малого Кавказа, руководил геологическими работами Амурской инженерно-геологической экспедиции геологического факультета МГУ.

Другим важнейшим направлением научного творчества Георгия Павловича Леонова является разработка общих теоретических проблем стратиграфии и методологии историко-геологических исследований. Один из главных итогов его работ в этой области — двухтомная монография «Основы стратиграфии» (1973, 1974), удостоенная I премии Московского общества испытателей природы за 1975 г. В этом монументальном труде с большой полнотой рассмотрены главные вопросы стратиграфии как одного из фундаментальных разделов геологической науки — ее основные понятия и задачи, исторические корни международной геохронологической шкалы и история выделения основных стратиграфических подразделений, методы стратиграфических исследований,

роль палеонтологических данных и фациального анализа в решении задач стратиграфического расчленения и корреляции и пр. Красной нитью через эту, как и ряд других работ Георгия Павловича, проходит идея о том, что «основным, исходным направлением стратиграфического исследования является направление регионально-стратиграфическое; геохронологическое же направление является от него производным, вторичным, и, возможно, имеющим лишь преходящее — для определенного этапа развития геохронологии — значение». Суть основной проблемы региональной стратиграфии «заключается в естественной периодизации истории формирования суперкрупных образований отдельных геологических областей (регионов) и в расчленении этих образований на естественные комплексы, отвечающие последовательным этапам развития соответствующих областей» («Основы стратиграфии», т. 1, с. 5).

Общие методологические проблемы геологической науки рассматриваются Г. П. Леоновым также в работах «К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований» (1953), «Историзм и актуализм в геологии» (1970) и др. В последней статье автор показывает ограниченность применимости метода актуализма как «метода познания явлений прошлого путем сравнения их результатов с результатами современных геологических процессов», рассматривая его лишь как «один из методов генетической интерпретации (выяснения условий образования) суперкрупных минеральных тел». Г. П. Леонов доказывает ошибочность широко распространенных представлений о том, что метод актуализма является специфической геологической формой сравнительно-исторического метода, и подчеркивает более широкое и всеобъемлющее содержание последнего. Концепцию, последовательно опирающуюся на исторический метод исследования, он определяет как научный эволюционизм, так как именно использование исторического метода позволило выявить сложный неравномерный ход геологической истории Земли, в котором проявляются в основном черты необратимости и непрерывности, в региональном же его выражении — цикличности и прерывистости.

Ряд интересных и глубоких по содержанию работ Г. П. Леонов посвятил изучению геосинклинальных областей и закономерностей их развития. Как известно, в последнее время рядом исследователей предпринимаются попытки ревизии представлений о геосинклинальном процессе и даже раздаются призывы к отказу от геосинклинальной теории как устаревшей и замене ее новой теорией или моделью, более адекватно отражающей тектоническое развитие земной коры. В статье «Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры» (1974) Г. П. Леонов показал, что нынешний «кризис» и «дискриминация» «теории геосинклиналей» — в основном результат смещения понятий и неправильной методики исследований. По мере усложнения содержания и расширения объема понятия «геосинклиналь» оно утратило перво-

начальный реальный смысл и стало трансформироваться в идею того или другого гипотетического глубинного «процесса». Решительно защищая правомерность представлений о геосинклинали, о геосинклинальном процессе, Г. П. Леонов вместе с тем подчеркивает, что это не теория, а историко-геологические «понятия, выражающие представление о реальном, объективно существующем геологическом процессе становления горно-складчатых сооружений из глубоких, заполнявшихся осадками прогибов — геосинклиналей». Этот процесс ведет к утолщению сиалического слоя на месте бывших геосинклиналей и сокращению их площади, и в конечном счете — к увеличению стабильности соответствующих участков земной коры.

В статье «Историко-геологические типы развития геосинклиналей» (1964) Г. П. Леонов рассматривал проблему выделения главных категорий геосинклиналей. Согласно Г. П. Леонову, среди последних следует различать три основных типа: 1) ортогеосинклинали — обширные линейно-вытянутые участки подвижных поясов, где геосинклинальные условия и закономерности развития выражены наиболее полно и типично. Критерию инициального магматизма, предложенному Г. Штилле для выделения среди ортогеосинклиналей эв- и миогеосинклинальных зон, Леонов не придает решающего значения, полагая, что основной магматизм — наиболее общая форма магматической деятельности, мало связанная с какими-либо определенными типами структурных элементов земной коры; 2) миогеосинклинали, представляющие, по Леонову, не внешние зоны ортогеосинклиналей, а самостоятельный тип длительно живущих тектонических структур, промежуточный по особенностям строения и развития между ортогеосинклиналями и зонами перикратонного опускания платформ, и, наконец, 3) парагеосинклинали — также промежуточные по характеру строения и развития между ортогеосинклиналями и платформами, но менее длительно существовавшие зоны внутри геосинклинальных поясов, с проявлениями субсеквентного вулканизма и германотипной складчатой структурой.

В статье «Проблема цикличности в истории Земли» (1962) Г. П. Леонов обсуждает соотношения цикличности разного порядка и этапности в развитии Земли. Он убедительно показывает, что выделенные Г. Штилле такие крупнейшие «геотектонические циклы», как протогей и неогей, в действительности представляют собой основные, неповторяющиеся в ходе истории Земли этапы ее геологического развития. В неогее, согласно Г. П. Леонову, отчетливо различаются два главных подэтапа — ранний неогей (поздний протерозой — кембрий), для которого характерны относительно слабое проявление орогенических движений и широкое распространение миогеосинклинальных условий, и поздний неогей (остальная часть фанерозоя). Свойственные последнему подэтапу крупные геотектонические «циклы» — каледонский, герцинский, альпийский — являются выражением периодичности развития геосинклинальных областей.

Концентрация завершающих фаз геосинклинальных циклов в рамках сравнительно коротких геологических эпох придает последним ряд характерных геоморфологических, палеогеографических, климатических и других особенностей и тем самым определяет планетарное значение этих крупных геотектонических «циклов». В отличие от них явления цикличности, запечатленные в осадочных циклах различного масштаба, имеют, согласно Г. П. Леонову, не планетарное, как предполагают некоторые исследователи, а лишь региональное значение и тем более узкое, чем мельче масштаб этих явлений.

В результате многолетнего изучения ряда областей альпийского пояса Евразии и критического анализа огромной советской и зарубежной литературы Г. П. Леонов совместно с Г. А. Логиновой и Д. И. Пановым в интересной обобщающей работе выявил главные области и зоны осадконакопления в пределах восточной части этого пояса (от Анатолии до Афганистана) в юрское, меловое и палеогеновое время и установил связи этих зон с различными тектоническими единицами («Основные области и зоны», 1974).

Предпринятый Г. П. Леоновым анализ структурных соотношений и типов геологического развития Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа и Восточно-Понтийской зоны (1971) убедительно показал, что традиционное объединение их в единую тектоническую систему ошибочно и нуждается в пересмотре. Восточное продолжение Восточного Понта следует искать в пределах Сомхето-Карабахской зоны, т. е. к югу от Аджаро-Триалетской зоны, входящей на западе в область Черного моря. Эта новая трактовка взаимоотношений Понтид и Аджаро-Триалет нашла широкое признание среди исследователей Кавказа, и в частности ряда грузинских геологов. Г. П. Леонов высказал мнение о различной тектонической природе этих зон.

В этой же работе была высказана глубокая мысль о целесообразности с геологических позиций различать два основных типа магматических проявлений — ареальный и линейный. Ареальный магматизм, преимущественно эффузивный, может выражаться как в массовых площадных извержениях основной магмы (например, трапповый магматизм платформ), так и в извержениях преимущественно среднекислых продуктов, которые характерны для «частично неравномерно консолидированных областей», распространяясь на различные элементы последних — срединные массивы, парагеосинклинали, внутренние впадины и др. К этому подтипу относятся, в частности, эоценовый вулканизм Анатолийско-Иранского сектора Альпийского пояса (в том числе эоценовый вулканизм Аджаро-Триалетской зоны) и девонский вулканизм Казахского нагорья. Линейный магматизм, как эффузивный, так и интрузивный, разнообразный по составу продуктов (от ультраосновных до кислых), проявляется в зонах линейных нарушений и связан в основном с тектоническими единицами геосинклинального типа.

Сделанный выше краткий обзор важнейших работ Г. П. Леонова показывает значительную широту и многогранность его научных интересов и характерные для Георгия Павловича глубину проникновения в суть каждой из рассматриваемых им проблем, независимость и принципиальность в их анализе и решении. Пронизанное общими основными идеями, все научное творчество Г. П. Леонова, все его работы, каких бы кардинальных или частных вопросов они ни касались, представляют взаимосвязанные проявления единой глубоко продуманной, выношенной автором научной концепции, цельного геологического мировоззрения и являются собой яркой и нечасто встречающийся пример принципиальности в науке. Такая же высокая принципиальность, прямота свойственны Георгию Павловичу Леонову как педагогу и человеку, и эти завидные черты вызывают глубокое уважение окружающих, воспитывают и привлекают к нему многочисленных учеников.

Часть I ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ

В. В. МЕННЕР

ПРИРОДА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Представления о реальности стратиграфических подразделений как отражающих в своих особенностях специфику определенных этапов развития земной поверхности или отдельных регионов, в которых происходило их накопление, прямо противоположны распространенным за рубежом представлениям об условности стратиграфических подразделений, выделяемых в толщах земной коры только ради удобства их расчленения.

Эти две разные точки зрения во многом определяют используемые на практике категории, и недоучет их часто приводил и приводит к разночтениям одних и тех же данных, а иногда даже исключает взаимопонимание между геологами разных стран. Учитывая такое положение и часто имеющую место в геологической практике недооценку значения региональных стратиграфических подразделений, кажется совершенно необходимым остановиться на природе региональных подразделений, роль которых в стратиграфии особенно ярко оттенена Г. П. Леоновым (1974). Существенно рассмотрение этого вопроса именно сейчас, когда в нашей стране, в связи с переходом к крупномасштабной государственной съемке, роль таких подразделений резко возрастает. Еще недавно многими они считались чисто местными, вспомогательными реперами в противоположность более крупным собственно стратиграфическим категориям, а теперь становятся основными картируемыми единицами, только и используемыми в нашей практике.

КРУПНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ (ГРУППА, СИСТЕМА)

Вопрос о характере и природе крупных стратиграфических подразделений — групп (=эратем), систем и даже отделов — ни у кого сомнений не вызывает. Громадное большинство таких подразделений представляет собой крупные циклы седиментогенеза, одновре-

менно отражающие и основные этапы развития руководящих групп органического мира, четко прослеживаемые на ряде континентов. И хотя в последние годы и высказываются мнения (Яншин, 1973) о разновозрастности эпох орогенеза в различных секторах земного шара и невыдержанности глобальных трансгрессий и регрессий, однако выделение каледонского, герцинского и альпийского тектоно-магматических этапов, как и этапов развития фаун и флор нижнего палеозоя, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, ни у кого сомнений не вызывает. Можно спорить о том, что правильнее проводить границу между отложениями названных крупных подразделений, но это уже детали. Специфика же групп названных отрезков настолько велика, и они столь резко обособлены, что реальность и самостоятельность их очевидны.

Столь же ярки и особенности этапов геологической истории, соответствующих системам. Как правило, большинство их выделяется как относительно хорошо выраженные циклы седиментации, но меньшего масштаба, нежели циклы групп, и каждая система отличается столь специфичным комплексом органических остатков, что спутать их невозможно. Правда, в последние годы все острее становятся дискуссии о границах между системами. Это объясняется всевозрастающей детальностью расчленения толщ, хотя сами этапы развития руководящих групп в пределах систем сомнений не вызывают. Конечные и начальные фазы каждого из таких этапов обычно различаются с гораздо большим трудом, нежели типичные — средние, что и определяет отмеченные выше дискуссии. Хорошо известно развитие граптолитов от дихограптит до диплограптит в течение ордовика, а монограптит в силуре, развитие агониатитов и климений на протяжении девона, а эндотарид и продуктит в антраколите, дератитов в триасе, нуммулитов в палеогене и т. д., но точная фиксация границ таких этапов часто бывает спорной и вызывает дискуссии. Границы таких этапов не всегда абсолютно точно совпадают с началом и концом седиментационных циклов на разных континентах и в разных регионах. Отдельные формы ранее главенствовавших групп могут переживать некоторые рубежи, а другие формы, в единичных экземплярах, появляются несколько раньше их широкого распространения. Но, как и всякое исключение, эти редкие могикане не опровергают, а лишь подтверждают общее правило соответствия систем крупным этапам осадконакопления и развития органических форм. Да, ведь иначе и быть не может, так как все системы издревле всегда устанавливались по специфичности и обособленности слагающих их толщ и встречающихся в них органических остатков.

Более сложен вопрос о равнозначности этапов развития земной поверхности, которым соответствуют системы и отделы. Используемая сейчас геологическая шкала, построенная чисто эмпирически, во многом традиционна и, безусловно, уже давно заслуживает репутации (Страхов, 1948; Тихомиров, 1962; и др.).

Подобные предложения делались в отношении многих систем. Так, кембрийскую систему предлагалось (Журавлева, 1967) разделить на нижнюю якутскую, охарактеризованную пышным развитием археоциат, беззамковых брахиопод, метапариевых трилобитов и эодисцид, и собственно кембрийскую, богато охарактеризованную как заднешовными, так и переднешовными трилобитами, настоящими агностидами, первыми замковыми брахиоподами, граптолитами и наутилоидеями и почти лишенную остатков археоциат и метапариевых трилобитов.

Аналогичные предложения неоднократно выдвигались и в отношении каменноугольной системы, которая, по мнению американских геологов, представляет не одну, а две системы — миссисипскую и пенсильванскую. Первая из них охарактеризована эндотеридами, настоящими гониатитами и богатой фауной специфических спецецефалов, а верхняя — пенсильванская, отделяющаяся от нижней резким скачком в развитии флор и фаун, так называемым скачком Готана — в середине намюра европейских разрезов, — пышным развитием настоящих фузулинид, гастринцератид и родственных им групп и богатой собственно каменноугольной флорой тайнобрачных. Нельзя забывать при этом, что многие авторы отмечали вообще искусственность принимаемого сейчас деления верхнего палеозоя на карбон и пермь, когда гораздо естественнее расчленять отложения этого возраста на нижний карбон — динант, средний — верхний карбон и нижнюю пермь — антраколит и среднюю и верхнюю пермь — собственно пермскую систему, каждый из которых представляет собой четкий цикл, начинающийся постепенным развитием трансгрессии на большинстве континентов мира и завершающийся регрессией. Максимальной является регрессия в конце перми, ограничивающая палеозой от мезозоя и совпадающая с одной из величайших смен фаун в истории Земли (Шиндевольф, 1968). Для разбираемого нами вопроса не представляется существенным, что эта смена произошла внезапно (Шиндевольф, 1968) или более или менее постепенно (Давиташвили, 1969), но сам факт резкого изменения фаун и флор на этой границе несомненен.

Аналогичные предложения имеются и по меловой системе, которую в Америке уже давно делят на команчскую, соответствующую, нижнему мелу европейской шкалы, и собственно меловую, слагающую очень отчетливый трансгрессивный цикл как в Европе, так и в Северной Америке, Австралии и Африке, соответствующий обособленному этапу развития как планктонных фораминифер, так и ряда групп аммонитов (туррилитиды, пахидисциды, скафитиды, плятилентицерасы) и белемнителл, а также и флор.

Последним аналогичным примером является третичная система, которая уже давно во Франции и у нас делится на палеогеновую (нуммулитовую) и неогеновую, а сейчас это деление принято и в организационной структуре Международной стратиграфической комиссии. Палеоген и неоген образуют крупные подразделе-

ния с неясной цикличностью седиментации, но им отвечают циклы развития крупных фораминифер — нуммулитов, а также млекопитающих древних групп в палеогене и водных млекопитающих — новых китов, хищников и лошадей — в неогене.

Если теперь обратиться к длительности накопления всех перечисленных выше «аномальных» систем, то становится ясным, что все они отличаются от остальных значительно большей, почти двойной длительностью, что свидетельствует действительно о двукратном объеме этих категорий и позволяет считать среднюю длительность большинства систем равной 30—45 млн. лет.

Однако, говоря о четкости и естественности выделения систем таких, как девон, триас, юра, палеоген, неоген и т. д., никогда не следует упускать из вида того, что даже эти крупные этапы развития поверхности земли не были одинаковыми. Часто на различных континентах они выражены чрезвычайно своеобразно, резко отличными типами отложений. В этом отношении характерно мнение южноафриканских геологов, которые в 1965 г. считали (Фервуд, 1965), что периоды для всей земной поверхности действительно едины, а вопрос об одной каменноугольной системе или необходимости выделения двух систем миссисипской и пенсильванской является академическим, учитывая, что системы ввиду специфики их отложений в различных местах не могут считаться планетарными единицами, а являются лишь региональными категориями. Вследствие этого геологи ЮАР в своей практике и не пользуются единицами, выделяемыми в Западной Европе или Северной Америке, но выделяют у себя группу Карру и системы Двайка и Экка, отложения которых плохо коррелируются с западноевропейской шкалой.

Сказанное показывает, что глобальность или, вернее, очень широкое распространение даже таких крупных подразделений, как системы, в некоторых странах вызывает сомнение, хотя по всем данным, а теперь уже почти по полуторавековому опыту можно говорить, что последние действительно отражают глобальные этапы развития земной поверхности и населяющего ее органического мира и могут рассматриваться как реальные геосторические категории очень широкого значения.

ДРОБНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ (ЯРУСЫ, ГОРИЗОНТЫ И ЗОНЫ)

Если на сегодня природа крупных стратиграфических подразделений для большинства геологов бесспорна, то вопрос о природе более мелких категорий, часто обособляемых по мелким особенностям литологического состава, без учета палеонтологических остатков, могущих свидетельствовать о их природе и возрасте (формации, свиты), или только по находкам отдельных руководящих или характерных ископаемых (зоны) гораздо менее ясен. Большинство геологов до самого последнего времени считали, а

зарубежные геологи и сейчас считают все эти категории выделяемыми совершенно условно, ради удобства и лишь допускают возможность использования некоторых из них в качестве международных стандартов. В качестве таковых обычно принимаются подразделения западноевропейской шкалы, единицы которой как более ранее установленные пользуются правом приоритета.

Громадное большинство дробных подразделений, таких, как ярус, горизонт и зона, обычно тесно связана со спецификой фациальной обстановки, в которой происходило накопление их стратотипов, и часто в различных регионах даже одного континента характеризуется резко различными комплексами ископаемых. Особенности этих подразделений и отрицательные стороны в практике их одностороннего обоснования как литостратиграфических или биостратиграфических единиц очень ярко обрисованы Г. П. Леоновым в «Основах стратиграфии» (1974). В этой работе он показал исключительное значение для детализации стратиграфии геосторических категорий комплексного литолого-палеонтологического, вернее палеогеографического, обоснования и, что особенно важно, подчеркнул примат региональных подразделений, только на основе которых строились и могут строиться реальные стратиграфические шкалы. В той же работе им очень ярко дана и критика практики использования при региональных работах только категорий международной стандартной шкалы, которые исключительно важны для широких корреляций, но для детализации региональных шкал при значительно более детальной разработанности последних мало рациональны, так как ограничивают детализацию строения разрезов.

Характерно, что особенно крупные достижения русских и советских стратиграфов получены именно в итоге работ геосторического направления. Напомню классическую схему южнорусского неогена, разработанную Н. И. Андрусовым еще в конце прошлого века, которая с предельной ясностью выявляет единство палеогеографических этапов развития солончатководных замкнутых и полужамкнутых бассейнов Крымско-Кавказской области и населявших их моллюсков. По наглядности причин, определявших изменения фаун бассейнов, история южнорусского неогена является настолько показательной, что Л. Ш. Давиташвили смог рассматривать неогеновые бассейны этой области как экспериментальную базу для проверки закономерностей эволюции. Сейчас, используя ту же методику, работами Л. Ш. Давиташвили, В. П. Колесникова, А. Г. Эберзина, В. Е. Челидзе, Б. П. Жижченко и многих других, в неогене выделяют подразделения, длительность накопления которых не превышает 1—2 млн. лет, а многие из них подразделяются на еще более мелкие (2—3) категории. Правда, некоторыми исследователями (Б. П. Жижченко и др.) дискутируется вопрос о том, как группировать такие категории в более крупные ярусные единицы; другими — не стоит ли рассматривать их как очень дробные ярусы, но сам факт соответствия выделяемых

стратиграфических подразделений этапам осадконакопления и опреснения бассейнов Понто-Каспийской области и этапам развития фаун, населявших эти бассейны, не оспаривается никем и всеми принимается за основу стратиграфических построений.

На сходной основе достигнуто дробное расчленение отложений девона Восточно-Европейской платформы. Блестящие работы группы Р. Ф. Геккера и Д. В. Обручева, сумевших объединить как литологические, так и детальные палеоэкологические работы, позволили не только создать сверхдетальную стратиграфическую схему девонских отложений, но и показали единство седиментационных циклов и этапов развития органического мира этих бассейнов. В итоге удалось франские и фаменские отложения расчленить на дробные подразделения примерно того же масштаба, что и в неогене. Существенно, что последующие работы, охватившие более широкие территории (Тиман и Среднерусское девонское поле), не только подтвердили правомерность вычленения таких подразделений, но и показали возможность прослеживания их и в более восточных частях Восточно-Европейской платформы (Тихомиров, 1966). В процессе этих работ было подтверждено значительное сходство циклов седиментации с этапами развития брахиоподовых фаун (Ляшенко, 1962), что было показано как на платформенных разрезах, так и в разрезах западного склона Урала.

Единство седиментационных циклов и этапов развития брахиоподовых фаун в нижнем карбоне хорошо известно и по классическим работам группы М. С. Швецова. Столь же ярко палеобиологические особенности нижних толщ разреза карбона Подмосквового бассейна были подчеркнуты последующими работами группы Р. Ф. Геккера, а микропалеонтологические — Е. А. Рейтлингер, которые на этом отрезке показали единство выделяемых разными методами дробных стратиграфических подразделений. Аналогичное единство в разрезах среднего и верхнего карбона Подмосквового бассейна хорошо известно по работам Е. А. Ивановой и И. В. Хворовой, показавших возможность сопоставления исключительно дробных подразделений в разрезах различных частей бассейна, несмотря на особенности их палеогеографической обстановки. При этом был выявлен ряд общих моментов, на основе которых удается значительно детализировать и общую стратиграфическую шкалу. В последние годы, используя анализ циклической седиментации, ряд авторов еще более детализировали стратиграфию подмосквового карбона, причем в одном верхнем карбоне ими выделяется до 22 мелких подразделений, по своему объему значительно более дробных, нежели зоны.

Все эти данные, свидетельствующие о единстве этапов осадконакопления и этапов развития фаун в некоторых регионах, с убедительностью говорят о тех колоссальных перспективах, которые открывает геосторический подход к разработке детальных стратиграфических шкал. Современная практика лучше, чем, что либо, выявляет реальность и естественность стратиграфических

подразделений, выделяемых на этой основе. Характерно, что в последние годы именно эти категории с успехом использовались и для детализации международной стратиграфической шкалы (томмотский, серпуховской, башкирский, рязанский ярусы и т. д.). В громадном большинстве других случаев мы, к сожалению, вынуждены констатировать лишь палеонтологическое обоснование выделяемых ярусов или только литологическое — серий и свит, а иногда и горизонтов, что, как правило, снижает убедительность таких построений и может вести к существенным ошибкам.

Именно такой подход, как более простой, скорый, и не требующий проведения скрупулезных палеоэкологических и палеогеографических работ, обычен не только в исследованиях зарубежных специалистов, но част и в отечественной практике. На первых порах он создает видимость значительной детализации стратиграфии, а на самом деле сковывает последующие выводы формальными схемами. Если сначала этими методами и получаются, казалось бы, нужные результаты, то их дальнейшее применение, как правило, ведет к ограничению возможности беспредельной детализации стратиграфических шкал. Всем нам хорошо известны трудности, какие представил переход от ярусной шкалы третичных отложений Западной Европы к глобальной зональной шкале палеогена и неогена по остаткам планктонных организмов и т. д.

Однако в ряде случаев естественность выделяемых подразделений хорошо устанавливается и для таких дробных категорий, как ярусы и зоны. Не следует забывать, что многие из ярусов мезозоя устанавливались именно по соответствию их отложений векам пышного развития того или другого рода аммонитов (Букман, 1897, 1902, 1908; Слет, 1914, 1922, 1927), хотя реальная этапность даже развития головоногих на этих интервалах при этом намечалась лишь в общем, а в деталях не выявлялась. Можно назвать лишь единичные работы, в которых удавалось выявить этапность развития фаун не только ярусных, но и более мелких интервалов — зон. Так, в работе И. А. Черновой (1958) было показано отчетливое соответствие симбирскитовых зон, выделяемых в верхнем готтериве Ульяновского Поволжья, определенным этапам в развитии этой группы, которые с меньшей четкостью, но все же отчетливо прослеживаются и в разрезах спитонских глин Англии. Еще более яркие примеры подобной этапности выявили микропалеонтологические работы по Подмосквовому бассейну, в каменноугольных отложениях которого удалось показать существование на фоне крупной этапности, отвечающей ярусным и подъярусным (горизонтам) категориям, существование и гораздо более мелкой цикличности в развитии фаун (Раузер-Черноусова, Кулик, 1962; Соловьева).

Гораздо более труден вопрос о природе формаций в американском смысле и свит в обычном смысле слова, которые, как правило, выделяются только на основе литологических особенностей. В громадном большинстве устанавливаемые на начальных стадиях

геологического изучения регионов, эти подразделения маркируют лишь единство фациальной обстановки, существовавшей в бассейне при их накоплении. Часто они характеризуются резко диахронными границами и обычно отмечают местные особенности осадконакопления в пределах этапов геологического развития. Но, бросаясь в глаза геологам при картировочных работах, они кажутся особенно реальными и стабильными. Многими поддерживается концепция, что интерпретация генезиса и возраста таких подразделений могут изменяться, но состав и наблюдаемые соотношения формации всегда остаются неизменными (Дёнбар, Роджерс, 1962).

Но стоит вспомнить единство дурниесских известняков, нахождение в низах которых кембрийских *Salterella*, а в верхах — брахиопод карбона долгое время позволяло говорить о постоянстве условий, существовавших в Шотландии почти на всем протяжении палеозоя, а сегодня мы говорим о грандиозном перерыве между кембрием и карбоном и сложной геологической истории, пережитой за это время Шотландией. Совершенно единые толщи белого пясчого мела Поволжья долго не поддавались расчленению, но после детальных работ в них не только удалось выявить большое число перерывов и прекрасно выраженных горизонтов, отличающихся значительной спецификой своего осадконакопления (Архангельский, 1912; Бушинский, 1956). Вспомним, наконец, единство кочковской свиты Западной Сибири, материалы по которой должны были дискредитировать палеомагнитную шкалу Кокса (Зудин, 1973), а в действительности дальнейшие исследования дискредитировали единство кочковской свиты, в которую оказались объединенными отложения от эоплейстоцена до среднего плейстоцена (Архипов, Поспелова, 1975). Все эти материалы, по мнению первых исследователей, говорят о единстве и нерасчлененности выделявшихся региональных подразделений, в действительности оказавшихся сборными, свидетельствуют лишь о том, что не существует стратиграфических подразделений, представления о характере которых не изменялись бы в процессе повышения степени детальности геологических исследований, сколь бы едиными они ни представлялись в начале их изучения.

Но, несмотря на все эти примеры, исключительно важно, что на основе как литологических, так и палеонтологических данных, а еще лучше их суммы в виде палеогеографической или геосторической методики геолог может подходить к выявлению реальных этапов осадконакопления, определяемых стадиями развития бассейнов геологического прошлого. Именно, учитывая такое положение, в последнем варианте стратиграфического кодекса СССР и предусматривается, как предлагалось Г. П. Леоновым еще в 50-х годах, выделение трех групп основных стратиграфических подразделений: 1) единиц международной стандартной шкалы; (систем, отделов, ярусов); 2) единиц региональной шкалы (комплексов, серий и горизонтов) и 3) единиц местных шкал (свиты), выделяемых на основе этапности развития бассейнов. В смысле

кодекса последние категории являются как бы монофациальными частями горизонтов и в этом отношении отличаются от общепринятых свит единством как литологического состава, так и палеонтологических остатков, а отсюда — и фациальных условий и возраста.

Тожество названий различных категорий, выделяемых под термином «свита», как и практика выделения, а часто и установления их по формальным признакам по существу путают исследователей и снижают эффективность проводимых работ. Подобная практика особенно обычна при изучении геосинклинальных районов, в которых смена фаций может происходить на коротких расстояниях, обуславливаясь локальными причинами, затрудняя выявление реальной этапности развития бассейнов. В этих условиях геологи бросаются к стандартной международной шкале или, наоборот, закапываются в местные локальные детали, тогда как только трезвый подход к выявлению действительно реальной этапности развития того или иного региона может быть основой детальной региональной стратиграфии. На первых порах часто бывает невозможно выяснить, какие особенности разрезов определяются региональными, а какие глобальными причинами, и геолог поэтому вынужден на этой стадии изучения исходить только из региональных моментов. Именно в силу этого особое значение и приобретает разработка шкалы на региональной геосторической основе. Значение таких шкал, разработанных группой Г. П. Леонова для юрских и палеогеновых толщ северного склона Кавказа, общеизвестно. Они сыграли роль в становлении существующих представлений о развитии этой области. Эти схемы не отличаются той дробностью, о которой говорилось при разборе шкал неогена и девона, но в то же время они позволяют выделять в геосинклинальных толщах подразделения, пускай несколько большего масштаба, но аналогичные выделяемым в платформенных условиях, чего до последнего времени не удавалось сделать никаким другим методом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая рассмотрение природы различных групп стратиграфических подразделений, нельзя не остановиться еще на одном интересном моменте, а именно: намечающемся снятии принципиальных различий между геосторическими региональными подразделениями и дробными подразделениями стандартной международной стратиграфической шкалы. Сейчас крупным достижением считается детализация стратиграфии четвертичных отложений на основе разработки региональных стратиграфических шкал (Герасимов, Марков, 1933; Москвитин, 1948; и др.). Обособление на северо-западе Восточно-Европейской платформы окского, днепровского и валдайского оледенений и выявление здесь более мелких климатических колебаний позволили действительно значи-

тельно детализировать представления об истории четвертичного времени. Установление особенностей лихвинского, одинцовского и микулинского межледниковий, а в последующие годы и выделение в их толщах даже определенных сукцессий растительных сообществ, как и стадий деградаций последнего оледенения на севере Европы, так и в Северной Америке, каждая из которых маркируется или зоной конечных морен, или прослоями торфов с остатками менее холодолюбивых форм, привели к появлению исключительно дробных геосторических категорий, длительность накопления осадков которых не превосходит 1—3 тыс. лет.

Широкое использование радиоуглеродных датировок вскрыло однозначность и почти одновременность многих из вышеперечисленных похолоданий и потеплений Евразии и Северной Америки. Аналогичные данные получены по разрезам голоцена. В середине последних почти во всех без исключения регионах фиксируются отложения, говорящие о значительном потеплении по сравнению с современным моментом. В Европе это горизонт пней в торфяниках так называемой атлантической фазы и т. д. Работами американских специалистов эта фаза хорошо отмечается как голоценовый оптимум. Аналогичный оптимум отмечается и в толщах Южного полушария: в разрезах Новой Зеландии и Южной Америки. Но когда удалось установить относительную синхронность оптимума Южного полушария с оптимумом Голарктики, то глобальный характер выделяющихся на его основе дробных подразделений в середине голоцена становится очевидным. Одновременно становится очевидна и планетарность климатических колебаний этого времени, и вероятность планетарности и более древних колебаний климата. Особенно рельефно это выявляется сейчас по наблюдениям синхронности стадий деградации валдайского и висконсинского оледенений и синхронности отдельных даже мелких эпох потеплений.

Однако, несмотря на все сказанное, сейчас кажется еще преждевременным отказываться от детализации стратиграфических шкал на региональной основе, так как сопоставления, подобные голоцену и позднему плейстоцену, возможны лишь на очень редких участках стратиграфической шкалы. Значительно большая точность пока может быть достигнута лишь детальными региональными работами с последующим объединением единиц при выявлении их гомотаксальности. Но уже недалек тот день, когда введение в стратиграфию физических методов позволит реально сравнить дробные стратиграфические подразделения, выделяемые геологами разных стран самыми различными методами и на самых различных основаниях. Лиха беда начало, а оно уже отчетливо наметилось в верхнем плейстоцене и голоцене при использовании данных ^{14}C и всего комплекса палеонтологических и геологических данных. Аналогичное положение наблюдается и у границы квартала и неогена, у которой могут быть использованы для широких корреляций палеомагнитная инверсия на границе Брюнес и

Матуямы, как и инверсии на границах ивентов Джарамилло и Гилзы. Если к этому добавить возможность широкого прослеживания инверсий на границе Иллавары и Киамы, имевших место близ рубежа палеозоя и мезозоя, а также некоторых и других более древних интервалов стратиграфической шкалы, то реальность надежд, пока только надежд, на возможность детализации международной стратиграфической шкалы на основе уже имеющихся детальных шкал различных континентов становится очевидной.

Мы живем в исключительно интересную эпоху не только дифференциации, но и быстрой интеграции длительно существовавших представлений, не так давно считавшихся совершенно устоявшимися. В процессе изучения их новыми методами, выявляющими их реальную природу и время, эти представления часто совершенно изменяются, как изменяется и их значение в геологической практике.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб., 1912.
- Архипов С. А. Четвертичный период Западной Сибири. Новосибирск, 1971.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. геол.», 1954, вып. 156, № 57.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская И. Н. Закономерности распространения и смены фауны в поздневизейских — раннеамюрских эпиконтинентальных морях Русской платформы. — «Труды ПИН АН СССР», 1971, т. 130.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Палеогеография ледникового периода и стратиграфия четвертичных отложений. — «Труды Ин-та географии», вып. 33, М., 1939.
- Давиташвили Л. Ш. Неотложные задачи в области изучения теоретических основ палеонтологии. — «Сов. геология», 1939, т. 9, № 8.
- Давиташвили Л. Ш. Причины вымирания организмов. М., «Наука», 1969.
- Дёнбар С., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., «Мир», 1962.
- Жижченко Б. П. Проект унифицированной схемы деления неогеновых и антропогенных отложений южных областей Советского Союза. М., изд. ВНИИГАЗ, 1967.
- Зудин А. И. Поспелова Г. А. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато. — «Геология и геофизика», № 6. Новосибирск, 1967.
- Иванова Е. А., Хворова И. В. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. — «Труды ПИН». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. — «Труды ГИН». М., «Наука», 1974.
- Леонов Г. П. К вопросу о соотношениях стратиграфических и геохронологических подразделений. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1955, № 8.
- Леонов Г. П. Соотношение палеоцен-нижнеоценовых отложений Русской плиты и Северного Кавказа. — «Сов. геология», 1960, № 3.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии, т. 1, 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Ляшенко А. И. Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Москвитин А. И. О стратиграфических подразделениях четвертичной системы и история вюрмской эпохи (верхний плейстоцен) в европейской части СССР. — «Бюл. Комис. по изуч. четвер. периода», 1949, № 14.

- Москвитин А. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений и истории веков плейстоцена в европейской части СССР. — «Бюл. МОИП. Сер. геол.», 1954, т. 29, вып. 2.
- Покровская Н. В., Журавлева И. Т. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. — «Докл. сов. геологов на XX сессии МГК. Проблема 8». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н., Адаменко О. М. Опорный магнито-биостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 9.
- Раузер-Черноусова Д. М., Кулик Е. Л. Об отношении фузулиид к фациям и периодичности в их развитии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 6.
- Соловьева М. Н. Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинаей. — «Вопросы микропалеонтологии», 1977, № 19.
- Страхов Н. М. Историческая геология, т. 1, 2. М., Госгеолиздат, 1948.
- Тихомиров С. В. К вопросу о положении девона в геохронологической шкале и некоторые замечания к построению этой шкалы. — «Труды МГРИ», 1956, ч. 29.
- Чернова И. А. О возрасте и расчленении симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1951, т. 26, № 6.
- Шиндewolf О. Стратиграфия и стратотипы. М., 1974.
- Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, № 2.
- Buckman S. A monograph of the Ammonites of the inferior Oolite Series. — «Monogr. Paleontogr. Soc.», London, 1887—1907.
- Dreimann A. Late-pleistocene lakes in the Ontario and the Erie basins Proc 12 Conf Great Lakes Res. Dep. Geol. Univers. of West Ontario, 1969, N 177.
- Kauser Ed. Lehrb. der Geologie Bd II Hystorische geologie. Stuttgart, 1923.
- Schindewolf O. H. Uber die Faunenwende vom Paläozoikum zum Mesozoikum. — «Zeitschr. d. D. Geol. Ges.», 1954, Bd 105.
- Spath L. F. The Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. — «Med. on Green», 1930, vol. 83.
- Spath L. F. Ammonoidea of the Gault. — «Monogr. Paleontogr. Soc.», 1923—1942.
- Verwoerd W. G. Stratigraphic classification a critical revius. — «Geol. Soc. South Africa Trans», vol. 67. Pretoria, 1967.

Б. С. СОКОЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ ВЕНДА

«Неизвестно, как
пойдет дальше разработка
стратиграфии докембрия...»

В. В. Меннер, 1975

Приведенные слова взяты из статьи, полной оптимизма. Ими и я хочу подчеркнуть лишь трудности, стоящие на пути стратиграфического изучения докембрия — самого продолжительного и важнейшего отрезка истории формирования земной коры. Речь идет о таком отрезке истории Земли, который еще недавно считал-

ся просто «доисторическим» и в противоположность двенадцати периодам классической геохронологии именовался криптозоом, т. е. этапом хотя и возможных, но скрытых для исследователя жизнепроявлений. Это представлялось настолько очевидным, что понятия «фанерозой» и «криптозой» более трех десятилетий почти не употреблялись, казались ненужными. Положение изменили только недавние успехи изотопной геохронологии, показавшие, что докембрий в 6—7 раз превосходит по длительности фанерозой (кембрий — квартал), который, таким образом, естественно становится как бы мерилем возможных подразделений огромного докембрия и приобретает важную геохронологическую цельность.

Я не принадлежу к числу тех исследователей, которые считают аксиомой сложившиеся представления о полнейшей геохронологической стабильности совмещенных оснований фанерозоя, палеозоя и кембрия, однако как бы не расходились взгляды в геологической и палеобиологической оценке значения этого рубежа, будем пока принимать, что при любых структурных соотношениях комплексы пород, подстилающие самую древнюю биостратиграфическую зону кембрия (сейчас она еще строго не установлена), являются докембрийскими. В этой условности нет большой погрешности, поскольку физические характеристики пограничных пород могут меняться от совершенной однотипности в непрерывных осадочных разрезах до любых уровней метаморфизма, а нижнюю границу кембрия, при любом диапазоне ее поисков, только любители парадоксов могут совместить с подошвой венда или так называемого «терминального рифея».

Если до недавнего времени все усилия десятков поколений геологов-стратиграфов были направлены на совершенствование стратиграфической шкалы фанерозоя, а этот последний приобретает для стратиграфии докембрия свойства некоего прототипа, то возникает законный вопрос: нельзя ли накопленный опыт по фанерозою — выработанная для него система иерархических подразделений, используемые для расчленения и корреляции методы, соотношение региональных и общих подразделений, подход к типизации стратиграфических границ и различные практические процедуры — применить к стратиграфии докембрия. Ответы на этот вопрос даются различные, вплоть до диаметрально противоположных. Я излагаю свое представление, ограничиваясь верхним докембрием или верхним протерозоем и уделяя основное внимание самому молодому подразделению — венду. Опыт разработки стратиграфии фанерозоя и решения его проблем в применении к стратиграфии докембрия естественнее всего попытаться использовать на примере докембрийского подразделения, непосредственно граничащего с кембрием.

Хотя за последние двадцать лет, особенно после известной Парижской сессии Комиссии по геологической карте Мира (апрель 1958 г.), в литературе появилось немало остроумных и совсем не остроумных высказываний по поводу состояния и перспектив со-

вершенствования стратиграфической шкалы докембрия и подхода к стратиграфической корреляции докембрийских комплексов, фактически нигде в мире не было признано необходимым и своевременным освободиться от оков архей и протерозоя. Параллельно широкое распространение получило представление о крупном трехчленном делении всего докембрия, но и оно не вступило в противоречие с основами традиционного деления, поскольку речь шла об определении внутреннего рубежа в пределах протерозоя.

Пожалуй, наибольшей новизной характеризовалась общая стратиграфическая шкала докембрия Л. И. Салопа (1968—1973), но ее терминология пока не прижилась, а принятые в схеме радиозотопные геохронологические границы без всяких препятствий позволяют переходить на подразделения докембрия, ставшие более привычными. Внутренняя логика этой схемы оказалась не в силах разрушить инерцию этой привычной простоты.

На тектонических и геологических картах Мира и СССР, как и прежде, выделяются области складчатостей архейских и протерозойских (свекофеннской, карельской, готской и др.). А в стратиграфическом отношении архей и протерозой, выделяясь на всех континентах, лишь в той или иной степени детализируются, отражая важнейшие типы региональной стратиграфии докембрия (щиты и основания плит древних платформ). В СССР основы расчленения докембрия подверглись фундаментальному рассмотрению в 1963 г., когда МСК СССР и три его Постоянные комиссии признали необходимым сохранить архей и протерозой в шкале докембрия как два главных подразделения, определили важнейшую роль пяти рубежей в геохронологии докембрия (они сохраняют свое значение и сейчас), безоговорочно установили, что трехчленный рифей и синий (я считаю эти подразделения эквивалентными) должны входить в состав протерозоя, а по мнению большинства экспертов МСК, и венд должен занять место позднейшего (четвертого) подразделения верхнего протерозоя, пограничного с кембрием («Постановления МСК», 1963, вып. 7).

Вывод о равновеликости стратиграфических объемов верхнего докембрия, верхнего протерозоя и рифея (три стратиграфических комплекса) вместе с вендом представлялся столь значительным, особенно с определением изотопных датировок границ и некоторой палеобиологической характеристикой четырех подразделений верхнего протерозоя СССР, что МСК рекомендовал представить к XXII сессии Международного геологического конгресса новую стратиграфическую шкалу верхнего протерозоя. Такая шкала была опубликована в докладах, представлявшихся конгрессу (Обручев, 1964). В состав верхнего протерозоя как самостоятельные подразделения вошли рифей (рифей I, рифей II, рифей III) с подшвой 1550—1600 млн. лет и венд с кровлей около 550 млн. лет.

Эта же схема легла в основу капитальной сводки «Верхний докембрий» (1963) в серии «Стратиграфия СССР», вошла в известную геохронологическую шкалу верхнего протерозоя СССР

(Гаррис и др., 1964) и получила наиболее полное обоснование в известной книге Б. М. Келлера «Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд)» (1968). Хотя в предисловии к последней книге ее редактор А. А. Богданов и обратил внимание на стратиграфическую неустроенность «вендского комплекса, все еще занимающего сиротливое положение между рифейской и палеозойской группами», однако ни у него самого, ни у абсолютного большинства геологов не было сомнения, что венд является подразделением докембрийским, входит в состав верхнего протерозоя, но занимает особое положение в стратиграфической шкале. Именно в силу этого особого положения венд и не мог быть поглощен ни большим рифеем (хотя такие попытки были и остаются), ни близким к нему по объему, но все же небольшим, кембрием (теперь этот взгляд, когда-то доминировавший, полностью отпал).

С наибольшей очевидностью представление о самостоятельности венда укрепилось десять лет назад (1967) после Уфимского совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия («Постановления МСК...», 1972, вып. 12), когда были уточнены радиологические датировки границ венда (680 ± 20 — 570 ± 10 млн. лет), подтверждена реальность древнейших дотрилобитовых слоев нижнего кембрия, заново проанализированы все палеонтологические данные, характеризующие верхний рифей, венд и нижний кембрий, определен стратотипический объем венда Восточно-Европейской платформы и его аналогов и особо подчеркнута историко-геологическая специфика нижней границы венда, нуждающейся в дополнительном обосновании.

Обыкновенная статистика работ советских и зарубежных исследователей по верхнему протерозою показывает, что рифей и венд стали сейчас самыми популярными подразделениями этой части докембрия. Однако известные различия в подходе к определению стратиграфических границ подразделений рифея, венда и нижнего кембрия, к определению границы самого кембрия и докембрия, а также к палеонтологическому обоснованию подразделений верхнего протерозоя вообще выдвинули ряд дискуссионных вопросов и даже породили попытки существенной ревизии сложившихся в 60-е годы представлений.

Посмотрим, какие же для этого возникли основания, какие появились новые факты, заставляющие отбрасывать одни представления и отдавать предпочтение другим, какие усовершенствования в стратиграфических методах и какие новые идеи позволяют улучшить теперь прежнюю схему, либо, наоборот, требуют ее коренного пересмотра?

Выделяя венд как особое крупное подразделение, непосредственно предшествующее кембрийской системе, и обосновывая его историко-геологическую и историко-биологическую специфику, подход к определению стратиграфических границ, к корреляции разнофациальных отложений венда, к определению его места в стратиграфической шкале, я, вероятно, привел

за последние 25 лет (Соколов, 1952—1977) все более или менее существенные аргументы в защиту его самостоятельности. На протяжении этих лет менялись и уточнялись мои собственные взгляды, но не изменились положения, которые я считаю исходными и принципиальными. Вот важнейшие из них.

1. Венд не является ни аналогом (платформенным) рифея, как первоначально считал Н. С. Шатский (1952), ни его какой-то части, хотя такая точка зрения существует как логически вынужденная. Для ее поддержки в рифее Урала приходится искусственно создавать разнородное, не имеющее верхней границы, четвертое — «терминальное» — подразделение, распространять на него целиком микропалеофитологическую характеристику фашиально инного карбонатного юдомского комплекса востока Сибирской платформы и, естественно, вводить новое название — вендомий (Келлер, 1973; Меннер, 1974). Предполагается, что путем этих операций усиливается значение рифея как целостного планетарного стратиграфического подразделения, а венд оказывается лишь региональным подразделением Восточно-Европейской платформы, поглощаемым вендомием (Келлер, Меннер и др., 1974).

Такой подход к обоснованию общего стратиграфического подразделения мне представляется столь же ошибочным, как и использование формационно-тектонического критерия при определении стратиграфических границ подразделений общей шкалы. В противном случае, например, палеозой пришлось бы делить на «каледоний» и «герциний» со скользящими границами. Для стратиграфии фанерозоя это абсолютно неприемлемо, но, возможно, пока допустимо для определения более условных и подвижных границ внутри самого докембрия, где изотопные датировки границ могут иметь погрешность, достигающую и даже превышающую продолжительность любого из фанерозойских периодов.

2. Из сказанного следует, что верхняя и нижняя границы венда принципиально не могут быть обоснованы использованием только одного какого-либо гео- или биохронологического метода, подобно, например, палеонтологическому (палеозоологическому) методу, столь успешно разработанному при изучении биостратиграфии фанерозоя. В то время как верхняя граница венда целиком опирается на применение фанерозойского принципа биостратиграфии, поскольку одновременно эта граница является и нижней границей кембрийской системы, нижняя граница венда оказывается на таком уровне в пределах верхнего протерозоя, где интервал условных допущений («стратиграфическая ошибка») значительно увеличивается. Палеонтологический метод уже не может привлечь здесь для относительной геохронологии наиболее тонкий из выявленных эволюционный потенциал древних Metazoa, а эволюция микроорганизмов неживотного происхождения (фитопланктон, нитчатые водоросли, споры грибов, акритархи) и фитолитов (строматолиты, микрофитолиты) еще плохо изучена и представляется пока очень монотонной.

Изотопные датировки этой границы, полученные главным образом К-Аг-методом, крайне противоречивы и даже в лучших случаях должны приниматься с поправкой $\pm 3-5\%$, т. е. до 20—30 млн. лет. В этих условиях мы лишены объективной возможности доказать, что возраст нижних границ венда Восточно-Европейской платформы, юдомского комплекса Сибири или ашинской серии и ее аналогов Урала безоговорочно различен или полностью совпадает.

Вне всякого сомнения, предпочтение приходится отдавать комплексу всех данных и среди них особенно событиям историко-геологического характера (изменения климата Земли, выразившиеся в появлении горизонтов тиллитов и других ледниковых образований; перерывы в осадконакоплении и смены типов осадконакопления, например появление характерных вулканогенно-осадочных комплексов; трансгрессивное поведение чехла отложений, непосредственно связанного с заведомо древними отложениями кембрия — для венда древних платформ это особенно характерно). Историко-геологический метод отнюдь не безупречен, но в совокупности с данными изотопной геохронологии, палеобиологическими данными и особенно при условии безошибочной возможности выявления повторяющейся в пространстве последовательности явлений определение нижней границы венда или границы венда и верхнего рифея не вызывает в большинстве случаев непреодолимых трудностей.

Дуализм в решении вопроса о верхней и нижней границах венда нельзя рассматривать как нарушение так называемого биостратиграфического принципа, все более широко распространяемого на изучение верхнего протерозоя (выявление зон распространения фитолитов и микрофоссилий). Определяемая таким образом нижняя граница венда может служить наиболее важным пока эталонным подходом к определению и границ внутри рифея — между верхним и средним, средним и нижним и особенно нижним рифеем и карелием, поскольку последовательное применение биостратиграфического принципа просто невозможно. Все эти границы, особенно в циклически построенном стратотипическом разрезе рифея Урала, еще более условны, о чем свидетельствуют сохраняющиеся трудности в корреляции подразделений рифейского разреза горной Башкирии с верхнепротерозойскими разрезами других районов СССР и других континентов. Карбонатные толщи этих разрезов, содержащие остатки строматолитов и микрофитолитов, часто занимают совсем иное стратиграфическое положение (Сибирь, Канада, Австралия, Африка), а рифейские таксоны (формальные роды и виды) строматолитов нередко имеют существенно иные пределы возрастного распространения, появляясь даже в афебии.

3. Проблема границы докембрия и кембрия не может быть сведена к проблеме границы рифея и кембрия, поскольку такой границы физически не существует во всей стратотипической облас-

ти уральского рифея; даже его «терминальное» подразделение перекрывается не кембрийскими отложениями, а средним ордовиком и даже средним девонном. Выбор же возможного стандарта границы рифея и кембрия в каком-либо другом регионе (например, Сибири) пока полностью исключен из-за указанной выше значительной условности корреляции всех типовых подразделений рифея горной Башкирии с подразделениями рифея других районов СССР. Как показывает опыт, такая процедура избрания типовой стратиграфической границы практически возможна лишь в фанерозе, где существует дробная зональная корреляция.

Подлинная граница докембрия и кембрия есть граница венда (и его стратиграфических аналогов) и древнейших слоев кембрия в непрерывном палеонтологически охарактеризованном разрезе, по крайней мере, до кровли томмотского или балтийского яруса. Этот вопрос уже был подробно рассмотрен ранее (Соколов, 1974, 1976).

4. Будучи предельно приближенным к основанию классического фанероза, венд выявляется как самое четкое стратиграфическое подразделение позднейшего протерозоя, отражающего такие сопряженные планетарные этапы биологической и физико-геологической эволюции, как: 1) широчайшее распространение неповторимой биоты Metazoa и Metaphyta венда эдиакарского типа и 2) развитие непосредственно предшествующего этому палеобиологическому этапу во многих областях Земли гляциального комплекса отложений, распад и исчезновение которого породили огромную трансгрессию в кратонных областях. Разумеется, речь идет не о полной синхронности планетарных событий (гляциальный комплекс во многих местах вообще выпадает и ему соответствует предвендский или предюдомский, как на Сибирской платформе, перерыв), а о их безусловно сравнимой последовательности (ниже томмотского или алданского биохронологического реперного уровня) в отдаленных областях существующих ныне континентов (в венде их положение возможно было и иным).

Такие вопросы, как принадлежность венда к палеозойской группе или фанерозою (о чем я много когда-то писал и говорил), приходится сейчас считать менее принципиальными, поскольку формально венд с любой точки зрения — докембрий, хотя геологические события «палеозойского типа», несомненно, начались с венда, а не с кембрия, и это еще один из аргументов в пользу отделения венда от рифея. Именно поэтому в современной литературе по анализу историко-геологических процессов столь распространено выражение «венд-палеозойский этап» (особенно в нефтяной геологии). Главный же вопрос заключается в одинаковом понимании основ корреляции вендских отложений.

Совершенно не принципиальным я считаю вопрос о «неустроенности» венда и его незначительной продолжительности (70—100 млн. лет) по сравнению с сотнями миллионов лет рифейской истории. Стремление к однотипной стратиграфической калибровке

подразделений не только докембрия, но и фанероза (сравните подразделение силура и кембрия или мела) механистично и лишено естественно-исторического смысла. «Аршинная стратиграфия» может нас только увести в сторону от подлинно научных историко-геологических проблем, и искусственную разбивку геохронологической шкалы на однотипные отрезки не следует путать с периодичностью в сложном ходе геологического процесса.

* *
*

Эти положения о месте венда в стратиграфической школе докембрия и конкурирующих с ним альтернативных подразделениях были изложены автором в докладе на Всесоюзном совещании по

Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР

Зоны	Уфимская шкала докембрия СССР (1977, май)		Геохронологические подразделения (миллионы лет)	
Фанерозой	палеозой	кембрий (Є)		
Протерозой (PR)	верхний (PR ₂)	рифей (R)	570±20	570±20
			венд (V)	
			680±20	680±20
			кудаш (R ₃ ^{kd})	
			700±25	700±25
			верхний (R ₂)	
	нижний (PR ₁)	карельский (K) (афебий)	1050±50	1050±50
			средний (R ₂)	
			1350±50	1350±50
			нижний (R ₁)	
1650±50	1650±50	1650±50		
Архей (A)				
	2600±100	2600±100	2600±100	
			3000±100	
			>3500	

общим вопросам расчленения докембрия СССР (Уфа, 18—20 мая 1977 г.). На совещании, собравшем около 250 специалистов по стратиграфии докембрия СССР и потребовавшем двухлетней подготовки, была принята следующая общая шкала докембрия СССР (см. таблицу), закрепляющая трехчленный рифей и венд как равноценные по объему, но основные подразделения верхнего протерозоя (=верхнего докембрия) СССР. Значение этой схемы, несомненно, далеко выходит за пределы нашей страны.

ЛИТЕРАТУРА

- Аналоги вендского комплекса в Сибири. Под ред. Б. С. Соколова, В. В. Хоментовского. М., «Наука», 1975.
- Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. Под ред. В. В. Меннера. — «Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология», т. 5. М., изд. ВИНТИ, 1974.
- Верхний кембрий. Под ред. Б. М. Келлера. — В кн.: Стратиграфия СССР. М., 1963.
- Гаррис М. А. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). — «Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 3». М., «Наука», 1964.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Келлер Б. М. Венд, юдомий, терминальный рифей (вендомий). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 1.
- Келлер Б. М. и др. Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 12.
- Меннер В. В. Три основные проблемы стратиграфии. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1975, № 6.
- Обручев С. В. Основные подразделения докембрия СССР. — «Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10». М., «Недра», 1964.
- Постановления МСК, вып. 7. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1963.
- Постановления МСК и его постоянных комиссий, вып. 12. Л., 1972.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР. — «Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4». Л., «Наука», 1968.
- Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — «Бюл. МОИП», 1970, т. 10 (4), т. 10 (5).
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 5.
- Соколов Б. С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения докембрия. — «Труды ВНИГРИ», 1958, вып. 126.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — «Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10». М., «Недра», 1964.
- Соколов Б. С. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. — «Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 6». М., «Наука», 1968.
- Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — «Геология и геофизика», 1971, № 6.
- Соколов Б. С. Вендский этап в истории Земли. — «Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. Проблема 7». М., «Наука», 1972.
- Соколов Б. С. Основные результаты международного симпозиума по границе докембрия и кембрия. — «Геология и геофизика», 1974а, № 4.
- Соколов Б. С. Проблема границы докембрия и кембрия. — «Геология и геофизика», 1974б, № 2.
- Соколов Б. С. Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж. — «Палеонтол. журн.», 1976а, № 1.

- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — «Вестн. АН СССР. Сер. геол.», 1976б, № 1.
- Соколов Б. С. Перспективы биостратиграфии докембрия. — «Геология и геофизика», 1977, № 11.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и рифейских отложениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 5.

М. В. ДУРАНТЕ

ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ФИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

(на примере флороносных верхнепалеозойских отложений Северной Евразии)

Различают два типа биостратиграфических единиц в зависимости от того, лежат ли в их основе изменения одного или группы таксонов. Подразделения первого типа Г. П. Леонов (1973, 1974) назвал монотаксонными и показал, что только они отвечают первоначальному смыслу понятия «зона». Биостратиграфические единицы второго типа — политаксонные, не имеют специального названия. К некоторым из них применяют понятие «зона»: комплекс-зона, фауни-зона, эко-зона, а иногда и оппель-зона. Однако зонами не называют крупные корреляционные единицы, в основу которых положены целые фауны или флоры. В корреляционных таблицах подобные единицы находят свое отражение лишь как интервалы разреза, охарактеризованные тем или иным комплексом органических остатков.

Фитостратиграфические подразделения разных рангов являются, как правило, политаксонными. Это обусловлено рядом причин. Первая из них — относительно медленная и неравномерная эволюция растений в течение геологической истории. У растений намечаются две бурные эпохи формообразования: девон — время, последовавшее за выходом растений на сушу, и конец мезозоя — начало кайнозоя — перед интенсивной экспансии покрытосеменных. В остальные эпохи развитие шло в основном по пути перекombинации существовавших ранее признаков (Мейен, 1972).

Вторая причина, по которой среди растений редко удается наблюдать становление новых морфологических типов, — тот факт, что основными областями формообразования являются предгорья и низкогорья (Вавилов, 1965; Мейен, 1970), практически не совпадающие с областями осадконакопления. Благодаря этому новые группы растений появляются в разрезе, как правило, полностью сформированными.

Третья и, пожалуй, главная причина политаксонности большинства фитостратиграфических подразделений — существование устойчивых во времени флористических комплексов, характери-

зующих крупные интервалы разреза. А. Н. Криштофович (1959) считает причиной длительности их существования большую устойчивость структуры растительных сообществ, что делает их малочувствительными к изменениям внешней среды и позволяет долгое время сохранять постоянство состава, несмотря на пусть медленно, но идущие процессы эволюции.

Зональными (монотаксонными) фитостратиграфическими единицами, вследствие указанных причин, а также вследствие недостаточной изученности многих групп растений, палеоботаники оперируют редко. Однако по мере все более детального изучения отдельных групп растений, в особенности доминантов, возможности выделения монотаксонных фитостратиграфических подразделений возрастают. Проиллюстрируем этот процесс историей выделения фитостратиграфических единиц в континентальных верхнепалеозойских толщах Северной Евразии (Ангарская палеофлористическая область).

Наиболее длительно существующими флористическими единицами являются выделенные и охарактеризованные А. Н. Криштофовичем (1959) четыре великие полихронные флоры Земли: «псилофитовая»¹, антракофитовая, ядро которой составляют древовидные лепидофиты, «папоротники» и корданты; мезофитная с похвойными, гинкгофитами и цикадофитами и кайнофитная с покрытосемянными. Основные черты полихронных флор, по А. Н. Криштофовичу: 1) длительность существования при относительной кратковременности переходных комплексов, 2) широта распространения (в пределах всей Земли или одной из палеоклиматических областей первого порядка), 3) устойчивость таксономического состава, 4) плакорный характер доминантных сообществ.

Ввиду огромной длительности существования полихронные флоры не имеют большого значения при стратиграфической корреляции. В стратиграфическом отношении более важны крупные флоры, входящие в состав как полихронных, так и переходных флор. Их можно назвать геофлорами второго порядка. Термин «геофлора» был введен Р. Чени для обозначения разнопровинциальных флор. Ангарской геофлорой С. В. Мейен назвал верхнепалеозойскую полихронную флору северной внутропической палеофлористической области. Очевидно, это геофлора первого порядка.

Геофлоры второго порядка обладают некоторыми отличительными чертами полихронных флор: широтой распространения, длительностью существования (относительно времени существования переходных флор), устойчивостью таксономического состава, но по сравнению с геофлорами первого порядка они более кратковременны и потому стратиграфически более значимы.

¹ Здесь и далее в кавычки взяты названия флор, в основу которых положены родовые и надродовые таксоны, употребленные, по мнению автора, неверно.

В Ангарской верхнепалеозойской геофлоре первого порядка распознается ряд таких геофлор второго порядка. М. Ф. Нейбург (1948) выделила здесь две крупные группы флор («формации»): более древнюю лепидофитовую и более молодую кордантовую. Лепидофитовая «формация» наиболее полно представлена в Минусинском бассейне, где А. Р. Ананьев и М. И. Грайзер выделяют в ней снизу вверх «циклостигмовую», лепидодендропсисовую, «сублепидодендроновую» и «деметриевую» флоры (по М. И. Грайзеру, «местные» зоны). На современной стадии изученности лепидофитов карбона Минусинских котловин трудно решить, можно ли здесь выделить подразделения, близкие к зональным. Если здесь и выделять зоны, то только «местные», т. е. ограниченные пределами Алтае-Саянской горной области. Вне этой области достоверно известны лишь местонахождения с лепидофитами томиодендронового комплекса (так, по-видимому, лучше называть «деметриевый» комплекс, по Грайзеру и Ананьеву).

Флоры кордантовой «формации», в отличие от перечисленных выше лепидофитовых, не имеют собственных наименований. Судить о них можно, анализируя корреляционные схемы, охватывающие всю или большую часть Ангарской палеофлористической области. В этих схемах выдержанные на площади флористические комплексы выступают в качестве основы корреляционных единиц. Подобные единицы также не имеют специальных наименований и выступают лишь как совокупность одновозрастных регионально-стратиграфических подразделений или фитостратиграфических горизонтов. Флоры в каждом конкретном районе фигурируют под названиями этих подразделений и горизонтов. Таковы, например, нижнебалахонская, верхнебалахонская и кольчугинская флоры Кузбасса; катская, бургуклинская и пеляткинская флоры Тунгусского бассейна. Подобные наименования флор не должны внушать мысли, что мы имеем дело с комплексами растений, искусственно ограниченных рамками регионально-стратиграфических подразделений, поскольку данные о крупных флористических рубежах учитывались при выделении подобных подразделений не в последнюю очередь.

Кратко охарактеризуем три основные флоры кордантовой «формации», соответствующие казювско-нижнебалахонской, верхнебалахонской и кольчугинской флорам Кузбасса, рассмотрим зоны перехода между ними, степень выдержанности самих флор и разделяющих их границ на территории Ангариды. Если отвлечься от региональных названий, три упомянутые флоры можно назвать птеридоспермо-кордантовой, кордантовой и папоротнико-птеридоспермо-кордантовой.

Нижняя граница птеридоспермо-кордантовой флоры или граница лепидофитовой и кордантовой «формаций», по данным С. Г. Гореловой (Горелова, 1962; Горелова, Меньшикова, Халфин, 1973), проходит в средней части острогской серии (ранее — свиты), по границе евсеевской и казювской свит. На этой границе

исчезают древовидные лепидофиты, сменяясь бедным, существенно птеридоспермовым комплексом с примесью специфических лепидофитов, не известных в более древних горизонтах, и редких кордаитов. В Кузбассе эта граница четкая благодаря появлению в комплексе каезовской свиты ряда новых элементов. В более бедно флористически охарактеризованных разрезах (Верхоянье, Южная Монголия) она расплывчата вследствие того, что выше нее новые формы не появляются, а исчезновение толстоствольных лепидофитов сопровождается широким распространением птеридоспермов рода *Angaropteridium*, известного и в более древних отложениях. С. В. Мейен (1968) предполагает, что исчезновение древовидных лепидофитов указывает на похолодание и смену мягкого безморозного климата климатом с выраженными сезонными колебаниями и с температурами, опускающимися в холодное время года ниже нуля.

Одна из наиболее характерных черт птеридоспермо-кордаитовой флоры — быстрое, но без скачков, увеличение богатства и разнообразия систематического состава снизу вверх по разрезу. Комплекс растений алыкаевской свиты — наиболее молодого стратиграфического подразделения, охарактеризованного птеридоспермо-кордаитовой флорой, — один из самых богатых верхнепалеозойских комплексов Ангариды. Птеридоспермо-кордаитовая флора как целое распознается во всех районах Ангариды, где есть флороносные отложения соответствующего возраста (средний — верхний карбон), однако отдельные ее части на значительные расстояния проследить не удается. Так, в разрезах Кузбасса С. Г. Горелова (Горелова, Меньшикова, Халфин, 1973) в интервале разреза, охарактеризованном птеридоспермо-кордаитовой флорой, выделяет три фито-стратиграфических горизонта, соответствующих каезовской, мазуровской и алыкаевской свитам. В Монголии и Верхоянье тот же интервал подразделяется лишь на две части с расплывчатой границей между ними; в Тунгусском бассейне птеридоспермо-кордаитовая флора катской свиты обычно воспринимается как единое целое.

Отличительная черта более молодой кордаитовой (верхнебалахонской) флоры, возраст которой оценивается как нижняя пермь (возможно, с самыми верхами верхнего карбона и низами нижней перми), — резкое преобладание кордаитов над другими группами растений. Зона смешения ниже- и верхнебалахонских элементов приходится в основном на нижнюю (промежуточную) свиту верхнебалахонской подсерии. Несмотря на то что первые верхнебалахонские элементы появляются еще в верхней половине алыкаевской свиты, а последние нижебалахонские заходят в лежащую над промежуточной ишановскую свиту, наиболее резкая флористическая граница проходит в подошве верхнебалахонской подсерии Кузбасса и бургуклинской свиты Тунгусского бассейна, где резко сокращается количество птеридоспермов, появляются новые морфологические типы кордаитов, появляются роды *Zami-*

opteris и *Nephropsis*. Смешанный комплекс, содержащий как нижне-, так и верхнебалахонские растения, хорошо прослеживается на территории Ангариды.

Отличительными чертами наиболее молодой — верхнепермской — флоры кордаитовой формации — папоротниково-птеридоспермо-кордаитовой или кольчугинской — являются значительное богатство и разнообразие ее состава, а также значительная дифференцированность на площади.

Кордаиты продолжают преобладать во флористических комплексах центральной части Ангарской палеофлористической области — Сибирской провинции, тогда как по ее окраинам (Печорская и Дальневосточная провинции) они уступают место папоротниковидным (Мейен, 1970). Дифференциация наблюдается и в пределах Сибирской провинции: по ее окраинам (Таймыро-Кузнецкий округ) широко распространены представители рода *Callipteris*, тогда как в центральной части (Тунгусо-Верхоянский округ) они отсутствуют.

Смена кордаитовой флоры папоротниково-птеридоспермо-кордаитовой отмечена двумя крупными рубежами, один из которых — появление каллиптерид — примерно совпадает с подошвой кузнецкой свиты Кузбасса; второй — обновление состава кордаитов — с границей ее подсвит. Вне Кузбасса обычно распознается лишь один из этих рубежей: по окраинам Ангариды — первый, в центральных ее частях — второй. Таким образом, подошва отложений, охарактеризованных папоротниково-птеридоспермо-кордаитовой флорой, в разных частях Ангариды проводится на разных уровнях.

В кольчугинской флоре Кузбасса различают два крупных (ильинский и ерунаковский) и пять более мелких флористических комплексов, однако попытки выделить эти комплексы вне Кузбасса успехом не увенчались.

Таким образом, в антракофитовой полихронной флоре Ангариды можно выделить, по крайней мере, четыре крупные флористические единицы: лепидофитовую формацию и три флоры, входящие в состав кордаитовой формации, — которые могут послужить основой крупных корреляционных единиц, выдержанных на территории всей или большей части Ангарской палеофлористической области. Эти единицы были намечены М. Д. Залесским и более полно обоснованы М. Ф. Нейбург (1948, 1956). Более дробные флористические единицы в составе ангарской флоры пока выделить не удается.

Единственная возможность выделения более мелких и широко распространенных единиц — вычленение смешанных флористических комплексов, располагающихся на границе двух крупных флор, в качестве самостоятельных подразделений. Однако вследствие заметной флористической дифференциации и различий в богатстве и разнообразии флористических комплексов в разных частях Ангариды в антракофитовой флоре удается выделить лишь

один подобный смешанный комплекс на границе птеридоспермо-кордаитовой и кордаитовой флор. Этот комплекс, как отмечала М. Ф. Нейбург (1948, 1956), выдерживается во многих районах Северной Евразии. Границы его, как и границы крупных флор, неотчетливы.

Параллельно с выделением в разрезах Ангарской палеофлористической области комплексов растительных остатков проводились попытки проанализировать распространение в разрезе отдельных групп растений, прежде всего доминантов ангарской флоры — кордаитов (Нейбург, 1948; Радченко, Шведов, 1940). Классификация кордаитовых листьев в упомянутых работах является чисто морфологической. При общей простоте строения кордаитовых листьев это означает учет лишь нескольких параметров. Тем не менее М. Ф. Нейбург показала некоторые общие закономерности в изменении морфологии кордаитовой листы снизу вверх по разрезу.

Большое значение в изучении ангарских кордаитов имели работы С. В. Мейена (1963, 1966), в которых внимание уделялось микроструктуре листьев. Мейен показал номенклатурную неправомочность рода *Noeggerathiopsis*, к которому ранее относилась большая часть ангарских кордаитов, и разделил последние на две крупные группы, выделяемые в настоящее время в качестве родов. Одна группа принципиально не отличима от еврамерийского рода *Cordaites*, вторая, эндемичная, отнесенная к роду *Rufloria*, характеризуется наличием между жилками дорзальных желобков, являющихся вместилищами устьиц. Дорзальные желобки — сложно построенная и в то же время легко наблюдаемая структура. Выяснились четкие тенденции изменения этой структуры во времени, корреляция с некоторыми морфологическими признаками, в частности с формой листа и строением основания. С. В. Мейеном (1966) установлены стадии развития листы ангарских кордаитов и корреляция удаленных разрезов по этим стадиям. Исследования Мейена продолжила Л. В. Глухова (1969, 1971а, б), подтвердившая и детализировавшая его выводы.

Данные о стадиях развития листы ангарских кордаитов (преимущественно руфлорий) сводятся к следующему. Наиболее древние из известных руфлорий, распространенных в нижнебалахонской подсерии Кузбасса, отличаются редкими и широкими дорзальными желобками, снабженными по бокам укрепляющими тяжами. В подошве верхнебалахонской подсерии (кордаитовая флора) появляются формы с узкими дорзальными желобками, причем среди них по типу укрепления дорзальных желобков выделяются две группы: с укрепляющими боковыми тяжами и без них. В нижней части верхнебалахонской подсерии руфлории с широкими дорзальными желобками сосуществуют с руфлориями, обладающими узкими дорзальными желобками. Вблизи кровли промежуточной свиты первые исчезают, тогда как выше более молодой ишановской свиты не проходят руфлории с дорзальными желобками,

снабженными укрепляющими тяжами. Тенденция к сужению дорзальных желобков, четко проявившаяся в птеридоспермо-кордаитовой и кордаитовой флорах, незаметна в папоротниково-птеридоспермо-кордаитовой флоре кольчугинской серии Кузбасса. Дорзальные желобки кольчугинских руфлорий разной ширины и плотно закрыты папиллами — выростами клеток, устилающих дорзальный желобок.

Руфлории, дорзальные желобки которых снабжены укрепляющими тяжами, имеют, как правило, крупные ланцетные листья. У руфлорий с узкими дорзальными желобками без укрепляющих тяжей листья линейные с широкими окаймленными основаниями. Листья кольчугинских руфлорий преимущественно мелкие, ланцетной и обратнойцевидной формы. *Cordaites* морфологически близки к руфлориям. Среди них также выделяется несколько специфических микроструктурных типов, но нет четкой корреляции морфологии и микроструктуры. В средней части кольчугинской серии (кровля ленинской свиты) руфлории исчезают, уступая *Cordaites*, среди которых широко распространены формы со специфическим жилкованием, названным С. В. Мейеном сульцивым.

Основываясь на отмеченных тенденциях в смене морфологии и микроструктуры кордаитов снизу вверх по разрезу, С. В. Мейен (1966) выделил пять стадий развития их листы, которые могут быть положены в основу крупных монотаксонных подразделений. Первая стадия развития кордаитовой листы пока недостаточно изучена. К ней С. В. Мейен отнес редкие и своеобразные казевско-нижнемазуровские формы. Вторую стадию, наиболее характерным элементом которой являются руфлории с ланцетными листьями и широкими дорзальными желобками, можно назвать зоной *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, третью — интервал разреза, охарактеризованный руфлориями с узкими дорзальными желобками на крупных листьях с широкими окаймленными основаниями, — зоной *Rufloria derzavini* (Neub.) S. Meyen, четвертую — зоной *Rufloria brevifolia* (Gorel.) S. Meyen и пятую — зоной *Cordaites clericii* Zal. и *C. adleri* (Radcz.) S. Meyen (сульцивых кордаитов). Границы между второй, третьей и четвертой стадиями (зонами) примерно совпадают с границами распространения трех крупных флор кордаитовой формации.

На основе изложенных выше морфологических и микроструктурных признаков кордаитовых листьев в кордаитовой формации можно выделить порядка семи-восьми разновозрастных подразделений. Некоторые из них являются зонами (см. таблицу). Такова, например, зона *Rufloria poryvaica* Gluch., охватывающая интервал разреза (промежуточная и ишановская свиты Кузбасса), охарактеризованный руфлориями с узкими дорзальными желобками, снабженными укрепляющими тяжами. Другие подразделения образуются либо за счет перекрывания соседних зональных комплексов и образования смешанных комплексов, либо за счет «вычитания» более мелкой зоны из более крупной. Таков, например, ин-

- Дуранте М. В., Мейен С. В. Корреляция нижнепермских континентальных отложений СССР (по палеоботаническим данным). — «Тез. докл. совещ. по нижнепермским отложениям». Пермь, 1974.
- Зимина В. Г. Флора ранней и начала поздней перми южного Приморья и ее значение для стратиграфии. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1973; т. 2, 1974.
- Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. — «Избранные труды», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Мейен С. В. Об анатомии и номенклатуре листьев ангарских кордаитов. — «Палеонтол. журн.», 1963, № 3.
- Мейен С. В. Кордаитовые верхнего палеозоя Северной Евразии (морфология, эпидермальное строение, систематика и стратиграфическое значение). — «Труды ГИН АН СССР», 1966, вып. 150.
- Мейен С. В. О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии. — «ДАН СССР», 1968, т. 180, № 4.
- Мейен С. В. Каменноугольные флоры. Пермские флоры. — «Труды ГИН АН СССР», 1970, вып. 208.
- Мейен С. В. Из истории растительных династий. М., «Наука», 1971.
- Мейен С. В. Листья на камне. М., «Знание», 1972.
- Нейбург М. Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. — «Палеонтология СССР», 1948, т. 12, ч. 3, вып. 2.
- Нейбург М. Ф. Фитостратиграфические горизонты Кузнецкого бассейна и их аналоги в смежных областях. — В кн.: Вопросы геологии Кузбасса, т. 1 («Мат-лы II совещ. по стратиграфии угленосных отложений»). М., Углетехиздат, 1956.
- Радченко Г. П., Шведов Н. А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна реки Нижней Тунгуски. — «Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та», 1940, т. 157.

Н. В. БЕЗНОСОВ

О ГРАНИЦАХ СРЕДНЕГО ОТДЕЛА ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ

Один из дискуссионных вопросов международной хроностратиграфической шкалы — определение границ среднего отдела юрской системы. С решением этого вопроса связаны правомочность выделения ааленского яруса и положение келловейского яруса. Дискуссия возникла как из-за отсутствия единых принципов и жестких правил стратиграфической классификации, так и из-за неоднозначности и неточности многих первоначальных определений.

Современная хроностратиграфическая шкала исторически возникла из западноевропейских схем стратиграфического расчленения, которые как наиболее ранние и детальные использовались в качестве эталонов при разработке стратиграфических схем других регионов. В основе деления юрской системы на отделы лежат первые эмпирические, по существу региональные, схемы расчленения английской и швабско-франконской юры, созданные У. Кониби-

ром и У. Филлипсом и Л. Бухом (Леонов, 1973). Юрусное расчленение юрской системы было предложено А. д'Орбиньи (d'Orbigny, 1842—1851, 1852) независимо от уже существовавшего деления на отделы. Выделение ярусов основывалось на катастрофистско-креационистской концепции. Ярусы, по д'Орбиньи, представляли собой синхронные планетарные образования, разделенные несогласиями, обусловленными мировыми катаклизмами, и обладающие только им присущим набором остатков организмов, вновь творимых после каждой катастрофы. Однако реально в основе ярусов лежала последовательность отложений и фаун, наблюдаемых в Западной Европе.

Границы отделов в исходных английской и немецкой схемах не совпадали между собой. Не совпадали они и с границами ярусов, по д'Орбиньи. А. Оппель (Oppel, 1856—1858) на основе созданного им зонального метода стратиграфической корреляции впервые детально сопоставил юрские отложения Северо-Западной Европы и в итоговой таблице дал согласованную схему расчленения юры на отделы, ярусы и зоны. Для этого он частично изменил первоначальное положение верхней границы среднего отдела и границы тоарского и байосского ярусов.

Ярусы, по д'Орбиньи, обладали чертами хроностратиграфического, геонисторического и биостратиграфического подразделения. После победы эволюционистских воззрений в конце XIX — начале XX столетия на первый план стало выступать именно геонисторическое и биостратиграфическое содержание понятия «ярус». Это привело к тому, что синхронным отложениям различных фаций и биогеографических провинций стали присваивать самостоятельные названия ярусов, а также к произвольному изменению границ ярусов (а следовательно, и отделов), исходя из местных и региональных особенностей геологического строения.

Развитие методов стратиграфической корреляции и накопление геологической информации сделали возможным прослеживание достаточно детальных изохронных подразделений на большей части территории земного шара. Ярусы вновь приобрели хроностратиграфическое значение. Изученность фанерозойских отложений континентов и развития органического мира в фанерозое такова, что позволяет отрицать планетарно выраженные синхронные, мгновенные с геологической точки зрения, рубежи в истории геологического развития и эволюции органического мира. Следовательно, планетарные изохронные границы могут быть только условными, выбранными из множества естественных рубежей, проявляющихся на ограниченной территории.

Исторически сложилось так, что этими условными рубежами стали границы определенных, преимущественно западноевропейских региональных подразделений. Для принятия западноевропейской схемы расчленения юрских отложений в качестве основы международного хроностратиграфического стандарта необходимы ее стабилизация и утверждение международным компетентным ор-

ганом. Эта работа еще не закончена, а принятые решения не всегда удовлетворительны.

В. Аркелл (Arkell, 1946), который первым четко сформулировал идею о необходимости стандартизации расчленения западно-европейской юры и принятия его как международного эталона, при отборе подразделений и определении их границ исходил из приоритета установления подразделения и пригодности и удобства его использования в практической деятельности. Рассмотрим с этих, по-видимому единственно приемлемых в настоящее время, позиций существующие точки зрения о положении границы нижнего и среднего отделов.

В первой согласованной схеме расчленения юрских отложений Западной Европы А. Оппель (Orpel, 1858) принял границу нижнего и среднего отделов юрской системы, по Л. Буху, проводя ее между установленными им зонами *Ammonites jurense* и *Am. torulosus*, что соответствовало границе «черной» и «бурой» юры Южной Германии и «нижнего оолита» и «лейаса» Англии. При этом он совместил с границей нижнего и среднего отделов границу тоарского и байосского ярусов, по А. д'Орбиньи.

В первом упоминании в литературе тоарского и байосского ярусов А. д'Орбиньи привел для них неточные списки ископаемых, уровни распространения которых на деле частично перекрывают друг друга. Стратотип тоарского яруса, указанный д'Орбиньи, включает интервал от хронозоны *Tenuicostatum*¹ до хронозоны *Oralinum* включительно (Gabilly, 1964). Стратотип байосского яруса начинается снизу отложениями хронозоны *Sauzei* (Riout, 1964), т. е. интервал слоев от хронозоны *Scissum* до хронозоны *Sowerbyi* в стратотипах д'Орбиньи оказался незафиксированным. А. Оппель, совмещая границу тоарского и байосского ярусов, уменьшил объем первого из них, исключив из него отложения, соответствующие хронозоне *Oralinum*.

В 1864 г. К. Майер-Эймар предложил выделить в составе юрской системы ааленский ярус в объеме от слоев с *Ammonites torulosus* внизу до слоев с *Ammonites sowerbyi* сверху. Последние в 1874 г. он исключил из состава ааленского яруса, который стал ограничиваться сверху слоями с *Ammonites murchisonae*. В отличие от других ярусных названий, предложенных для юрской системы Майер-Эймаром, ааленский ярус, заполнивший пробел между тоарским и байосским ярусами, по д'Орбиньи, широко вошел в практику.

Э. Ог (Haug, 1892, 1911) увеличил объем ааленского яруса, включив в него зоны *Dumortieria pseudoradiosa*, *Naugoceras oralinum*, *H. murchisonae* и *H. consavum*, и отнес ааленский ярус к нижнему отделу. Несмотря на то что концепция Ога противоречи-

ла первоначальному определению границ как отделов, так и ярусов, она была широко принята во Франции и за ее пределами (Цагарели, 1962, 1970; Ростовцев, 1968).

Противоречие, возникшее между первоначальным определением границы нижнего и среднего отделов и изменением объема ааленского яруса, различными исследователями разрешалось по-разному. Л. Спэт (Spath, 1936) и впоследствии В. Аркелл (Arkell, 1956) предложили исключить ааленский ярус из шкалы юрской системы, а границу нижнего и среднего отделов проводить между тоарским и байосским ярусами, как это было предложено еще А. Оппелем. Г. Я. Крымгольц (1942, 1957) и позднее Е. Е. Мигачева (1957) предлагали разделить ааленский ярус на два подъяруса или самостоятельных яруса и проводить границу отделов между ними на уровне границы зон *Leioceras oralinum* и *Ludwigia murchisonae* (в интерпретации этих зон Огом). Этим достигалось соответствие рассматриваемой границы верхней границе тоарского яруса в первоначальном определении последнего, но нарушался приоритет в проведении границ отделов.

Люксембургский коллоквиум 1962 г. рекомендовал сохранить ааленский ярус в объеме, предложенном К. Майер-Эймаром в 1874 г., — от хронозоны *Oralinum* до хронозоны *Consavum* включительно. В отношении границы нижнего и среднего отделов коллоквиум принял двусмысленное решение: ааленский ярус был включен в «доггер», в то же время границу нижнего и среднего отделов было рекомендовано проводить между хронозонами *Consavum* и *Sowerbyi*, относя тем самым ааленский ярус к нижней юре.

Это решение противоречит приоритету Л. Буха и А. Оппеля в установлении границы отделов. Поэтому наиболее приемлемой представляется рекомендация Юрской комиссии МСК СССР (Крымгольц и др., 1964), согласно которой предлагается сохранить ааленский ярус как широко вошедший в геологическую практику в объеме от хронозоны *Oralinum* до хронозоны *Consavum* включительно и рассматривать этот ярус в составе среднего отдела. Эта рекомендация соответствует приоритету Л. Буха в проведении границы нижнего и среднего отделов, определению верхней границы тоарского яруса А. Оппелем и определению ааленского яруса К. Майер-Эймаром в 1874 г.

А. Оппель (Orpel, 1858) в своей итоговой таблице провел границу среднего и верхнего отделов юрской системы между батским и келловейским ярусами, по А. д'Орбиньи. Концепция Оппеля, близкая к первоначальной английской схеме Конибира и Филлипса, была принята геологами Англии, Франции, России и большинства других стран. Немецкие авторы при расчленении юры Германии шкалу ярусов, по д'Орбиньи, как правило, не использовали, принимая подразделения Ф. А. Квеншдета, и проводили границу среднего и верхнего отделов в соответствии с расчленением Л. Буха в основании «белой юры», т. е. между нижним и средним окс-

¹ Здесь и далее в качестве хронозон приняты стандартные зоны Северо-Западной Европы: нижней юры — по Deap, Donovan, Howarth, 1961; средней и верхней юры — по Аркеллу, 1961.

фордом в современной номенклатуре (между хронозонами *Cordatum* и *Transversarium*).

В. Аркелл (Аркелл, 1961; Arkell, 1956), исходя из приоритета Л. Буха, предложил включить келловейский ярус в средний отдел юрской системы и проводить границу отделов по его кровле. Предложение Аркелла было поддержано Люксембургским коллоквиумом 1962 г.

Ссылка на приоритет Л. Буха в данном случае сомнительна. Схема Л. Буха была не первой, а одной из первых, и схема расчленения английской юры У. Конибира и У. Филлипса обладает перед ней бесспорным приоритетом. Если строго следовать приоритету Конибира и Филлипса или Буха, то границу среднего и верхнего отделов нужно проводить внутри либо келловейского, либо оксфордского яруса. Признание целостности этих ярусов несовместимо с сохранением приоритета любого из этих авторов. Поскольку В. Аркелл и принимающие его точку зрения специалисты сохраняют келловейский и оксфордский ярусы, то речь идет не о соблюдении приоритета, а о «разумном компромиссе», о согласовании схемы Буха со шкалой ярусов, по д'Орбиньи.

Смысл правила приоритета заключается в строгом следовании первоначальному определению. Однако если исходить из существующего положения, что отдел составляет сумму целых ярусов, а не их частей (высшая категория иерархического ряда составляет целую сумму низших категорий), то строгое соблюдение приоритета Конибира и Филлипса, Буха и д'Орбиньи оказывается невозможным из-за несовпадения границ установленных ими подразделений. Невозможность сохранения приоритета этих первых авторов ни в коем случае не означает отказа от обязательного соблюдения правила приоритета, а заставляет нас более обдуманно выбирать исходную точку в определении последнего. Этой исходной точкой, по-видимому, может быть итоговая таблица А. Опделя — первая согласованная схема расчленения западноевропейской юры на отделы и ярусы.

Все последующие ревизии границ среднего отдела, на каких бы принципах они ни основывались, сводились либо к приспособлению международной шкалы к местным особенностям строения отложений, либо к различным вариантам совмещения границ отдела и ярусов, первоначально установленных на разных уровнях. Последние, как и схема Опделя, представляют собой компромиссные решения, единственное и сомнительное «преимущество» которых — лишь более позднее появление.

Поэтому, исходя из приоритета А. Опделя и геологической практики, предлагается проводить границы среднего отдела: нижнюю по подошве ааленского яруса — по границе хронозон *Levesquei* и *Oralinum*, верхнюю по подошве келловейского яруса — по границе хронозон *Discus* и *Mascocerphulus*. Это положение границ соответствует рекомендации Юрской комиссии МСК СССР (Крымгольд и др., 1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М., ИЛ, 1961.
Крымгольд Г. Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. — «ДАН СССР», 1942, т. 37, № 7—8.
Крымгольд Г. Я. Об ааленском ярусе и границе нижнего и среднего отделов юрской системы. — «Сов. геология», 1957, № 55.
Крымгольд Г. Я. и др. К разработке единой шкалы юрской системы. — В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М., «Недра», 1964.
Леонов Г. П. Основы стратиграфии, т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
Мигачева Е. Е. К вопросу о границе нижней и средней юры. — «ДАН СССР», 1957, т. 113, № 3.
Ростовцев К. О. Нижне-среднеюрские отложения Западного Кавказа и Предкавказья. Автореф. докт. дис. М., 1968.
Цагарели А. Л. К вопросу о стратиграфических границах средней юры. — «Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, 1962.
Цагарели А. Л. К вопросу о границах средней юры в свете материалов люксембургских коллоквиумов. — «Magy. allami foldt. intez. evekon.», vol. 54, fasc. 2, 1970.
Arkell W. J. Standart of European Jurassic. — «Bul. Geol. Soc. of America», 1946, vol. 57.
Arkell W. J. Jurassic Geology of the World. Edinburg—London, 1956.
Dean W., Donovan D., Howarth M. The Liassic ammonite zones and subzones of the North-West European province. — «Bul. Brit. Mus. of Nat. Hist.», 1961, vol. 4, N 10.
Gabbilly J. Stratigraphie et Limites de l'étage Toarcien a Thouars et dans les régions voisines. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. — «C. r. et Mém. Inst. gr.-duc.», Ser. nat., phys. et math., 1964.
Haug E. Sur l'étage Aalenien. — «Bul. Soc. Géol. Fr.», 1892, ser. 3, t. 20.
Haug E. Traite de Géologie, vol. 2, fasc. 2. Paris, 1911.
Oppel A. Die Juraformation Englands Frankreichs und südwestlichen Deutschlands. — «Württ. naturwiss.», Jber. 12—14. Stuttgart, 1856—1858.
d'Orbigny A. Paléontologie Française, terrains jurassiques, vol. 1, Cephalopoda. Paris, 1842—1851.
d'Orbigny A. Cours élémentaire paléontologie et géologie stratigraphiques, vol. 2, fasc. 2. Paris, 1852.
Rioult M. Le stratotype du Bajocien. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. — «C. r. et Mém. Inst. gr.-duc.», Ser. nat., phys. et math., 1964.
Spath L. On Bajocian ammonites and belemnites from eastern Persia (Iran). — «Pal. Indica, new. ser.», 1936, vol. 22, mem. 3.

В. П. КАЗАКОВА

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ ААЛЕНСКОГО И БАЙОССКОГО ЯРУСОВ

В течение последних лет автор занимался монографической обработкой ааленских и нижнебайосских аммонитов Северного Кавказа, на основе которой рассматривались вопросы зонального расчленения соответствующих отложений в этом регионе. На фоне зонального расчленения верхней части ааленских и нижней части

нижнебайосских отложений оказалось возможным выяснить особенности смены комплексов аммонитов на границе ааленского и байосского ярусов в пределах Северного Кавказа и коснуться некоторых общих вопросов, связанных с границей указанных ярусов. Основные выводы, так же как и количественная характеристика видов аммонитов, опираются на разрезы, составленные для центральной части Северного Кавказа (рис. 1), по данным

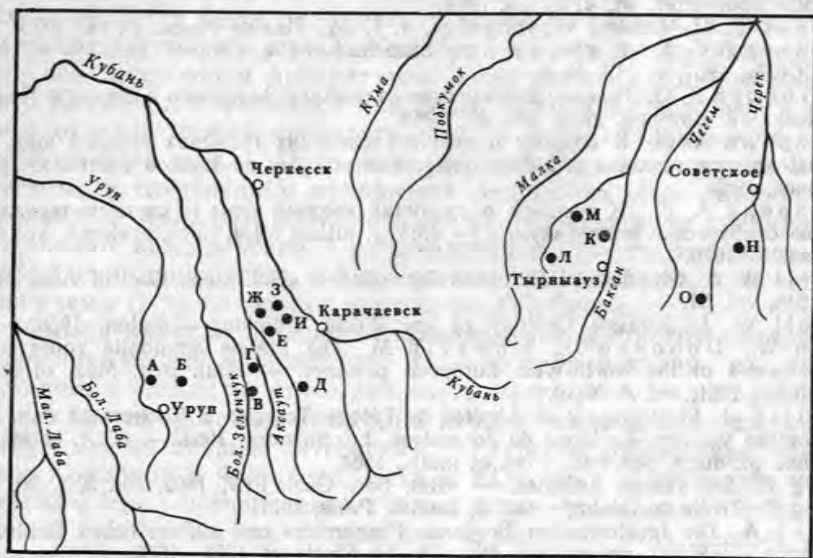


Рис. 1. Схема расположения разрезов (А—О) в центральной части Северного Кавказа

Н. В. Живаго и автора — р. Уруп (А), р. Бижгон (Б), р. Бол. Зеленчук (В), р. Хусса Кардоникская (Г), р. Аксаут (Д), р. Кардоник (Е, Ж), балка Каракент (З), р. Баксан (К); Е. Н. Меланхолиной — балка Б. Шоана (И), а также изученные Д. И. Пановым — р. Ташлысырт (Л), р. Бардаргарлыккол (М), водораздел рек Череха Балкарского и Череха Безенгийского (Н), р. Эльсу (О); для Дагестана (рис. 2), по данным Г. П. Леонова, Н. В. Живаго, Т. Н. Куницкой и автора — р. Андийское Койсу (А), Аварское Койсу (Б), сел. Кудуть (В), Аракань (Г), Ирганай (Д), р. Казикумухское Койсу (Е). Сборы аммонитов принадлежат Г. П. Леонову, Д. И. Панову, Н. В. Живаго, Н. В. Безносову, Ю. Г. Леонову, В. П. Казаковой и др.

В статье использованы названия свит в соответствии с работой Н. В. Безносова и др. (1973).

Зональным расчленением ааленских и нижнебайосских отложений на Северном Кавказе занимались ряд исследователей. Их

схемы расчленения даны в табл. 1; сопоставление схем на этой таблице дано в нашей интерпретации. За эталон в работе принято зональное деление по аммонитам, предложенное Г. Вестерманном (Westermann, 1967), как это уже было сделано Н. В. Безносовым (1975).

Согласно этому делению ааленский ярус охватывает снизу вверх зоны *Leioceras opalinum*, *Staufenia sinon*, *Ludwigia murchisonae*, *Graphoceras concavum*; байос начинается зоной *Sonninia sowerbyi* с подзонами снизу вверх: *Hyperlioceras discites*, *Sonninia sowerbyi* (*Emileia polyschides*, *Witchellia laeviuscula*).

В более ранних работах (Казакова, 1963, 1969) мы принимали за эталон зональное деление для Северо-Западной Европы В. Аркелла (Arkell, 1956).

Соотношение этих двух зональных делений, в нашем понимании, приведено в табл. 2.

Особое внимание, уделяемое в работе границе ааленского и байосского ярусов, определило выделение на Северном Кавказе наряду с зонами достаточно мелких и ограниченных в распространении биостратиграфических подразделений, которые мы назвали фаунистическими уровнями. Так как ни В. Аркелл, ни Г. Вестерманн не выделяют подобных мелких биостратиграфических единиц, для сравнения были привлечены данные других авторов по районам Португалии, юго-востока Франции (Dubar et al., 1971; Contini, 1969, 1970; Caloo, 1970).

Нижняя часть разреза ааленских образований (основная часть верхней подсвиты джигатской свиты) хорошо охарактеризована аммонитами в пределах Центрального Кавказа от р. Уруп на западе до р. Урух на востоке, на чем и основывается зональное расчленение аалена Северного Кавказа вплоть до зоны *Staufenia* (*Staufenia*) *staufensis* включительно (см. табл. 2). Аммониты верхней части ааленских и нижней части байосских отложений в междуречье Урупа и Кубани приурочены к горизонту конденсации (железисто-оолитовые и криноидные известняки в кровле джигатской свиты) и дают очень ограниченный материал для разработки зонального деления в этой части раздела. Богатый материал для этой цели начиная с зоны *Staufenia* (*Costileioceras*) *sinon*—*S.* (*Costileioceras*) *opalinoides* (см. табл. 2) был получен при изучении игатлинской и нижней части кумухской свит в междуречье



Рис. 2. Схема расположения разрезов (А—Е) в Дагестане (восточная часть Северного Кавказа)

Андийского и Казикумухского Койсу¹ Дагестана (восточная часть Северного Кавказа).

Граница аалена и тоара, которую мы здесь не будем рассматривать детально, в большинстве изученных разрезов центральной части Северного Кавказа четко фиксируется в пределах джигиатской свиты исчезновением видов тоарских родов *Dumortieria* и *Pleydellia* (комплекс I) зоны *Dumortieria pseudoradiosa* — *Pleydellia* spp. и появлением фаунистического комплекса II, представленного многочисленными видами рода *Leioceras* и редкими видами рода *Tmetoceras*. Этот комплекс позволяет сопоставить зону, его содержащую, с зоной *Leioceras opalinum* ФРГ (Westermann, 1967), как это дано в табл. 2.

Выше, хорошо выделяясь во многих разрезах джигиатской и некоторых разрезах игатлинской свит, наблюдается фаунистическая зона *Staufenia* (*Costileioceras*) *sinon* — *Staufenia* (*Costileioceras*) *opalinoides*, характеризующаяся многочисленными *Staufenia* (*Costileioceras*) *sinon* (Bayle) и часто встречающимися *Staufenia* (*Costileioceras*) *opalinoides* (Mayer) (комплекс III). Эта зона сопоставляется с зоной *Costileioceras sinon* ФРГ (Westermann, 1967) (см. табл. 2). Над рассмотренной зоной в ряде разрезов джигиатской и игатлинской свит располагается зона *Staufenia* (*Staufenia*) *staufensis*, заключающая многочисленных представителей этого вида (комплекс IV). Зона *Staufenia staufensis* сопоставляется с одноименной подзоной зоны *Ludwigia purchisonae* ФРГ (Westermann, 1967) (см. табл. 2). Над зоной *Staufenia staufensis* в единичных разрезах джигиатской и игатлинской свит наблюдается охарактеризованный обычно единичными аммонитами фаунистический уровень *Ludwigia* (*Brasilia*) *bradfordiensis* с комплексом аммонитов (V). Там, где этот уровень присутствует, его стратиграфическое положение соответствует таковому подзоны *Ludwigia bradfordiensis* зоны *Ludwigia purchisonae* зонального деления Вестерманна (Westermann, 1967) (см. табл. 2).

Выше в некоторых обнажениях игатлинской и джигиатской свит располагается фаунистический уровень *Graphoceras concavum* — *Ludwigia cognu* с бедным комплексом аммонитов (VI). В Дагестане этот комплекс приурочен к средней части игатлинской свиты и наиболее полно развит в разрезе р. Казикумухское Койсу.

Уровень *Graphoceras concavum* — *Ludwigia cognu* отвечает зоне *Graphoceras concavum* зонального деления для ФРГ (Westermann, 1967) (см. табл. 2).

Комплекс VI представлен видами: *Graphoceras* (*Graphoceras*) *concavum* (Sow.) — неск. экз.¹, *G.* (*Graphoceras*) *decorum* (Buckm.) — неск. экз., *Ludwigia* (*Ludwigella*) *cornu* (Buckm.) — неск. экз., *L.* (*Ludwigella*) *aff. micra* (Buckm.) — 1 экз., *L.* (*Lud-*

¹ На р. Казикумухское Койсу расположено сел. Цудахар (см. рис. 2).

² Неск. экз. соответствует количеству от 3 до 6. Количественная характеристика дана в соответствии с количеством экземпляров в указанных выше разрезах.

wigella) *aff. callosa* (Buckm.) — 1 экз., *Darellia concinna* Buckm. — 1 экз., *Toxolioceras walkeri* Buckm. — 1 экз., *Fontannesia grammocerooides* Buckm. — 1 экз., *Planammatoceras planinsigne* (Vac.) — 1 экз.

Обращает на себя внимание, что среди видов аммонитов этого комплекса, характерных для зоны *Graphoceras concavum* ааленского яруса западноевропейских разрезов (Buckman, 1904; Rieber, 1963; Contini, 1969, 1970), присутствуют в виде единственных экземпляров *Darellia concinna* Buckm., *Toxolioceras walkeri* Buckm., *Fontannesia grammocerooides* Buckm., свойственные нижебайосской зоне *Hyperlioceras discites* (Buckman, 1904, 1905; Arkell et al., 1957; Westermann, Riccardi, 1972).

Выше располагается зона, условно названная зоной *Hyperlioceras* spp. — *Sonninia sowerbyi*, сопоставляемая с зоной *Sonninia sowerbyi* зонального деления байосского яруса для ФРГ, по Г. Вестерманну (Westermann, 1967) (см. табл. 2). В пределах этой зоны в Дагестане выделяется несколько фаунистических уровней¹, нижним из которых является уровень *Graphoceras pulchrum* — *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. — *Fontannesia explanata*. Этот уровень располагается в верхней части игатлинской свиты в разрезах у сел. Кудутль, Аракань и Ирганай. Комплекс аммонитов (VIIa), связанный с ним, представлен видами: *Graphoceras* (*Graphoceras*) *pulchrum* (Buckm.) — мн.², *G.* (*Graphoceras*) *formosum* Buckm. — 2 экз., *G.* (*Braunsina*) *subfastigatum* sp. nov. — мн., *Pseudographoceras cf. cariniferum* Buckm. — 2 экз., *Toxolioceras aff. walkeri* Buckm. — 3 экз., *T.* spp. — мн., *Reynesella hiltermanni* (Althoff) — неск. экз., *R. irganayensis* sp. nov. — мн., *Darellia concinna* Buckm. — неск. экз., *Ludwigia* (*Ludwigella*) *aff. tenuis* Buckm. — 1 экз., *Hyperlioceras aff. discitiforme* Buckm. — 2 экз., *H.* sp. — 1 экз., *Fontannesia explanata* Buckm. — неск. экз., *Sonninia* sp. — 1 экз. Характерный облик комплексу придают многочисленные *Graphoceras* (*Graphoceras*) *pulchrum* (Buckm.), а также *G.* (*Graphoceras*) *formosum* Buckm., указанные С. Бакменом, хотя и с оговоркой «предположительно», из зоны *Hyperlioceras discites* нижнего байоса Англии (Buckman, 1904).

Значительная часть комплекса представлена видами родов и подродов *Braunsina*, *Pseudographoceras*, *Toxolioceras*, *Reynesella*, *Darellia*, *Fontannesia* Buckman, впервые указанными из впервые выделенной в основании байоса зоны *Hyperlioceras discites* Англии (Buckman, 1893, 1904, 1905). Эта стратиграфическая принадлежность перечисленных родов или подродов была подтверждена В. Аркеллом (Arkell et al., 1957). Выше, в самых верхах игатлин-

¹ Стратиграфическая последовательность выделяемых в зоне *Hyperlioceras* spp. — *Sonninia sowerbyi* фаунистических уровней не всегда устанавливается в едином разрезе, а иногда получена при сопоставлении между собой ряда разрезов; маркирующим горизонтом при этом сопоставлении являлись линзовидные песчаники основания кумухской свиты.

² Мн. соответствует количеству экземпляров более 6.

ской свиты в разрезе у с. Кудутль, располагается фаунистический уровень *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. Комплекс аммонитов (VIIб), связанный с этим уровнем, представлен *Toxolioceras* spp. — мн., *T. mundum* Buckm. — 1 экз., *Reynesella irganayensis* sp. nov. — 2 экз., *Darellia lepida* Buckm. — 1 экз. Условно в составе этого комплекса мы рассматриваем аммониты, встреченные в верхней части игатлинской свиты в разрезах р. Аварское Койсу у с. Датуна и р. Казикумухское Койсу у с. Цудахар. Таким образом, комплекс VIIб пополняется следующими видами: *Toxolioceras walkeri* Buckm. — мн., *Reynesella hiltermanni* (Althoff) — мн., *R. juncta* Buckm. — 1 экз., *R.?* cf. *lineata* Buckm. — 1 экз., *Darellia* cf. *planaris* Buckm. — 1 экз., *Hyperlioceras?* — неск. экз., *Graphoceras* aff. *debile* Buckm. — 1 экз., *Ludwigia* (*Ludwigella*) *micra* (Buckm.) — 1 экз., *L. decipiens* Buckm. — 1 экз., *Sonninia multispinata* Buckm. — 1 экз., *Docidoceras* sp. — 1 экз., *Bradfordia* sp. — 1 экз. Рассматриваемый комплекс VIIб характеризуется почти тем же родовым составом, что и комплекс VIIа. Однако количественные соотношения между видами различных родов значительно меняются, и прежде всего резко сокращается число видов рода *Graphoceras* в результате исчезновения *Graphoceras* (*Graphoceras*) *pulchrum* Buckm., *G.* (*Graphoceras*) *formosum* Buckm. и *G.* (*Braunsina*) *subfastigatum* sp. nov. Увеличивается число представителей некоторых видов байосских родов *Toxolioceras* и *Reynesella*. Сохраняются единичные виды в основном ааленского подрода *Ludwigella*. Род *Hyperlioceras* представлен неопределимыми до вида несколькими экземплярами; в единственном числе появляются представители двух байосских родов *Docidoceras* и *Bradfordia* (Arkell et al., 1957), а также байосский вид *Sonninia multispinata* Buckm. (Buckman, 1891; Arkell, Playford, 1954).

Выше следует уровень *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. — *Hyperlioceras* spp. с комплексом аммонитов VIIв. Этот комплекс приурочен примерно к средней части линзовидных песчаников, располагающихся в основании кумухской свиты в разрезе у с. Аракань, а также у с. Ирганай (см. рис. 2), и представлен следующими видами: *Hyperlioceras* spp. — мн., *H. desori* (Moesch) — мн., *H. aff. discites* (Waag.) — неск. экз., *Toxolioceras?* *toxerum* (Buckm.) — 2 экз., *T.?* *subtilicostum* (Krimh.) — 2 экз., *Reynesella hiltermanni* (Althoff) — мн., *R. irganayensis* sp. nov. — неск. экз., *Graphoceras* (*Braunsina*) *subfastigatum* sp. nov. — 1 экз., *G. aff. debile* Buckm. — 2 экз., *Ludwigia* (*Ludwigella*) aff. *micra* (Buckm.) — 2 экз., *L. decipiens* (Buckm.) — 2 экз., *Fontannesia?* sp. — 2 экз., *Sonninia* sp. — 1 экз., *Witchellia* aff. *laeviuscula* (Sow.) — неск. экз.

В этом комплексе продолжают существовать нижебайосские роды *Toxolioceras*, *Reynesella*, подрод *Braunsina*, вид *Graphoceras* aff. *debile*, род *Fontannesia*, как ааленский, так и нижебайосский подрод *Ludwigella* и род *Sonninia*. Увеличивается количество представителей рода *Hyperlioceras*, хотя типичные *Hyperlioceras*

discites отсутствуют; появляются виды нижебайосского рода *Witchellia*.

Выше следует фаунистический уровень *Hyperlioceras discites* — *Hyperlioceras* spp. — *Toxolioceras* spp., располагающийся в кровле линзовидных песчаников кумухской свиты в разрезе по р. Аварское Койсу у с. Датуна.

Комплекс аммонитов (VIIг), связанный с этим уровнем, представлен видами: *Hyperlioceras discites* (Waag.) — неск. экз., *H. oclusum* Buckm. — неск. экз., *H. desori* (Moesch) — 2 экз., *Toxolioceras mundum* Buckm. — 2 экз., *T. aff. mundum* Buckm. — 1 экз., *T. walkeri* Buckm. — 1 экз. Как видно, из этого комплекса совершенно исчезли представители рода *Reynesella*, а также рода *Ludwigia*, в том числе и подрода *Ludwigella*. Широко развиты нижебайосские *Hyperlioceras discites* (Waag.) и другие виды этого рода, а также виды рода *Toxolioceras*.

Над рассмотренным уровнем в разрезе у с. Аракань, вероятно, несколько выше кровли линзовидных песчаников кумухской свиты, располагается фаунистический уровень *Sonninia sowerbyi* — *Witchellia laeviuscula* с комплексом аммонитов VIIд, который составляют следующие виды: *Sonninia sowerbyi* (Mill.) — 1 экз., *Witchellia laeviuscula* (Sow.) — 1 экз., *Witchellia corrugata* (Sow.) — 1 экз., *Witchellia deltafalcata* (Qu.) — 1 экз., *Graphoceras* sp. — 1 экз. В этом комплексе отсутствуют виды рода *Hyperlioceras*, свойственного нижней подзоне зоны *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса ФРГ (Westermann, 1967). Как уже указывалось, комплекс представлен видами родов *Sonninia* и *Witchellia*, характеризующих, по свидетельству Г. Вестерманна, две верхние подзоны упомянутой выше зоны в ФРГ.

Таким образом, в Дагестане в верхней части игатлинской свиты и нижней части кумухской свиты снизу вверх происходит постепенная и последовательная замена видов рода *Graphoceras*, распространяющаяся как в верхах аалена, так и в низах байоса, нижебайосскими родами *Toxolioceras*, *Reynesella*, *Darellia*¹, которые (кроме рода *Toxolioceras*) затем постепенно замещаются нижебайосским родом *Hyperlioceras*. Последний, вероятно, уступает место видам родов *Sonninia* и *Witchellia*, что, однако, требует проверки. Сходная картина наблюдалась Б. Калоо (Caloo, 1970) в районе Динья (департамент Нижние Альпы, юго-восток Франции). Этот автор отмечает, что постепенная замена фауны *Graphoceras* фауной *Hyperlioceras* хорошо иллюстрирует переход аалена в байос.

Сравнивая зональное расчленение, предложенное Б. Калоо, с таким Северного Кавказа, отметим, что уровень *Graphoceras concavum* — *Ludwigia согни* Северного Кавказа отвечает горизонту *Graphoceras concavum* в схеме расчленения, разработанной Б. Ка-

¹ В Дагестане единственные экземпляры вида *Toxolioceras walkeri* Buckm. и вида *Darellia concinna* Buckm. встречены вместе с *Graphoceras concavum* в комплексе VI.

лоо. Уровень *Graphoceras pulchrum* — *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. — *Fontannesia explanata* с комплексом аммонитов VIIa, уровень *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. с комплексом аммонитов VIIб, уровень *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. — *Hyperlioceras* spp. с комплексом аммонитов VIIв Дагестана в общих чертах отвечают горизонту *Graphoceras limitatum*, выделяемому Б. Калоо (Caloo, 1970) в районе Диня. Комплекс аммонитов VIIa хотя содержит и несколько более молодые элементы, близок в ассоциации аммонитов, приуроченной к нижней части горизонта *Graphoceras limitatum* района Диня, характеризующейся видами рода *Graphoceras*, близкими к *Graphoceras limitatum*, в том числе *Graphoceras pulchrum* и *Graphoceras formosum*. Комплекс аммонитов VIIб и VIIв близки к ассоциации аммонитов, располагающейся в кровле горизонта *Graphoceras limitatum*, где, по свидетельству Б. Калоо (Caloo, 1970), развиваются *Toxolioceras walkei*, виды рода *Hyperlioceras*, в том числе и *Hyperlioceras discites*. Комплекс VIIг рассматриваемого региона, а возможно, и комплекс VIIд отвечают ассоциации аммонитов зоны *Hyperlioceras discites*, выделяемой Б. Калоо. Однако указанный автор рассматривает горизонт *Graphoceras limitatum* в составе зоны *Graphoceras concavum* ааленского яруса, в то время как мы рассматриваем соответствующие этому горизонту фаунистические уровни Дагестана в составе зоны *Hyperlioceras* spp. — *Sonninia sowerbyi* байосского яруса (см. табл. 2). Свою точку зрения мы обоснуем ниже.

Менее близкая, но в некоторых чертах сходная картина наблюдалась на границе аалена и байоса в Португалии, где предполагаемые аналоги наших фаунистических уровней с комплексами аммонитов VIIa, VIIб, VIIв включены в зону *Hyperlioceras discites* байоса (Dubar et al., 1971; Mouterde, 1971). Д. Контини (Contini, 1969, 1970) во Франш-Конте (юго-восток Франции) выделил горизонт *Graphoceras formosum* с комплексом аммонитов, близким к комплексу аммонитов VIIa Дагестана. Выделенный горизонт Контини рассматривал в составе подзоны *Hyperlioceras discites* нижнего байоса на основании того, что в Португалии на этом уровне появляются первые *Sonninia* (Contini, 1969, 1970). В 1971 г. этот исследователь вместе с С. Элми и другими авторами (Mouterde et al., 1971) поместил подзону *Graphoceras formosum* — *Graphoceras limitatum* в верхнюю часть зоны *Graphoceras concavum* ааленского яруса Франции, приняв, что род *Graphoceras* угасает в конце аалена и замещается в основании байоса родами *Hyperlioceras* и *Sonninia*.

Как видно из вышесказанного, в ряде районов, в том числе и в Дагестане, на границе ааленского и байосского ярусов наблюдаются переходные слои, содержащие как виды рода *Graphoceras*, не близкие к ааленскому *Graphoceras concavum*, так и виды некоторых нижнебайосских родов. Эти переходные слои рассматриваются то в составе зоны *Graphoceras concavum* аалена, то в

составе зоны *Hyperlioceras discites* байоса, в результате чего вопрос о границе между названными ярусами решается различными авторами по-разному. Сравнение с зональным делением, принятым на эталон (Westermann, 1967), ответа на этот вопрос не дает, так же, как и привлечение данных по строению стратотипического разреза ааленского яруса близ г. Алена (ФРГ) (Маивеиде, 1962).

При решении этого вопроса следует взять за основу объем зоны *Hyperlioceras discites* так, как его понимал автор этой зоны С. Бакмен (Buckman, 1893, 1904, 1905), указавший из нее довольно многочисленные виды рода *Graphoceras*. С этой точки зрения среди аналогичных горизонтов прежде всего горизонт *Graphoceras formosum*, содержащий, по свидетельству выделившего его автора (Contini, 1969), графоцератиды, свойственные зоне *Hyperlioceras discites* Англии, должен быть включен в основание этой зоны байоса.

Переходя к границе между ааленским и байосским ярусами в Дагестане, укажем, что в свете вышесказанного мы ее проводим между уровнем *Graphoceras concavum* — *Ludwigia cornu* (фаунистический комплекс VI) и уровнем *Graphoceras pulchrum* — *Toxolioceras* spp. — *Reynesella* spp. — *Fontannesia explanata* (фаунистический комплекс VIIa) (см. табл. 2) со всеми следующими отсюда выводами о сопоставлении этого последнего с соответствующими горизонтами различных районов Западной Европы (см. табл. 2).

ЛИТЕРАТУРА

- Безносоев Н. В. Региональные стратиграфические схемы нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа и запада Средней Азии и теоретические основы их разработки. Автореф. докт. дис. Л., 1975.
- Безносоев Н. В. и др. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М., «Недра», 1973.
- Казакова В. П. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1956, т. 31 (6).
- Казакова В. П. Некоторые вопросы зонального расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 38 (5).
- Казакова В. П. *Staufenia staufensis* Oepel из ааленских отложений Северного Кавказа. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 44 (4).
- Крымгольц Г. Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. — «ДАН СССР», 1942, т. 32, № 7—8.
- Крымгольц Г. Я. Об ааленском ярусе и границе нижнего и среднего отделов юрской системы. — «Сов. геология», 1957, № 55.
- Крымгольц Г. Я. Биостратиграфическая схема расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа по аммонитам. Автореф. докт. дис. Л., 1962.
- Мигачева Е. Е. Аммоноидеи ааленского яруса Северо-Западного Кавказа. — «Зап. геол. отд. Харьковского ун-та», 1962, т. 15.
- Нудубидзе К. Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси, 1966.
- Ростовцев К. О. Нижне- и среднеюрские отложения Западного Кавказа и Предкавказья. Автореф. докт. дис. Л., 1968.

- Althoff W. Die Ammonitenzonen der oberen Ludwigienschichten von Bielefeld. — «Palaeontographica». Bd 92, Abt. O, Paläozool.-Stratigr., Lfg. 1—2. Stuttgart, 1940.
- Arkell W. J. Jurassic geology of the world. Edinburgh, 1956.
- Arkell W. J., Playford P. E. The bajocian ammonites of Western Australia. — «Phil. Trans. Roy. Soc. London», Ser. B, 1954, vol. 237.
- Arkell W. J. et al. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea, 1957.
- Buckman S. S. A monograph of the Ammonites of the Inferior Oolite Series. — «Paleontogr. Soc.». London, 1887—1907.
- Buckman S. S. The Bajocian of the Sherborne district, its relation to subjacent and superjacent strata. — «Quart. J. Geol. Soc.», 1893, vol. 49, p. 4, N 196.
- Buckman S. S. On the grouping of some divisions of so-called «Jurassic» time. — «Quart. J. Geol. Soc.», 1898, vol. 54.
- Buckman S. S. Type ammonites, vol. 1—7, 1909—1930.
- Caloo B. Biostratigraphie de l'Aalénien et de la base du Bajocien dans la région de Digne (Basses-Alpes, France). — «Comptes Rendus, Ac. Sc. Paris», Ser. D, 1970, vol. 271, N 22.
- Contini D. Les Graphoceratidae du Jura franc-comtois. — «Ann. sci. de l'Univ. de Besançon», 3e Sér Géol., fasc. 7, 1969.
- Contini D. L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. Étude stratigraphique. — «Ann. sci. de l'Univ. de Besançon», 3e Sér Géol., fasc. 11, 1970.
- Dubar G. et al. Divisions et limites de l'Aalénien (sud-est de la France et quelques régions méridionales). Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967. — «Mém. B. R. G. M. Fr.», 1971, N 75.
- Maubeuge P. L. La question de l'étage Aalénien et son stratotype. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962, Volume des Comptes Rendus et Mémoires publié par l'Institut grandducal, Section des Sciences naturelles physiques et mathématiques. Luxembourg, 1964.
- Mouterde R. Le Lias du Portugal vue d'ensemble et division en zones. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967. — «Mém. B. R. G. M. Fr.», 1971, N 75.
- Mouterde R. et al. Les zones du Jurassique en France. Extrait du «Comptes Rendus Sommaire des Séances de la Société géologique de France», 1971, fasc. 6.
- Rieber H. Ammoniten und Stratigraphie des Braunjura B der Schwäbischen Alb. — «Palaeontographica». Bd 122, Abt. A, Paläozool.-Stratigr., Lfg. 1—3, 1963.
- Spiegler W. Graphoceratidae des Ober-Aalenium (Jura, N.-W. Deutschland). — «Mitt. aus dem Geol. Staatsinstitut in Hamburg», N. 35, Hamburg, 1966.
- Westermann G. E. G. Lexique stratigraphique International. Vol. 1, Europe, fasc. 5, Allemagne, fasc. 5, f. 2, Jurassique moyen (Alpes exclues), 1967.
- Westermann G. E. G., Riccardi A. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the argentine-chilean Andes. Part 1. Hildocerataceae. — «Palaeontographica», Bd 140, Abt. A, Paläozool.-Stratigr., Lfg. 1—3, 1972.

Д. П. НАЙДИН

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ БЕЛЕМНИТИД

В верхнемеловых отложениях СССР распространены белемнитиды, принадлежащие семействам *Belemnopsidae* Naef (сеноман) и *Belemnitellidae* Pavlow (сеноман — маастрихт). Остатки белемнитов обычно представлены лишь рострами, крайне редко сохраняются фрагмоконы.

Наиболее многочисленны и разнообразны белемнитиды в пределах северной полосы Европейской палеобиогеографической области (ЕПО), охватывающей южные и центральные участки Русской платформы, Северное Приаралье, юг Западной Сибири. В ряде районов Русской платформы остатки макрофауны представлены почти исключительно рострами белемнитов, и последние часто являются основой для расчленения и сопоставления разрезов.

В южной полосе ЕПО, включающей Карпаты, Крым, большую часть Кавказа, Мангышлак, Туаркыр, западный Копетдаг, запад Средней Азии, ростры белемнитид местами довольно обычны (например, на Мангышлаке), но в целом их значительно меньше, чем на севере, их «удельное значение» для стратиграфии резко снижается.

Белемнителлиды достаточно обычны и на южных участках Бореальной палеобиогеографической области (БПО), охватывающей низовья Оби и Енисея, бассейн Хатанги. В пределах Средиземноморской палеобиогеографической области находки ростров белемнителлид исключительно редки; более часты здесь белемнопсиды. Полностью отсутствуют позднемеловые белемнитиды на востоке СССР, тем самым подчеркивая установленное по аммонитам и другим ископаемым своеобразие Тихоокеанской палеобиогеографической области.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ БЕЛЕМНИТЕЛЛИД

Ростры белемнитид либо равномерно распределены по площади и в разрезах верхнего мела, либо образуют массовые скопления. Приуроченность ростров к определенным фациям не отмечается (Найдин, 1969; Christensen, 1976b). Это связано с тем, что позднемеловые белемнитиды, как и многие современные головоногие моллюски, обитали в открытом море, были хорошими пловцами. После смерти животных ростры могли быть погребены в самых различных осадках — так образовывались рассеянные местонахождения ростров. Скопления ростров (в косослоистых песках нижнего маастрихта Северского Донца у с. Крымского, в писчем мелу близ Шиловки на Волге и в некоторых других пунктах), очевидно, возникали в результате массовой гибели животных, например после нереста, как это характерно для многих современных кальмаров (Найдин, 1969).

Указанная особенность распределения позднемеловых белемнитов в разрезах отличает их от более древних (юрских и раннемеловых) белемнитид, для многих представителей которых отмечается связь с фациями (см. литературный обзор по этому вопросу в статье В. А. Густомесова, 1976).

Пространственное распространение белемнитов определялось главным образом влиянием климатического фактора (Найдин, 1954, 1965, 1969, 1973). Это доказывается отчетливо выраженными субширотными (запад-северо-запад — восток-юго-восток) простирающимися полосами распространения белемнитов в пределах ЕПО.

Значительное влияние на расселение белемнитов оказывали глубины бассейна, составляющего собственно ЕПО. Некоторые признаки строения ростров, характер их прижизненных и посмертных повреждений, особенности захоронения, а также данные изотопной палеотермометрии показывают, что белемнителлиды были обитателями эпиконтинентальных морей на глубинах порядка 100—200 м и при температурах около 12—17° (Найдин, 1969). Большие глубины для них, как и для ряда современных головоногих (например, сепий), представляли непреодолимые преграды. Отсутствие белемнитов в туроне и коньяке юго-запада Русской платформы, возможно, обусловлено существованием здесь в эти века значительных глубин, не благоприятных для обитания белемнитов.

В ряде случаев расселение белемнитов контролировалось крупными течениями. В частности, крупные северные течения, существовавшие на востоке Русской платформы во вторую половину поздне меловой эпохи, с одной стороны, облегчали проникновение на юг некоторых бореальных форм (*Oxytoma tenuicostata* Roem., *Actinocamax laevigatus* Arkh. и др.), а с другой — возможно, являлись преградой для распространения на восток представителей подрода *Goniotoothis*.

Кроме перечисленных трех факторов, которые были рассмотрены в наших предыдущих работах (Найдин, 1954, 1965, 1969, 1973), в отдельных случаях расселение поздне меловых белемнитов, по-видимому, связывалось с действием и иных причин.

Так, возможно, что в пространственном распространении поздне меловых белемнитов значительная роль принадлежала водным массам, формировавшимся в пределах отдельных участков единого морского бассейна ЕПО. Так, представители *Goniotoothis* s. s. (сантон — нижний кампан) многочисленны на северо-западе Европы, обычны в Польше и Западной Украине. Значительно реже их ростры встречаются в Донбассе и на Дону, исключительно редко в Крыму. Восточнее они совершенно неизвестны, хотя субширотный климатический пояс остается тот же. Можно предполагать, что гониотейтисы являются показателями обширной водной массы, образовавшейся на западе и юго-западе морского бассейна ЕПО. В восточных участках бассейна физико-химические параметры воды были неблагоприятными для обитания гониотейтисов, водная масса здесь была иной.

В литературе появились попытки привлечь для объяснения возникающего в ряде случаев своеобразия в пространственном распределении морских организмов прошлого действие установленно-го океанологами в современных океанах механизма апвеллин-

га (подъема глубинных холодных вод у берегов в результате сгонного действия ветра и течений). Воздействием этого фактора объясняется, в частности, своеобразный («бореальный») облик фауны поздне меловых аммонитов бассейна Тарфая (Марокко) (Einsele, Wiedmann, 1975) и различия в фауне поздне меловых белемнитов Ирландии и Англии (Reid, 1976). Возникновение палеоапвеллинга Р. Рейд связывает с расширением Атлантического океана и появлением глубоководной океанической впадины.

Если действие апвеллинга на крайнем западе ЕПО вполне реально, так как там, несомненно, соприкасались глубоководные и мелководные зоны, то в пределах остальной части ЕПО возникновение этого явления вряд ли было возможно. Предположения Ф. Баннера (Banner, 1972, текст, фиг. 1) о двух зонах апвеллинга в бассейне, занимавшем Русскую платформу в поздне меловую эпоху, представляются малообоснованными.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ БЕЛЕМНИТЕЛЛИД

До сеномана доживают последние представители сем. Belemnopsidae Naef, принадлежащие родам *Parahibolites* Stolley и *Neohibolites* Stolley. Парагиболиты изредка встречаются в основании сеномана юго-запада Русской платформы и Крымско-Кавказской области. Значительно более многочисленные неогиболиты распространены в сеномане южной части ЕПО (юго-запад Русской платформы, Крым, Кавказ, Закаспий), а также в Средиземноморской области. Для нижнего сеномана (зона *Mantelliceras mantelli*, по трехчленной схеме деления яруса) характерны ростры *N. menjailenkoi* Gustom., а для нижней части среднего сеномана (зона *Acanthoceras rhotomagense*) ростры *N. ultimus* Orb. В Крыму в нижней части среднего сеномана найдены ростры *N. repentinus* Naid. et Aleks., несущие некоторые признаки, характерные для белемнителлид (Найдин, Алексеев, 1975).

В связи с выяснением родственных взаимоотношений ранних белемнителлид с другими белемнитидами интерес представляет определение места рода *Belemnocamax* Crick (Crick, 1910, с. 360), единственный вид которого *Blc. boweri* Crick из сеномана Англии обладает очень коротким (1—2 см), резко коническим ростром отчетливо треугольного сечения с широкими спинно-боковыми бороздками. Г. Крик полагал, что *Blc. boweri* может быть связующим звеном между неогиболитами и поздне меловыми белемнитидами. Э. Штоллей (Stolley, 1927, с. 50) условно относил этот род к белемнителлидам, отмечая, что общий облик его ростров напоминает патологические формы. Последнее допущение кажется вероятным (его, в частности, разделяет Ю. А. Елецкий (Jeletzky, 1946)). Однако нужно иметь в виду, что современные английские авторы (Peake, Hancock, 1961) указывают редкие ростры *Blc. bo-*

weri из сеноманских отложений Йоркшира, Линкольншира и Норфолка. Если это действительно не уродливые ростры, то в таком случае необходимо задуматься о положении *Belemnocamax* в системе белемнитид. В. К. Кристенсен (Christensen, 1976b, с. 117), признавая валидность этого рода, тем не менее не относит его ни к одному из известных семейств белемнитид.

В составе исключительно поздне мелового семейства Belemnitellidae Pavlow различают следующие роды и подроды (рис. 1): *Actinocamax* Miller (подроды *Actinocamax*, *Praeactinocamax* Naid., *Paractinocamax* Naid.), *Goniot euthis* Bayle (подроды *Goniot euthis* и *Goniocamax* Naid.), *Belemnello camax* Naid., *Belemnitella* Orbigny, *Belemnella* Nowak (подроды *Belemnella* и *Neobelemnella* Naid.), *Fusiteuthis* Kongiel (Найдин, 1965).



Рис. 1. Стратиграфическое распространение родов и подродов Belemnitellidae Pavlow

Указанные роды и подроды представляют филогенетические линии (ряды) развития. Наиболее древняя линия (сеноман — ранний турон), происходящая от неогиболитов (см. ранее о *N. repentinus*), выделена в подрод *Praeactinocamax*: *Pr. primus* Arkh. — *Pr. plenus* Blv. С ней родственен связан подрод *Paractinocamax* (поздний сантон — ранний кампан), а также линия «мелких актинокамаксов», составляющих подрод *Actinocamax*. Эти три подрода образуют род *Actinocamax*, для которого характерно развитие альвеолярного излома.

Белемнителлиды с хорошо развитой псевдоальвеолой и часто с сохранившейся брюшной щелью составляют род *Goniot euthis*. Ранние представители гониотейтисов (турон — ранний сантон) выделены в подрод *Goniocamax*, генетически связанный с преактинокамаксами. Гоннокамаксы образуют две линии развития: первую, составленную подвидами вида *Goniocamax westfalicus* Schlüt. и приводящую к образованию подрода *Goniot euthis*, и вторую, начинающуюся в туроне видом *Gon. intermedius* Arkh., затем

продолжающуюся подвидами вида *Gon. lundgreni* Stoll. и приводящую к возникновению белемнителл. К какой из двух линий развития гониокамаксов принадлежат *Gon. planus* Machlin и *Gon. coronatus* Machlin из верхнего турона Поволжья (Махлин, 1965), пока не ясно. В. З. Махлин включает *Gon. planus* в первую линию развития.

Подрод *Goniot euthis* (сантон — нижний кампан) составлен непрерывным рядом форм: *G. granulata prae granulata* Naid. — *G. g. granulata* Blv. — *G. g. quadrata* Stoll. — *G. quadrata quadrata* Blv.

Белемнителлиды второй половины позднего мела (сантон — маастрихт), относимые к родам *Belemnitella* и *Belemnella*, характеризуются хорошо сохранившимися альвеолой и брюшной щелью. Прimitивные представители *Belemnitella* (*B. propinqua* Mob.) связаны с гониокамаксами. В целом род образован тесно связанными друг с другом формами. Очень четко выделяется линия сантонских — раннекампанских форм: *B. propinqua propinqua* Mob. — *B. pr. mirabilis* Arkh. — *B. pr. rylskiana* Nik. — *B. praecursor praecursor* Naid. — *B. p. praecursor* Stoll. — *B. p. media* Jel. — *B. p. mucronatiformis* Jel., а также позднекампанский ряд: *B. mucronata mucronata* Schloth. — *B. langei minor* Jel. — *B. l. langei* Schatsk. — *B. l. najdini* Kong.

Род *Belemnella* (поздний кампан — маастрихт) по многим признакам (значительно большей длиной первого видимого ростра, иным характером онтогении, совсем иной скульптурой поверхности ростра и т. д.) резко отличается от белемнителл. В маастрихте в составе рода достаточно четко прослеживается ряд: *Bel. licharewi* Jel. (прimitивные белемнеллы) — *Bel. lanceolata* Schloth. — *Bel. sumensis* Jel. — *Neobelemnella kazimiroviensis* Skolozd.

По ряду признаков (длинному первому видимому ростру, характеру онтогенетического развития и т. д.) белемнеллы напоминают представителей более древнего (ранний кампан) рода *Belemnello camax*. Очевидно, белемнеллокамаксы и белемнеллы образуют обособленную ветвь белемнителлид, «корни» которой достоверно не известны. Возможно, белемнеллокамаксы связаны с некоторыми преактинокамаксами, но не исключена их связь и с какими-то раннемеловыми формами, так как белемнеллокамаксы являются единственными белемнителлидами, обладающими спайкой, очень характерной для ряда раннемеловых белемнитид.

Представители рода *Actinocamax* распространены от сеномана до нижнего кампана. Полный стратиграфический диапазон развития «мелких актинокамаксов» (подрод *Actinocamax*) охватывает турон — основание нижнего кампана. «Мелкие актинокамаксы» — широко распространенная группа поздне меловых белемнитид. В Евразии они известны от Великобритании до Западной Сибири (низовья Оби и Енисея, ряд пунктов Западно-Сибирской равнины), охватывая, таким образом, БПО, и значительную часть ЕПО.

В северной части последней они принадлежат к числу наиболее широко распространенных ископаемых; в южной ее части они, наоборот, исключительно редки (Крым, Туаркыр). На востоке Русской платформы «мелкие актинокамаксы» известны уже в нижнем туроне, достаточно многочисленны в коньяке, обычны в сантоне и основании нижнего кампана. На Западной Украине и в Западной Европе их распространение ограничено только сантоном и основанием кампана. В Крыму редкие ростры «мелких актинокамаксов» встречены в толще, пограничной между сантоном и кампаном.

Представители подрода *Praeactinocamax* характеризуют сеноманские и нижние горизонты туронских отложений. Они занимают ЕПО во всю ее ширину: от южной до ее северной границы. Только на участке этой области, включающем Крым и Кавказ, они отсутствуют, что, возможно, связано с влиянием фактора глубины моря на их расселение. Восточнее указанного участка представители подрода достаточно многочисленны непосредственно у южной границы области (Туаркыр, Мангышлак, Устюрт). Крайне редкие находки ростров *Praeactinocamax plenus plenus* Blv. известны из восточного Копетдага (Келат).

Паракинокамаксы (подрод *Paractinocamax*) приурочены к верхнему сантону и нижнему кампану. В отличие от двух предшествующих подродов паракинокамаксы характеризуются несколько суженным ареалом распространения. В границах СССР они обычны для северных участков ЕПО. Только в Закаспии паракинокамаксы крайне редко встречаются у южных границ области (например, *Paractinocamax grossourei* cf. *pseudoalfridi* Naid. из нижнего кампана юго-восточного побережья Кара-Богаз-Гола). Их представители обнаружены в БПО (бассейн Печоры, низовья Оби). В западной части ЕПО (Западная Европа) виды подрода немногочисленны, но распространены от северной вплоть до ее южной границы.

Стратиграфический диапазон развития рода *Goniot euthis* — турон — нижний кампан. Гониокамаксы (подрод *Goniocamax*) характерны для туронского яруса (главным образом для верхнего подъяруса), коньякского яруса и нижнего сантона. В Приаралье, Урало-Эмбенской области и Поволжье они довольно обычны в туроне и нижнем коньяке, местами многочисленны в верхнем коньяке; западнее, уже за пределами СССР, в Центральной и Западной Европе гониокамаксы редки в туроне и нижнем коньяке, но обычны, местами многочисленны в верхнем коньяке и нижнем сантоне. Известны они и из БПО (низовья Оби и Енисей).

Собственно гониотейтисы (подрод *Goniot euthis*) характерны для сантона и нижнего кампана. В отличие от гониокамаксов они не так широко распространены географически. Наиболее многочисленны и разнообразны гониотейтисы в западной части ЕПО (Северо-Западная Европа). На восток ареал их распространения

вдается в виде «языка», достигающего бассейнов Дона и Сев. Донца, примерно до меридиана устья Хопра. Совершенно неизвестны они восточнее, а в Крымско-Кавказской области исключительно редки (до сих пор лишь единичные экземпляры *Goniot euthis granulata quadrata* Stoll. были найдены в верхнем сантоне или нижнем кампане Крыма). На западе (Аквитания, Пиренеи) отмечается проникновение единичных гониотейтисов в северные пределы Средиземноморской палеобиологической области.

Род *Belemnelloamax* отличается очень узким вертикальным диапазоном распространения: верхняя часть нижнего кампана. По данным В. К. Кристенсена (Christensen, 1976a, b), в Южной Швеции и северо-западной части ФРГ белемнеллокамаксы поднимаются и в нижние горизонты верхнего кампана. Точно так же и его географический ареал неширок, а именно: только северная часть ЕПО (Южная Швеция, ФРГ, очень редко на севере Англо-Парижской котловины, Литва, Поволжье, Дон).

Полный стратиграфический диапазон наиболее широко распространенного рода белемнителл — *Belemnitella* — сантон — маастрихт. Особенно характерны белемнителлы для верхнего сантона и кампана. Сантонские белемнителлы (различные подвиды видов *B. propinqua* Mob. и *B. praecursor* Stoll.) весьма многочисленны в северной полосе ЕПО; в южной ее части они редки. В кампане белемнителлы (*B. mucronata* Schloth., *B. langei* Schatsk. и др.) встречаются в пределах всей ЕПО и имеют весьма важное стратиграфическое значение; некоторые белемнителлы проникают и в Средиземноморскую область (единичные экземпляры кампанских белемнителл были найдены в Пиренеях и Альпах, в Турции и на Балканах, известны они и на Малом Кавказе). Обычны сантонские и кампанские белемнителлы на южной периферии БПО. В нижнем маастрихте Закаспия (Большой Балхан, западный Копетдаг) и Кавказа (Азербайджан, Дагестан) распространены *B. conica obesa* Naid., *B. conica rotunda* Naid. В остальных районах ЕПО нижнемаастрихтские белемнителлы редки.

Наконец, последний представитель белемнителл — *Belemnitella junior* Now. — характерная форма для нижних горизонтов верхнего маастрихта. В Западной Европе (Бельгия, Голландия, ФРГ, Дания), в Польше, Львовской и Ворошиловградской (северная окраина Донбасса) областях, а также редко в Крыму встречаются ростры *B. junior junior* Now.; в восточных районах (Туаркыр, Большой Балхан, Западный Копетдаг) — ростры *B. junior orientalis* Naid.

Белемнеллы (род *Belemnella*) весьма обильны в маастрихтских отложениях ЕПО от Великобритании на западе до Амударьи на востоке. Известны они и в Западной Сибири. На южной периферии области отмечается их сокращение: они достаточно редки на Кавказе.

Белемнеллы составляют основу для зонального членения маастрихта Евразии. Подошва маастрихтских отложений повсемест-

но проводится по массовому появлению белемнелл (*Bel. licharewi* Jel. — в Днепровско-Донецкой впадине, Поволжье и Урало-Эмбенской области; *Bel. lanceolata* Schloth. — в остальных районах). Это одна из наиболее резких стратиграфических границ в разрезе верхнего мела. Однако на крайнем юго-востоке Русской платформы (Эмба), а также в Днепровско-Донецкой впадине первые белемнеллы (*Bel. pseudolanceolata* Jel., *Bel. kursensis* Naid.) появляются уже в верхнем кампане. Характерной особенностью вертикального распространения белемнелл является местами их полное исчезновение из интервала разреза, соответствующего подзоне *Belemnitella junior* (нижняя часть верхнего маастрихта). В Западной Европе, на Висле (Польша) и на Западной Украине, а также на Туаркыре и в западном Копетдаге указанная подзона хорошо выделяется. В отложениях этой подзоны белемнеллы либо отсутствуют, либо крайне редки, а лежащие выше слои (верхняя часть верхнего маастрихта) охарактеризованы рострами *Neobelemnella kazimiroviensis* Skolozd. (= *Belemnella arkhangeliskii* Naid.). Но на востоке Русской платформы — в Поволжье и Урало-Эмбенской области — сразу же выше нижнемаастрихтских слоев с *Belemnella sumensis* Jel. следуют слои с *Neobelemnella kazimiroviensis*, причем отмечаются промежуточные формы между названными видами (разрез купола Бактыгарын в бассейне Эмбы) (Найдин, 1975). Получается, что на востоке платформы стратиграфический диапазон *Neobelemnella kazimiroviensis* представляет биоэзону вида, охватывающую весь верхний маастрихт, а на западе — лишь тейльзону вида, соответствующую только верхней части верхнего маастрихта (Найдин, 1973).

Род *Fusiteuthis* Kongiel, по-видимому, является завершающим звеном линии развития белемнелл (возможно, его следует рассматривать в качестве подрода белемнелл). Исключительно редкие находки фузитейтисов приурочены к кровле маастрихта Крыма и Польши (Висла).

СВЯЗИ БЕЛЕМНИТЕЛЛИД ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Наиболее таксономически разнообразны и многочисленны белемнителлиды в ЕПО. В БПО они также достаточно обычны. Помимо указанных выше регионов ЕПО и БПО присутствие белемнителлид установлено в Северной Америке и Гренландии (см. краткую сводку с библиографией в статье Д. П. Найдина, 1973). «Мелкие актинокамаксы» (*Actinocamax* s. s.) обнаружены в сантонских отложениях Канзаса (США). Редкие находки преактинокамаксов известны из Манитобы (Канада); возможно, они имеются и на восточном побережье Гренландии. На восточном же берегу Гренландии найдены ростры белемнитов, которые, по-видимому, принадлежат парактинокамаксам.

Распространение *Goniotеuthis* s. s. ограничено ЕПО и даже более узко — только Европой. Подрод *Goniosamax* отмечается значительно шире и не только в ЕПО и БПО (от Западной Европы до Западной Сибири), но и за пределами Евразии: из некоторых местонахождений Манитобы (Канада), штатов Канзас и Монтана (США), а также, возможно, из Западной Гренландии происходят ростры, которые можно отнести к этому подроду.

Белемнителлы относительно часты на востоке и реже на западе США; известны они также как на восточном, так и на западном берегах Гренландии. По данным, требующим проверки, кампанские *Belemnitella* были найдены на севере Южной Америки (Stevens, 1973, фиг. 4А). Белемнеллокамаксы и белемнеллы за пределами ЕПО неизвестны, причем первый род до сих пор отмечен только для Европы.

В целом ареал расселения белемнителлид в сопоставлении с огромными акваториями морей и океанов позднемеловой эпохи относительно невелик (рис. 2). Он окажется еще меньшим, если данные о нахождении белемнителлид нанести на карту, основанную на мобилистских реконструкциях, со сближенными Евразией, Гренландией и Северной Америкой.

Приуроченность белемнителлид к сравнительно ограниченному ареалу в первую очередь определялась действием климатического фактора (Али-заде, 1972; Найдин, 1954; 1965, 1969, 1973; Jeletzky, 1955; Stevens, 1973). Белемнителлиды, приспособившиеся к обитанию в относительно узком диапазоне (несколько различном для различных подродов и родов) умеренных температур, характеризовали широтную полосу акваторий Северного полушария (западная часть Евразии, Гренландия, Северная Америка). По определению Г. Стевенса (Stevens, 1973), это — «бореальные белемниты». В Южном полушарии в позднемеловую эпоху обитали «австралийские (антибореальные) белемниты», принадлежавшие семейству *Dimitobelidae* Whitehouse (см. рис. 2).

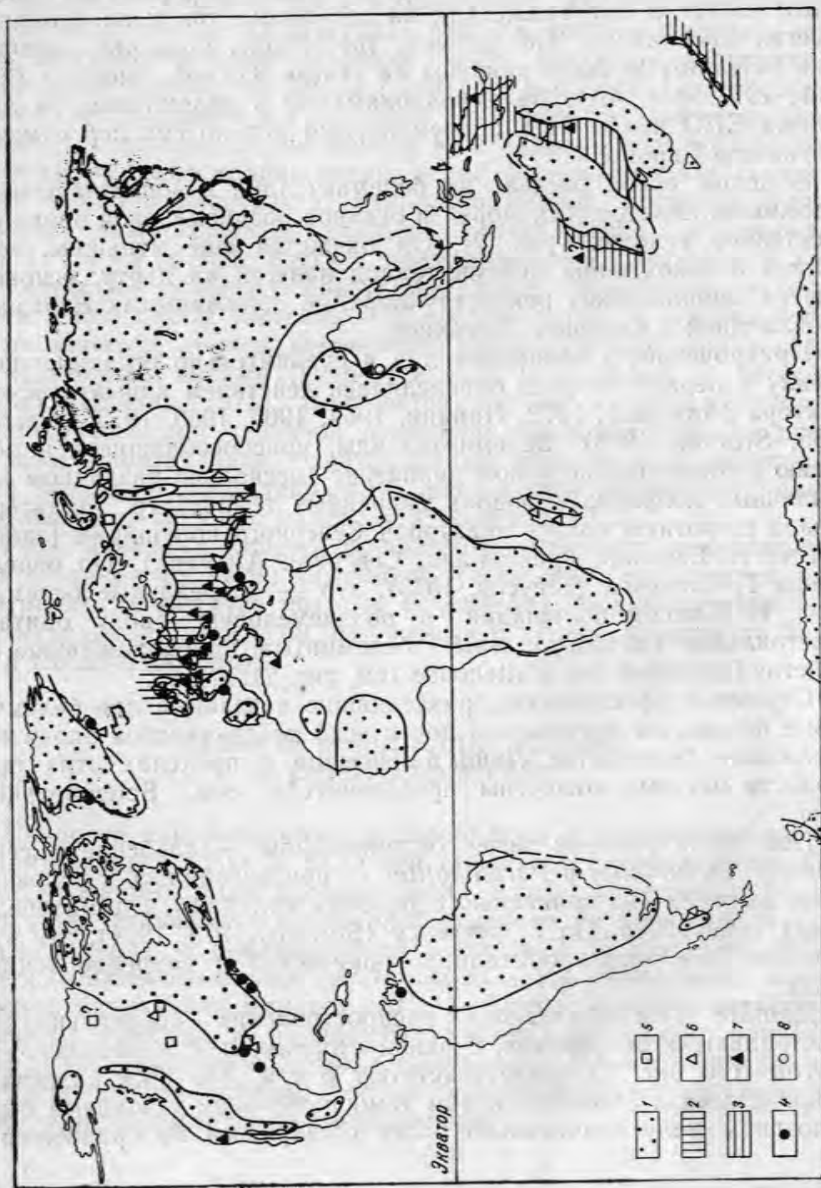
Огромные пространства, разделявшие названные две белемнитовые фауны, на протяжении почти всей позднемеловой эпохи были лишены белемнитов. Лишь в сеномане в пределах этих пространств местами отмечены представители сем. *Belemnopsidae* Naef.

Последние раннемеловые белемнопсиды — альбские и сеноманские *Neohibolites* и *Parahibolites* — приспособились к условиям более высоких (по сравнению с белемнителлидами и димитобелидами) температур. По Г. Стевенсу (Stevens, 1973, 1974), эти «тетические белемниты» обитали в тропических и умеренно теплых водах.

Данные географического распространения «бореальных» и «австралийских» белемнитов, с одной стороны, и «тетических» — с другой (см. рис. 2) свидетельствуют о том, что пространства с тропическими и близкими к ним температурными условиями были в позднем мелу значительно более обширными по сравнению с

Рис. 2. Схема географического распространения позднемеловых белемнитов (составлена с учетом данных Г. Ственса (Stevens, 1973), фиг. 2—4; 1974):

1 — суша, 2 — ареал Belemnitellidae, 3 — ареал Dimitobelidae, 4 — Belemnitella, 5 — Gonioteuthis (Gonosamax), 6 — Acinocamax s.l., 7 — Belemnitopsidae (альбские и сенноманские Neohibolites и Parahibolites), 8 — Dimitobelidae (альб — сенноман)



поясами умеренных температур и с современным тропическим поясом.

Несмотря на то что белемнителлиды были отличными пловцами, они населяли только зоны моря с небольшими глубинами. В мелководных зонах они находили свою добычу, здесь располагались их нерестовые участки. Поэтому в пределах одного климатического пояса расселение белемнитов в основном контролировалось глубинами моря.

В этом аспекте большой интерес представляет вопрос о путях миграций позднемеловых белемнитов, и в частности вопрос о связи белемнитов Северной Америки и Евразии. Как и Ю. А. Елецкий (Jeletzky, 1950), мы полагаем, что центр возникновения белемнитид находился в ЕПО. (Вообще в развитии юрских и меловых белемнитид Европа и прилежащие участки Азии играли совершенно исключительную роль, что хорошо иллюстрируется схемами мирового распространения белемнитид, составленными Г. Ственсом (Stevens, 1973, 1974).) Если это так, то каким образом белемнителлиды проникли в Северную Америку?

Прежде всего о способе миграции. Для мелководных организмов их может быть два основных: либо в результате действия течений над областями с различными глубинами (разнос личинок, перенос прикрепленных к водорослям взрослых организмов и т. п.), либо прямым передвижением животных через мелководные зоны.

Для белемнителлид первый способ, по-видимому, исключается, о чем говорилось выше (Найдин, 1969). Остается расселение через бассейны с шельфовыми глубинами. Следовательно, мы должны найти такие бассейны, располагавшиеся в позднем мелу между Евразией и Северной Америкой.

Данные о находках ростров белемнителлид (см. рис. 2) как будто бы говорят в пользу предположенного Ю. А. Елецким (Jeletzky, 1950) движения белемнителлид через Гренландию, Канадский арктический архипелаг, бассейн р. Маккензи. Пользуясь терминологией арктических экспедиций, это — «северо-западный проход». На этом пути ныне располагаются значительные глубины Северной Атлантики (Гренландское и Норвежское моря с глубинами порядка 3500—4800 м). Следовательно, необходимо предположить существование здесь или еще севернее, уже в Северном Ледовитом океане, в позднем мелу меньших глубин. Это вполне возможно, так как и в настоящее время в Северном Ледовитом океане располагаются многочисленные острова и архипелаги островов. Совсем просто все объясняется, если сблизить Северную Америку и Евразию в соответствии с идеями дрейфа континентов. При этом и пути миграции укорачиваются.

Возможен и другой путь переселения белемнителлид — вдоль севера Евразии: это «северо-восточный проход». В настоящее время в пользу этого пути нет никаких фактических доказательств (находок ростров), так как здесь попросту отсутствуют верхне-

меловые отложения. Против проникновения позднемеловых белемнитов в Северную Америку по указанному направлению свидетельствует также отсутствие их следов в азиатской части Тихоокеанской палеобиогеографической области. Но «северо-восточный проход» отнюдь не может быть отброшен и прежде всего потому, что верхнемеловые отложения в мелководных фациях вполне могут присутствовать в области современного обширного арктического шельфа Азии. В пользу возможных перемещений белемнителлид в направлении запад — восток свидетельствует история мезозойских белемнитид, исследованная В. Н. Саксом и Т. И. Нальняевой (1975 и др.). По их данным, на севере Евразии в юре и раннем мелу развивалась обильная белемнитовая фауна. Поэтому вполне логично допустить, что и в позднемеловую эпоху белемниты продолжали там существовать. Кроме того, по В. Н. Саксу и Т. И. Нальняевой (1975, а также см. схемы в работах 1966, 1970 гг.), миграция белемнитов из Европы в восточные области севера Азии в основном осуществлялась по «северо-восточному проходу».

Наконец, Ю. А. Елецкий (Jeletzky, 1955) допускает еще и третье направление связи североамериканских белемнитов с евразийскими. Это допущение основывается на находке ростра *Belemnitella praecursor media* Jel. из предположительно пограничных между сантоном и кампаном отложений штата Канзас (США). *B. p. media* — массовая форма в верхнем сантоне — основании кампана ЕПО от Англии до низовьев Амударьи, но неизвестна на севере Евразии и Северной Америки. Следовательно, по Ю. А. Елецкому, эта евразийская форма могла проникнуть в Северную Америку южнее — непосредственно через Северную Атлантику.

Итак, возможны различные направления расселения белемнителлид. «Северо-западный проход» в настоящее время более обоснован фактическими данными по сравнению с остальными вариантами. Нет надобности обращаться к мобилистским построениям (некоторые авторы, в частности Г. Стевенс (Stevens, 1973, 1974), ряд особенностей географического распространения мезозойских белемнитов объясняют перемещением континентов), которые, по нашему мнению, слишком упрощают палеобиогеографические реконструкции и которые должны привлекаться только тогда, когда все остальные аргументы исчерпаны.

Присутствие преактинокамаксов в Северной Америке указывает на то, что связь североамериканской фауны белемнитов с евразийским центром их возникновения установилась в начале позднего мела; по Ю. А. Елецкому (Jeletzky, 1950, 1955), — в туроне. Находка *B. p. media* в Северной Америке свидетельствует о продолжении связи и позже, по крайней мере, до начала кампанского века. Весьма многочисленные в ЕПО маастрихтские белемнителлиды пока совершенно неизвестны в Северной Америке. Возможно, к этому времени связи были утрачены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возможность прослеживания в разрезах последовательно сменяющихся звеньев (видов, подвидов) отдельных филогенетических линий белемнителлид делает их исключительно важной группой для зональной стратиграфии. Стратиграфическая ценность белемнителлид возрастает в связи с тем, что на обширных пространствах Европейской палеобиогеографической области их ростры часто являются почти единственными ископаемыми и, кроме того, нередко весьма многочисленными (особенно для сантона, кампана и маастрихта).

Стратиграфические диапазоны как родов и подродов, так и видов и подвидов белемнителлид различны в различных регионах. Это отражает непрерывно менявшиеся в прошлом условия среды обитания белемнителлид (температура воды, глубина бассейна и т. п.).

Без выяснения соотношений между биоэонами (полными интервалами вертикального распространения таксонов) и тейлзонами (лишь отрезками полных интервалов вертикального распространения) обоснованные стратиграфические сопоставления удаленных разрезов невозможны. Выяснить эти соотношения можно, только изучая условия расселения белемнителлид (Найдин, 1973). Стратиграфическое и географическое распространение белемнителлид в пределах обширной Европейской палеобиогеографической области нельзя разделить.

Приуроченность белемнителлид в основном к Европейской палеобиогеографической области, к сожалению, ограничивает возможность применения их при межконтинентальных корреляциях. Кроме того, необходимо иметь в виду, что североамериканские белемнителлиды могли принадлежать параллельным линиям развития (в частности, такую отдельную линию, возможно, представляет группа форм, объединяемая под названием *Belemnitella americana* Morton — см. Найдин, 1975, с. 106). Но в отдельных случаях (например, находки *Belemnitella praecursor media* Jel. в США) белемнителлиды могут быть использованы в качестве надежных стратиграфических реперов.

ЛИТЕРАТУРА

- Али-заде А. А. Меловые белемниты Азербайджана. М., «Недра», 1972.
Густомесов В. А. Белемниты в соотношении с фациями и развитием бассейна обитания. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1976, т. 51, вып. 6.
Махлин В. З. Новые позднеюрские гониокамаксы Поволжья. — «Палеонтол. журн.», 1965, № 4.
Найдин Д. П. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 3.
Найдин Д. П. Верхнемеловые белемниты (семейство Belemnitellidae Pavlow) Русской платформы и сопредельных областей. Автореф. докт. дис. М., 1965.

- Найдин Д. П. Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Найдин Д. П. О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 6.
- Найдин Д. П. Позднемаастрихтские белемнителлиды Евразии. — В кн.: Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М., «Наука», 1975.
- Найдин Д. П., Алексеев А. С. Новые неогиболиты из сеномана Крыма. — «Палеонтол. журн.», 1975, № 3.
- Сакс В. Н., Налыняева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. Megateuthinae и Pseudodicoelitinae. М., «Наука», 1975.
- Banner F. T. Pithonella ovalis from the early Cenomanian of England. — «Micropaleontology», 1972, vol. 18, N 3.
- Christensen W. K. First record of Belemnellocamax balsvikensis (Brotzen, 1960) from NW Germany. — «N. Jb. Geol. Paläontol. Monatshefte», 1976a, H. 9.
- Christensen W. K. Palaeobiogeography of Late Cretaceous belemnites of Europe. — «Paläont. Z.», 1976b, Bd 50, H. 3/4.
- Crick G. C. On Belemnocamax Boweri nov. gen. et sp. from the Lower Chalk of Lincolnshire. — «Proceed. Geol. Assoc.», 1910, vol. 21, p. 6.
- Einsele G., Wiedmann J. Faunal and sedimentological evidence for upwelling in the Upper Cretaceous coastal basin of Tarfaya, Morocco. — «Indicateurs sedimentologiques», IXme Congres International de Sedimentologie. Nice, 1975.
- Jeletzky J. A. Zur Kenntnis der Oberkretazischen Belemniten. — «Geol. Fören. Förhandl.», 1946, Bd 68, N 1.
- Jeletzky J. A. Actinocamax from the Upper Cretaceous of Manitoba. — «Geological Survey Canada Bul.», N 15. Ottawa, 1950.
- Jeletzky J. A. Evolution of Santonian and Campanian Belemnitella and paleontological systematics: exemplified by Belemnitella praecursor Stolley. — «J. Paläont.», 1955, vol. 29, N 3.
- Jeletzky J. A. Belemnitella praecursor, probably from the Niobrara of Kansas, and some stratigraphic implications. — «J. Paläont.», 1955, vol. 29, N 5.
- Peake N. B., Hancock J. M. The Upper Cretaceous of Norfolk. — «Transactions of Norfolk and Norwich Naturalists Soc.», vol. 19, p. 6. Norwich, 1961.
- Reid R. E. H. Late Cretaceous climatic trends, faunas and hydrography in Britain and Ireland. — «Geol. Mag.», 1976, vol. 113, N 2.
- Stevens G. R. Jurassic belemnites. — In: A. Hallam (Editor). «Atlas of Palaeobiogeography», 1973.
- Stevens G. R. Cretaceous belemnites. — In: A. Hallam (Editor). «Atlas of Palaeobiogeography», 1973.
- Stevens G. R. Leg 27 Cephalopoda. — «Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project», vol. 27. Washington, 1974.
- Stolley E. Zur Systematik und Stratigraphie median gefurchter Belemniten. — «Jber. Niedersächs. Geol. Verein zu Hannover», 1927.

Часть II

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

М. В. МУРАТОВ

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ГИМАЛАЕВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ИХ К ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМ СКЛАДЧАТЫМ ОБЛАСТЯМ

До недавнего времени вопрос об отнесении Гималайской горной страны к геосинклинальным областям не вызывал сомнений. Наряду с Альпами, Карпатами, Малой Азией и Кавказом Гималаи включали в состав Альпийско-Гималайской складчатой области либо Альпийского или Средиземноморского пояса Южной Европы и Азии¹. В последние годы началось систематическое изучение отдельных частей Гималаев. В итоге многолетних исследований появилось много ценных работ, в том числе обобщающая сводка А. Гансера, представляющая крупный шаг вперед в познании стратиграфии и тектоники этой горной страны (Gansser, 1964; Гансер, 1967, 1977). Все это привело к выяснению очень своеобразных черт строения Гималаев и обратило внимание на отличие их по многим особенностям строения от других альпийских областей Средиземноморского пояса. Появились высказывания в литературе о том, что в Гималаях геосинклинальный процесс или не проявлялся совсем, или шел на очень ограниченной площади и что Гималаи не являются настоящей геосинклинальной областью по истории их развития.

Было отмечено, в частности, отсутствие в Гималаях таких типичных геосинклинальных комплексов, как мощные туфолововые серии основного или среднего состава, почти полное отсутствие флишевых формаций и характерной смены фаций с быстрой заменой глинисто-песчаных толщ и флиша известняками к краям прогибов. Строение и мощность отложений в Гималаях очень выдержанные на довольно больших площадях, что, как известно, не характерно для геосинклинальных областей.

¹ Следует отметить, что это не одно и то же. Альпийский пояс включает только системы складчатых структур неогенового возраста, а под Средиземноморским поясом понимают более широкую полосу земной поверхности, разделяющую платформы (Восточно-Европейскую, Северо-Африканскую и др.), включающие кроме альпийских герцинские и байкальские складчатые области.

А. Гансером было доказано, что преобладающую роль в строении Гималаев играют прежде всего толщи кристаллических сланцев и гнейсов раннего докембрия и, кроме того, мощные комплексы глинистых, песчанниковых и карбонатных пород позднего докембрия (рифейя). В Гималаях Тибета к ним присоединяются также выдержанные по мощности осадочные толщи палеозоя и мезозоя. Как известно, все эти кристаллические и осадочные комплексы участвуют в строении целой системы крупных покровов, надвинутых с севера на юг. А. Гансер выделяет три крупнейшие линии разломов, расчленяющих Гималаи на четыре главные структурные зоны. Самая южная зона — система предгималайских впадин, или Сиваликская. Она представлена рядом глубоких асимметричных предгорных депрессий, заполненных сиваликским молассовым комплексом неогена большой мощности. На эту зону вдоль крупнейших надвигов — Главного пограничного разлома — надвинут ряд покровов Низких Гималаев. Последние сложены в основном кристаллическими сланцами раннего докембрия, мощными и разнообразными толщами рифейя. С севера зона Низких Гималаев ограничена второй крупной системой разломов Главного Центрального надвига, вдоль которой к югу надвинуты покровы Высоких Гималаев. В строении последних наряду с древними докембрийскими кристаллическими сланцами и породами верхнего докембрия, слагающими в основном эту зону Гималаев, участвуют также отложения палеозоя и мезозоя, которые распространены в северной части Гималаев Тибета. Четвертой является зона разломов структурного шва Инда, имеющая очень сложное и своеобразное строение и ограничивающая всю область Гималаев с севера.

Гималаи заканчиваются на востоке в области мощных глыбовых поднятий Непала и большой излучины р. Цангпо (Брахмапутры), где на поверхность выступают докембрийские кристаллические породы основания Тибетской платформы. Шов Инда здесь не выявлен, но, вероятно, продолжается в одной из существующих здесь крупных зон разломов (рис. 1).

Характеризуя в целом осадочные комплексы Низких, Высоких Гималаев и Гималаев Тибета, А. Гансер отмечает, что слагающие их толщи представляют «... скорее всего осадки не глубокого линейного геосинклинального прогиба, а широкой и мелководной платформенной области, или в крайнем случае миогеосинклиналей» (Гансер, 1967). Среди них, как правило, наблюдается согласное налегание разновозрастных осадочных толщ и в общем выдержанные и небольшие мощности отложений. А. Гансер пишет, что настоящий геосинклинальный характер имеют только ограниченные участки верховьев Инда, для которого он предполагает эвгеосинклинальные условия развития. В формационном отношении в строении преобладающей части площади Гималаев участвуют метаморфические комплексы фундамента древней (дорифейской) платформы и осадочные толщи, типичные для чехла плат-

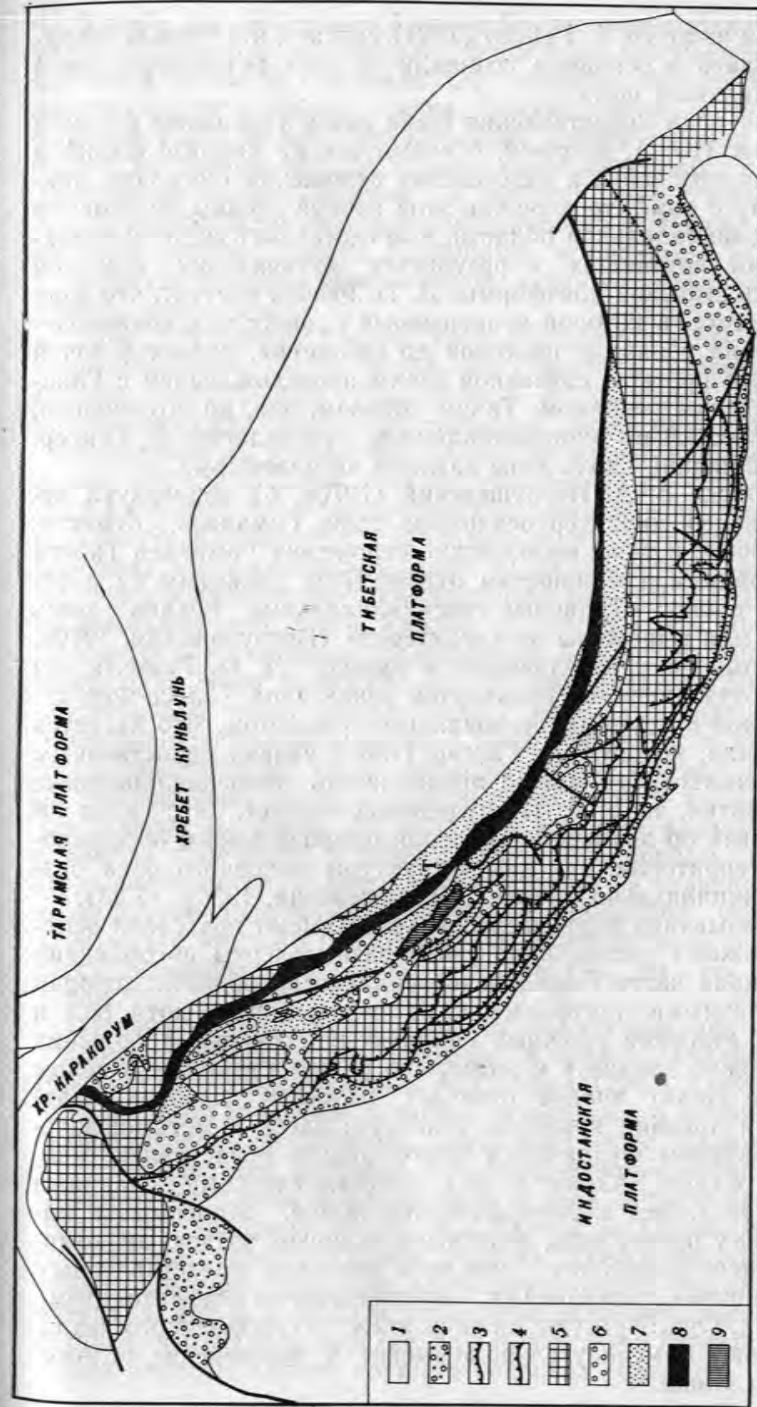


Рис. 1. Схема основных тектонических подразделений Гималаев:

- 1 — древние платформы; 2 — краевые молассовые прогибы (буква Т обозначает выходы тибетской молассы гор Кайлас); 3 — главный пограничный разлом; 4 — главный центральный надвиг; 5 — складчатые метаморфические комплексы докембрия и отчасти палеозоя, прорывающие границы и слагающие главные покровные структуры Гималаев; 6 — миогеосинклинальный комплекс палеозойских отложений; 7 — миогеосинклинальный комплекс мезозоя; 8 — трог Инда и его геосинклинальное заполнение (флиш и офиолиты); 9 — меловые породы и офиолиты покрова гор Амлаинг-Ла и Киогар

форм. Исходя из этого, А. Гансер (1964) считает, что горные сооружения Гималаев в основном возникли за счет активизированной области Индийского щита.

Такого же рода представления были затем еще более развиты Д. П. Резвым (1967), который, основываясь на анализе фаций и мощностей палеозойских и мезозойских отложений Гималаев, пришел к выводу о том, что площадь этой горной страны не входила в состав геосинклинальной области, а представляет систему новейших поднятий, возникших в результате активизации северной окраины Индостанской платформы. Д. П. Резвой считает, что зона Гималаев Тибета, в которой непрерывный процесс осадконакопления происходил с начала палеозоя до палеогена, является зоной приразломного прогиба, связанной своим происхождением с Главным Гималайским разломом. Таким образом, она, по его мнению, представляет собой не миогеосинклиналь, как полагает А. Гансер, а прогиб, возникший вдоль зоны разлома на платформе.

Точно так же Б. А. Петрушевский (1970а, б) подчеркнул негеосинклинальный характер осадочных толщ Гималаев, отметив, что палеозойские и даже мезозойские отложения Гималаев Тибета близки по фациям и мощностям отложениям, развитым на платформах. Он пишет: «Типичные геосинклинальные осадки здесь отсутствуют или выражены не характерно» (Петрушевский, 1970а, с. 21). Поэтому он присоединяется к выводу Д. П. Резвого, что Гималаи Тибета являются складчатой зоной типа Таласо-Ферганской, связанной с крупным региональным разломом. Что касается зоны шва Инда, которую А. Гансер (1967) назвал единственным участком Гималаев, где можно предполагать эвгеосинклинальные условия развития, то Б. А. Петрушевский считает, что вряд ли можно говорить об эвгеосинклинальной природе такого небольшого участка территории, так как «структуры подобного рода развивались принципиально иначе» (Петрушевский, 1970а, с. 23).

Эти высказывания ряда исследователей имеют под собой основание и отражают чрезвычайно своеобразные черты преобладающей по площади части Гималайской складчатой области, которая сложена типичными платформенными отложениями, хотя они и участвуют в строении сложных складчатых структур и больших покровов. Можно добавить к этому, что разрез Гималаев в целом (кроме трога Инда) вполне отвечает разрезам древних платформ. Самый древний комплекс относится здесь к метаморфическим образованиям фундамента платформы и представлен гнейсами (серии Барун, Такцанг и др.), кристаллическими сланцами (Салкала и др.). Эти метаморфические толщи, относимые к архею — нижнему протерозою, перекрыты мощным осадочным комплексом верхнего докембрия — нижнего палеозоя, представленным черными сланцами, граувакками, известняками со строматолитами и кварцитами. Они образуют нижний этаж платформенного чехла. Выше залегают каменноугольно-пермские и мезозойские отложения верхнего этажа.

Только зона верховьев Инда и Брахмапутры (Цангпо) существенно отличается по строению, формациям и стилю тектоники от остальной области Гималаев. Она известна как зона огромного регионального разлома — «шва Инда», — вдоль которого в виде длинной узкой полосы, ограниченной с обеих сторон зонами разломов, на поверхность выступают крутозалегающие и сильно раздробленные толщи мелового и местами палеогенового флиша Инда, сопровождаемого пачками диабазов и туфов, а также типичными олистостромами с глыбами и блоками разнообразных основных и ультраосновных пород, а также известняков перми, триаса, юры и мела.

Шов, или, точнее говоря, трог, Инда начинается на северо-западе Пенджаба, где он обрамляет с востока известный горный массив Нанга-Парбат с выходами в его пределах докембрийских кристаллических пород, прорванных молодыми гранитоидами. Трог тянется на юго-восток, слегка изгибаясь в плане, на протяжении 500 км и более, отделяя складчатые структуры Пенджабских Гималаев от метаморфических пород и гранитов хр. Ладакх и структур Каракорума в верховьях Инда. Юго-восточнее, после перерыва протяженностью около 60 км, трог Инда вновь прослеживается в Кумаонских Гималаях в верховьях Сатледжа и в районе высокогорного плато Кайлас (с вершинами более 6000 м). Здесь, согласно данным исследований А. Гансера (1964), продолжение шва Инда выражено на протяжении более 50 км полосой крутостоящих толщ флиша Инда с массивами ультраосновных и основных изверженных пород. Среди осадочных и вулканических пород присутствуют также многочисленные крупные блоки и глыбы карбонатных пород, среди которых Гансер указывает блоки известняков от перми до мела. По крутому разлому, ограничивающему трог Инда с севера, перемещены породы, заполняющие его, контактируют с почти горизонтально залегающими молассовыми грубообломочными толщами палеогена мощностью до 4000 м. По крутому разлому флиш и включенные в него породы здесь перемещены к северу и надвинуты на эту молассовую толщу.

Примерно в 40—50 км к югу от полосы выходов флиша Инда в районе оз. Ракас и пос. Юнгбва, а также западнее, в районе гор Киогар, согласно данным А. Гансера (1964) и других исследователей, слои мелового, а также палеогенового флиша снова слагают значительную площадь. Здесь они также включают глыбы и целые пластины основных и ультраосновных пород и образуют огромный по площади надвиговый покров, перекрывая значительную полосу шириной 20—30 км и длиной до 150 км. Корнями этого огромного горизонтального покрова служит трог Инда, который сложен теми же породами. Поскольку покров перемещен к югу, очевидно, что трог Инда в этом месте обладает двусторонней вергенцией, что вообще нередко для такого рода гигантских зон разломов, которые служат корнями покровов (рис. 2).

Далее к востоку от оз. Ракас трог Инда прослеживается вдоль р. Брахмапутры, хотя выражен не так отчетливо, а главное, пока еще здесь очень плохо изучен. На его продолжении юго-западнее и южнее Лхасы, в районе Шигаце и оз. Ямадок-Тзо, имеются две значительные полосы выходов основных и ультраосновных пород, изображенных на геологической карте Гималаев (А. Гансер), тектонической карте Китая («Тектоника Китая», 1960) и других картах. На значительной площади территории Тибета в промежутке между упомянутыми областями выходов меловых и палеогеновых пород, сопровождающих трог, они не выявлены. Продолжение его здесь можно наметить только предположительно, как это и сделал Гансер на обзорной карте масштаба 1 : 10 000 000, приложенной к его работе (Gansser, 1964).

В целом система трога Инда вытянута примерно на 1700—1800 км в длину при ширине всего 15—30 км. По характеру строения этого гигантского по длине приразломного прогиба и заполняющих его мощных терригенно-вулканических и флишеподобных толщ, порфиритов и диабазов, наличию в нем многочисленных тел и пластин гипербазитов и интрузий основных изверженных пород, широкому развитию олистостромов он является настоящим, хотя несколько своеобразным эвгеосинклинальным прогибом и представляет корневую зону крупного упомянутого выше тектонического покрова (оз. Ракас — гор. Кюгар). Развитие его сопровождалось основным магматизмом, формированием осадочно-вулканических толщ и продолжалось в течение мела и палеогена, возможно начиная с юрского времени. Своеобразие его выражается в том, что на протяжении своей истории он не образовал широкую геосинклиналь, а сохранил на всем протяжении узкий сжатый характер. Несмотря на это, он обладает признаками геосинклинального трога, развитие которого сопровождалось проникновением вдоль разломов магматических пород и мантийного материала, сжатием и складчатостью осадочно-вулканических толщ и образованием крупного покрова.

К югу от трога Инда на значительном протяжении вдоль него, от Пенджаба до Гималаев Непала и Бутана, протягивается зона, представляющая систему пологих, но осложненных складчатостью прогибов, заполненных мезозойскими отложениями, начиная с триаса и до мела. Осадочные толщи здесь представлены мощными глинистыми сланцами, известняками, доломитами, смятыми в относительно простые складки, иногда очень простые, приближающиеся к типу складок Юрских гор. Эта зона представляет обширную миогеосинклиналь, развивавшуюся в течение всего мезозоя, параллельно с геосинклинальным трогом Инда. Ширина ее в Гималаях Тибета достигает 60 км, в Пенджабе — более 100 км.

Процессы осадконакопления и конседиментационной складчатости в миогеосинклинальной зоне закончились в конце мела, в трог Инда — в палеогене. В неогене начался орогенный этап развития Гималаев, выразившийся прежде всего ростом крупных

поднятий, систем горных гряд и образованием перед ними вдоль их края предгорного или краевого Предгималайского прогиба. Особенно интенсивные поднятия стали здесь, как известно, проявляться в конце миоцена — начале плиоцена. В это же время углублявшиеся предгорные депрессии заполнялись мощнейшими комплексами сиваликских отложений. Одновременно шел также рост горных поднятий, которые служили источником обломочного материала для сиваликских толщ. Продолжалось смещение гигантских покровов Высоких и Низких Гималаев с образованием крупных чешуй, надвинутых к югу и перекрывших часть молассовой впадины.

Не исключена вероятность, что покровы Низких Гималаев спустились в только что образовавшиеся предгорные прогибы, еще не заполненные молассой. Сила тяжести, несомненно, сильно содействовала смещению покровов и сползанию их вниз по склону этих впадин. В результате значительного и длительного смещения покровы Низких Гималаев оказались надвинутыми на молассовые комплексы миоцена, плиоцена и даже раннечетвертичного возраста, заполняющие предгорные впадины.

В Высоких Гималаях процессы воздымания горных гряд, сопровождавшиеся надвиганием чешуй гигантских покровов, привели к образованию рельефа высокогорной страны. У внешнего края трога Инда в Тибете в хр. Кайлас почти горизонтально залегающая толща конгломератов Кайлас мощностью более 4000 м представляет собой молассу предгорной зоны северного крыла Гималаев. Это аналог участка Венгерской или Ломбардской впадин Альп и Карпат. В Тибете эта предгорная депрессия возникла в конце палеогена — неогене (по Гансеру), т. е. в орогенном этапе, с другой стороны Гималаев. Кроме того, в орогенном этапе формировались крупные послемииоценовые гранитные тела, которые возникли в зоне Высоких Гималаев. Здесь небольшие гранитные массивы известны близ Нанга-Парбата, а восточнее ряд крупных тел гранитоидов располагается в полосе Высоких Гималаев от долины р. Сатледжа до Непала.

Такова достаточно сложная и в общем необычная для других альпийских складчатых областей картина строения и основных черт истории формирования Гималайской горной страны. На преобладающей ее площади главную роль в строении играют комплексы метаморфических толщ фундамента платформы и осадочные формации ее чехла. Это и было подчеркнуто многими исследователями последнего времени (Гансер, 1967; Резвой, 1967; Синицын, 1955, 1962; Бархатов, 1966). Эти образования интенсивно дислоцированы и вовлечены в структуру крупнейших тектонических покровов. Они проплавлены большими телами молодых гранитоидов.

Сказанное, однако, не дает основания считать, что складчатая область Гималаев в целом является просто активизированной и переработанной окраиной Индостанской платформы или приразломной складчатой зоной на платформе, типа Таласо-Ферганской,

как считают некоторые из упомянутых исследователей. Возникший в середине мезозоя прогиб Инда представляет по своему строению и истории формирования узкий межплатформенный эвгеосинклинальный трог, образовавшийся вдоль системы глубочайших разломов, расчленяющих блоки древней платформы.

Периферические зоны окаймляющих его Индостанской и Тибетской платформ были раздроблены разломами и подверглись деформации и складчатости с образованием типичных миогеосинклинальных зон, которые вытянуты вдоль трога Инда. Не исключено, что трог Инда представляет собой остаток более широкого прогиба Тетиса, так как характеризуется типичными геосинклинальными формациями и структурами. Важнейшим геосинклинальным элементом Гималаев его считал и А. Гансер. В неогене, как и во всей Альпийской складчатой области, в развитии Гималаев отчетливо выражен орогенный этап с характерным для него формированием горных поднятий, предгорных хребтов, мощнейших молассовых комплексов и образованием крупнейших тектонических покровов. С орогенным этапом связан и типичный для него гранитоидный магматизм Гималаев.

Эти особенности позволяют включить Гималаи в состав альпийских геосинклинальных складчатых областей. Своеобразие Гималаев выражается в том, что в их пределах развивался лишь один межплатформенный геосинклинальный прогиб, который возник вдоль гигантской зоны разломов, образовав затем узкий трог Инда. С замыканием его и было связано образование покровов оз. Ракас — гор Киогар. Что касается широкого развития в строении Гималаев платформенных формаций миогеосинклиналей, то эта особенность в той или иной мере характерна для краевых зон всех геосинклинальных складчатых областей. Здесь, в Гималаях, может быть, только по величине площади полоса этих формаций больше, чем во многих других областях.

Если провести сравнение строения Гималаев и Альп, которые, без сомнения, являются типичной геосинклинальной складчатой областью, то в них можно отметить многие сходные черты. Как и в Гималаях, в Альпах огромная роль принадлежит метаморфическим толщам платформенного основания, образующим кристаллические массивы. Широко развиты толщи чехла этого основания, вовлеченные в складчатость. К ним, в частности, относятся карбонатные породы (известняки и доломиты) перми, триаса Южных и Австрийских Альп, отложения карбона, перми и триаса Западных Альп (угленосные отложения веррукано, доломиты). Есть сходство и в истории формирования покровов. В Альпах, как известно, выделяют две стадии их развития — раннюю, в середине мела (австрийская фаза), и позднюю, в неогене, связанную с орогенным этапом. В Гималаях ранней стадии соответствует образование покрова оз. Ракас — гор Киогар, хотя по времени (после мела) она несколько моложе, чем в Альпах. Вторая стадия вполне сходна по времени и выражена как в Альпах, так и в Гималаях

в перемещении больших шарьяжей в пределы предгорной молассовой впадины в конце неогена. Гельветские покровы Альп, надвинуты так же, как и в Гималаях, на неогеновую молассу краевого прогиба. Трогу Инда Гималаев в Альпах соответствует гигантский рубец зоны Инсубри Иврея. Вдоль него вытянут также Пеннинский геосинклинальный трог Альп, с которым связана система покровов Пеннинской зоны.

Существенное отличие Альп и Гималаев — различная история раннего геосинклинального этапа. В Альпах он начался в ранней юре, когда во внутренней зоне происходило накопление мощнейшей толщи блестящих сланцев, которое продолжалось до середины мела. В Гималаях в это время настоящий геосинклинальный трог, видимо, еще не образовался и в условиях поверхности древней платформы накапливались осадочные толщи ее чехла.

В мелу — палеогене в Альпах происходило формирование флишевых прогибов и заполнение их осадочными комплексами. В Гималаях это время соответствует образованию трога Инда и относительно обширных миогеосинклинальных прогибов. Следует отметить, что миогеосинклинальные зоны, т. е. деформированные окраины платформ в Гималаях, играют более существенную роль, чем в Альпах и многих других складчатых областях.

Сказанное подчеркивает черты различия Альп и Гималаев, но показывает, что нет оснований исключать Гималаи из числа геосинклинальных складчатых областей Альпийского или Средиземноморского пояса Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Некоторые вопросы тектоники Гималаев. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1966.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памирского сектора альпийского складчатого пояса. — «Геотектоника», 1966, № 6.
- Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. — «Сов. геология», 1965, № 1.
- Биличева Г. И., Резвой Д. П. Некоторые впечатления от геологии Индии. — «Геол. сборник Львовского геол. о-ва», № 7—8. Львов, 1961.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гансер А. Гималаи. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые области, т. 1. Альпийско-Гималайские складчатые области. М., «Мир», 1977.
- Основы тектоники Китая. Под ред. Н. В. Тупицина. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Петрушевский Б. А. О тектонической природе Гималаев. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970а, т. 14, вып. 1.
- Петрушевский Б. А. О тектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970б, т. 14, вып. 2.
- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев (развитие представлений и современное состояние проблемы). — В сб.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Резвой Д. П. Геологические проблемы Гималаев и книга А. Гансера (последовие к русскому изданию «Геология Гималаев»). М., «Мир», 1967.
- Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, № 2.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Gansser A. Geology of Himalayas. London, 1964.

О ХАРАКТЕРЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Длительность докембрия составляет около 85% всей истории Земли. За этот интервал времени, оценивающийся в 4 млрд. лет, сформировалась основная масса земной коры. Поэтому изучение докембрия имеет огромное практическое значение, а также проливает свет на общие закономерности развития земной коры. Между тем большинство геологов подходят к докембрию с «мерками», выработанными в ходе исследования фанерозоя, охватывающего менее 15% геологической истории. В частности, многие исследователи полагают, что развитие Земли в докембрии имело циклический характер. Цикличность усматривается в чередовании глобальных трансгрессий и регрессий, в периодической повторяемости эпох складчатости (диастрофизма) и т. п. Представления о докембрийских циклах часто закрепляются в геохронологических шкалах. На основании расчетов длительности циклов делаются выводы об учащении эпох диастрофизма со временем, т. е. об ускорении темпа тектонического развития Земли.

Иначе рассмотрел этот вопрос Г. Штилле. В работе 1944 г. «Геотектоническое расчленение истории Земли» (Штилле, 1964) он впервые высказал мысль о необходимости ранжирования циклов, о возможности выделения «больших периодов» — мегахронов — развития планеты. Первоначально выделялось два таких периода: протогея и неогей, разделенные алгомской «революцией». Эта идея получила широкую известность и в отечественной литературе развивалась Н. С. Шатским, А. В. Пейве и В. М. Силицыным, А. А. Богдановым, Е. В. Павловским, В. Е. Хаиным, Н. А. Штрейсом и др.

Подчеркивая различия протогея и неогей, ряд исследователей, однако, полагают, что каждый из этих мегахронов состоит из нескольких циклов. Г. П. Леонов (1962) убедительно продемонстрировал ошибочность такого мнения, показав, что глобальные циклы могут быть свойственны лишь позднему неогей, граница которого с ранним неогеем проводилась Г. Штилле внутри нижнего палеозоя.

Меньшее внимание уделялось до сих пор мысли Г. Штилле о возможности выделения третьего мегахрона — дейтерогея, однопорядкового с протогеем и неогеем и их разделяющего. Нижняя граница дейтерогея намечалась им в кровле онтария и подошве карелия, т. е. на рубежах, имеющих по современным данным разные значения.

В настоящей статье предпринята попытка развить схему Г. Штилле с учетом новых данных по геологии докембрия. В основе предлагаемого варианта лежат представления о необрати-

мом характере преобразования океанической коры в континентальную.

Анализ новейших геохронологических схем докембрия по территориям различных континентов (рис. 1, графы I—V) показывает, что процессы диастрофизма протекали в земной коре непрерывно. На синоптической схеме (графа VI) не остается места для более или менее продолжительных «анорогенных» эпох. Вместе

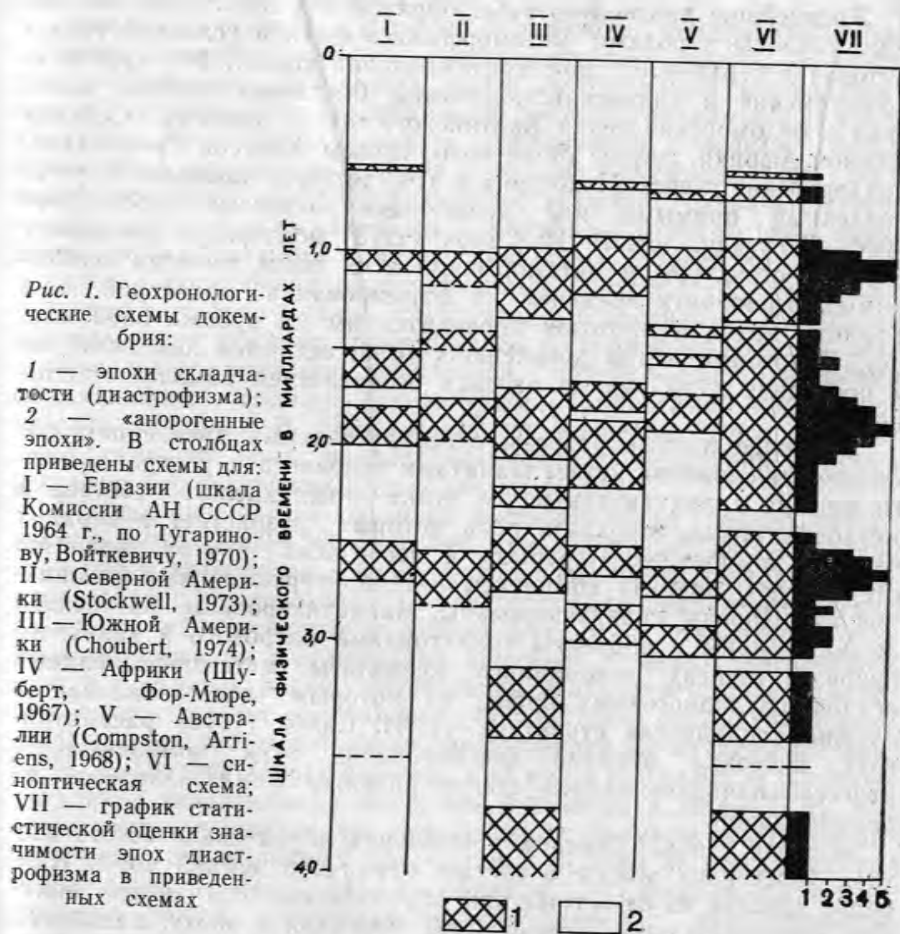


Рис. 1. Геохронологические схемы докембрия:

1 — эпохи складчатости (диастрофизма); 2 — «анорогенные эпохи». В столбцах приведены схемы для: I — Евразии (шкала Комиссии АН СССР 1964 г., по Тугаринову, Войткевичу, 1970); II — Северной Америки (Stockwell, 1973); III — Южной Америки (Choubert, 1974); IV — Африки (Шуберт, Фор-Мюре, 1967); V — Австралии (Compston, Aggrins, 1968); VI — синоптическая схема; VII — график статистической оценки значимости эпох диастрофизма в приведенных схемах

с тем статистическая оценка значимости отдельных эпох только по этим схемам уже выявляет особую роль некоторых рубежей, фигурирующих во всех шкалах. На приводимом графике (графа VII) они имеют значения 1050, 1900 и 2600 млн. лет. Примерно так же определил рубежи Г. В. Войткевич (1958), разделив ими шамваянский, свекофеннский, гренвиллский и индоокеанский

циклы предложенной им шкалы докембрия. В качестве ограничительных циклов наряду с указанными рассматриваются также нижние границы венда (680 млн. лет) или кембрия (570 млн. лет), а в последнее время — рубеж около 3500 млн. лет. Попытаемся определить историко-геологическое содержание разделяемых этими рубежами интервалов времени, не связывая результаты анализа с геохронологической шкалой, которая должна строиться на принципиально иной основе (Леонов, 1973, 1974; Борукаев, 1972).

Древнейшие диагностируемые образования Земли повсеместно представлены породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и верхней ступени амфиболитовой фаций. Это курултинско-гонамский и алданский комплексы Восточной Сибири, кольская и беломорская серии Балтийского щита, система Себакви Южной Африки, гнейсы Миннесоты, гнейсы Амитсок Гренландии, додарварские гнейсы Индостана и т. п. Возраст комплексов, установленный прямыми или косвенными методами, превышает 3000—3500 млн. лет. Л. И. Салоп (1973) подчеркнул специфику состава, структуры и метаморфизма этих толщ, полагая необходимым ограничить временем их формирования архейский эон. Граница архея и протозоя проводится им на рубеже 3500 млн. лет. Некоторые черты древнейших толщ остаются неясными, но в последние годы ряд их важных особенностей выявлен достоверно.

Наиболее полные разрезы суперкрупных древнейших образований сложены метавулканитами основного и ультраосновного состава с подчиненными им вулканитами кислого состава и метаосадочными породами, роль которых возрастает в верхних частях комплексов. Перерывы и несогласия внутри разрезов отсутствуют, поэтому комплексы интерпретируются как моноциклические. Породы гранитизированы, мигматизированы, интенсивно дислоцированы и прорваны гранитоидами натрового и калиевого рядов. В гнейсах сохранились ксенолиты метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, по которым восстанавливается сложная складчатая структура. Л. И. Салоп (1973) рассматривает интервал времени формирования этих комплексов в качестве наиболее ранней стадии развития Земли, называя ее пермобильной.

В связи с обнаружением древнейших пород сланического состава обострился вопрос о составе первичной земной коры. Наиболее древние из известных нам образований, отвечающие понятию континентальной земной коры, возникли в эпоху, названную Л. И. Салопом саамской. Анализ датировок не позволяет связывать верхнюю границу эпохи с точной цифрой (3500 млн. лет). Вероятнее, что эпоха проявилась на разных континентах в интервале 3600—3000 млн. лет, поэтому в качестве среднего значения рубежа нами принята цифра 3300 млн. лет.

Современные данные не позволяют восстановить палеогеографическую обстановку саамской эпохи. Трудно сказать, привела

ли она к возникновению одного континента или нескольких, на какой части площади планеты сформировалась континентальная кора. Однако представляется, что саамскую эпоху с полным правом можно рассматривать в качестве планетарной. Предшествовавший ей интервал истории Земли характеризуется чертами, на наш взгляд, присущими гипотетической панэвгеосинклинали. Саамская эпоха отвечает α -консолидации, по Г. Штилле, и, следовательно, разделяет два мегахрона.

Вслед за саамской эпохой на территории современных континентов началось развитие зеленокаменных поясов. Нижние части комплексов, слагающих пояса, представлены ультраосновными и основными вулканитами, по составу сравнимыми с абиссальными толстыми сериями современных океанов. Выше появляются хемогенные породы и кислые вулканиты. На этой части комплекса, иногда с размывом, залегают граувакки и турбидиты с прослоями вулканитов известково-щелочного ряда, перекрывающиеся толщами кластических пород с прослоями конгломератов. Соотношения зеленокаменных поясов со смежными гранитогнейсовыми полями трактуются неоднозначно. Некоторые исследователи считают гранитогнейсы метаморфизованными аналогами зеленокаменных комплексов, другие — более древними образованиями, третьи — латеральными гомологами иного первичного состава. В зависимости от решения этого вопроса зеленокаменные пояса рассматриваются как образования первого или второго древнейших этапов эволюции Земли.

Обычно завершение развития зеленокаменных поясов связывают с эпохой 2600 ± 200 млн. лет, которой придается глобальное значение и которая во многих геохронологических шкалах разделяет архей и протерозой. На гистограммах радиометрических датировок ей соответствует четкий максимум, отвечающий времени образования гранитоидных массивов (обычно плагиогранитов) и гнейсовых полей. Интенсивная складчатость зеленокаменных поясов служит основанием для трактовки рассматриваемого эпизода как глобальной эпохи завершающей складчатости. Однако Н. А. Штрейх (1964) заметил, что эпоха выражена в северных материках значительно слабее, чем в южных, а затем Г. И. Калев пришел к выводу, что «структурные формы и планы складчатостей архея и нижнего протерозоя ... далеко не всегда обособлены» (1974, с. 59). Таким образом, историко-геологическое значение эпохи, сопоставлявшейся ранее с лаврентьевской «революцией», по Г. Штилле, подверглось переоценке.

В областях размещения типичных зеленокаменных поясов (Южная Африка, Канадский щит) их складчатые вулканогенно-осадочные толщи перекрываются нескладчатыми. На рис. 2 показаны схематизированные разрезы районов, в которых надежно датированы породы кристаллического фундамента и перекрывающего его чехла. Границы между комплексами в то или иное время сравнивались с «главным несогласием» Канадского щита и при-

вязывались к рубежу архея и протерозоя в геохронологических шкалах. Такая привязка, основанная на различных степени дислоцированности, метаморфизма и магматизма фундамента и чехла, позже была пересмотрена с учетом радиометрических дан-

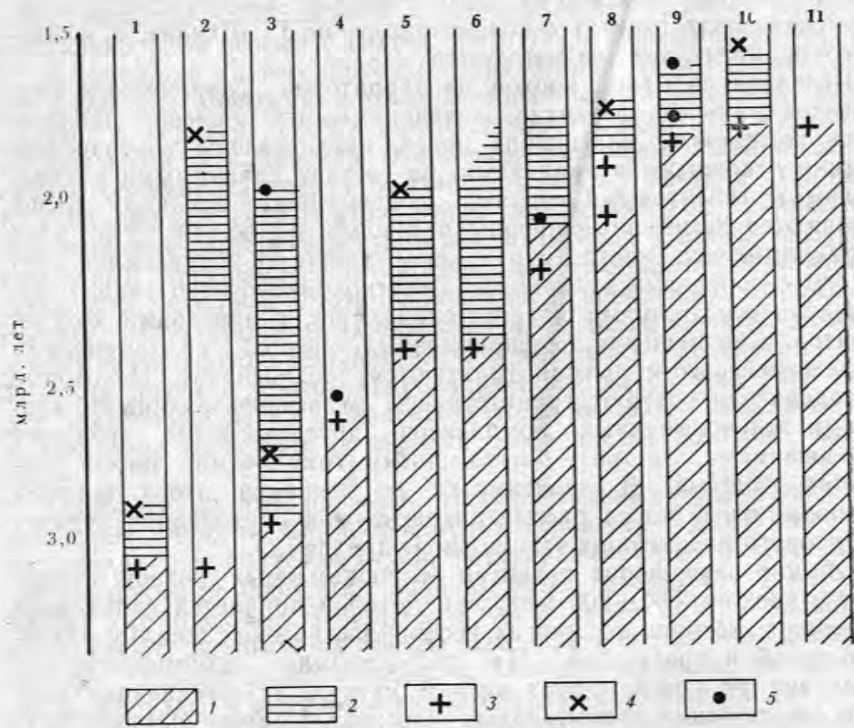


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая проявления лаврентьевской «революции» на древних платформах (составлена по данным Салопа, 1973; Семихатова, 1974; Тугаринова, Войткевича, 1970; «Тектоники Якутии», 1975; Agriens, 1971; Choubert, 1974; Vajner, 1976; и др.):

1 — складчатые комплексы; 2 — нескладчатые и слабоскладчатые комплексы; 3 — синтетектонические гранитоиды и пегматиты; 4 — посттектонические гранитоиды и гранитогеиы; 5 — базиты, расслоенные интрузии. Цифрами обозначены разрезы нижнего докембрия: 1 — Свaziленда, 2 — щита Пилбара, 3 — Трансваальского щита, 4 — Родезийского щита, 5 — Байкальской складчатой области, 6 — Канадского щита провинции Сьюпириор, 7 — Кольско-Карельской области, 8 — Украинского щита, 9 — Гвианского щита, 10 — Северо-Китайской платформы, 11 — Свeкофеннской области

ных. Из рисунка видно, что «главное несогласие» в разных районах отвечает различным рубежам в интервале 3000—1700 млн. лет. Даже в пределах одного структурного элемента (щита) оно испытывает возрастное скольжение. Например, на Трансвааль-

ском щите главная складчатость проявилась в интервале 3000 (Свaziленд) — 2500 (форланд Намаква) млн. лет (Vajner, 1976). В Евразии она приурочена к разным рубежам внутри интервала 2400—1700 млн. лет.

После складчатости, охватывающей зеленокаменные пояса, на территории складчатых областей часто образуются бассейны субконтинентального типа, где в спокойной обстановке накапливаются мощные вулканогенно-осадочные толщи, отнесенные Е. В. Павловским (1964) к чехлам протоплатформ. Автор (Борукаев, 1976) предложил для них термин «геосинклинальные нескладчатые комплексы», подчеркнув сходство их формационных рядов с рядами синхронных геосинклиналей. Некоторые из таких геосинклиналей (Лабрадорский трог, прогиб Ашбертон Западной Австралии) непосредственно контактируют с бассейнами и также наложены на складчатое основание. Судя по огромным мощностям наложенных комплексов, это основание хотя и претерпело складчатость, еще не было консолидировано в достаточной степени. Крупные массивы, существовавшие на этом этапе, названы нами щитовыми (Башарин и др., 1976).

Существенный перелом в развитии структуры земной коры наступил на рубеже 1750 ± 150 млн. лет. М. А. Семихатов (1974), подробно рассмотрев историко-геологическое значение этой эпохи, отвечающей гуронской, свекофеннской и другим складчатостям, а также алгомской «революции», по Г. Штилле, пришел к выводу, что эпоха проявилась в глобальном масштабе и отражает заключительные стадии крупнейшего тектонического цикла, завершающего развитие раннепротерозойских ортогеосинклиналей. Этот вывод следует несколько расширить. Алгомская эпоха ярко выразилась не только в ортогеосинклиналях, но и в наложенных геосинклиналях, где широко распространена порфировая формация рассматриваемого уровня (кислые вулканы Северной Австралии, Экваториальной Африки и т. п.). Одновременно на территории щитовых массивов происходит внедрение многочисленных тел посттектонических гранитоидов. Таким образом, мощными процессами была охвачена вся площадь континентов.

Эти процессы представляют более значительными, чем эпоха завершающей складчатости, и отвечают α -консолидации, по Г. Штилле. Существенно, что они накладываются на тектонические зоны, находящиеся на разных стадиях развития. Особенно показателен в этом отношении Лабрадорский трог. Его развитие начинается в интервале 2500—2300 млн. лет со стадии рифтогенной впадины и идет по типу миогеосинклинали. Затем в осевой части трога возникает раскол и формируется офиолитовая ассоциация, обычная для основания эвгеосинклинальных рядов. Алгомская консолидация, накладываясь на эту зародышевую эвгеосинклиналь, приводит к ее замыканию.

Особая роль алгомской эпохи подчеркивалась в литературе неоднократно. Именно для ее характеристики А. А. Богданов

(1968) применил очень удачный, на наш взгляд, термин «кратонизация», хорошо отражающий сущность процесса алгомской и подобных ей α -консолидаций. В результате проявления кратонизации происходит гомогенизация сиалической коры, ее «отверждение» и завершение превращения в кору континентального типа.

О глобальном значении алгомской эпохи говорит, в частности, тот факт, что достоверно не установлена ни одна геосинклинальная область, развитие которой, начавшись до алгомской кратонизации, продолжалось бы в рифее, имея сквозной характер. Как показал М. А. Семихатов (1974), ранний рифей был временем высокого стояния кратонов, признаком чего является господство платформенных формаций в соответствующей части рифейского этажа.

Рифейский этап развития Земли Г. Штилле рассматривал в качестве слабоорогенного. Это заключение подтверждается. В рифейском этаже абсолютно преобладают платформенные и миогеосинклинальные формации, среди которых широко распространены толщи карбонатных пород, аркозовых и кварцевых песчаников. В рифее фиксируются три эпохи тектонических движений, датируемые примерно цифрами 1400, 1100 и 600 млн. лет. На рубеже около 1400 млн. лет происходит дифференциация консолидированных ранее областей на кратоны и внутриконтинентальные подвижные пояса. Закладываются крупные миогеосинклинали (Аделаида, Белт, Приенисейская и др.). Более сложен вопрос о характере движений на рубеже 1100 млн. лет, который многими исследователями квалифицируется как гренвиллская эпоха завершающей складчатости.

Гренвиллская эпоха имеет разное выражение в различных структурных элементах континентов. Ей отвечают тектоно-магматическая активизация ранее консолидированных участков (пояс Гренвилл, Свеконорвежская область, пояс Фрейзер-Стерлинг Западной Австралии и др.), расширение областей платформенного осадконакопления (Австралия) или их сокращение (Северная Америка, Сибирская платформа), заложение краевых миогеосинклинальных прогибов (Прибайкальский, Присаянский, Гиперборейский), возникновение или интенсификация прогибания авлакогенов (Амадиес и др.). Складчатые дислокации, возникшие в эту эпоху, наложены на разновозрастные комплексы, обычно уже претерпевшие более интенсивную складчатость ранее, а следовательно, не отвечают понятию завершающей складчатости. Представляется, что в гренвиллскую эпоху достигает апогея процесс дифференциации консолидированных областей на кратоны и подвижные пояса, начавшийся на рубеже 1400 млн. лет.

Следующая эпоха интенсивных движений близ границы докембрия и палеозоя часто именуется байкальской складчатостью. Анализ новых материалов показывает, что в результате этих движений в осевых частях многих миогеосинклиналей (Грампиано-Аппалачский, Урало-Монгольский, Средиземноморский пояса)

возникают раздвиги и формируется офиолитовая ассоциация, знаменующая собой заложение новых эвгеосинклиналей. Таким образом, байкальская эпоха также не является этапом главной складчатости, а завершает слабоорогенный рифейский период развития планеты, основной чертой которого можно считать дифференциацию поверхности континентов на тектонические области разного типа.

В течение палеозоя возникшие эвгеосинклинали быстро «залечиваются» складчатостями, а в позднем палеозое (в Тихоокеанском сегменте — в раннем мезозое) проявляется новая кратонизация, сопровождаемая орогенезом (в понимании Ю. Г. Леонова, 1976). Характерная особенность следующего этапа развития — широкий дрейф континентов. Следовательно, в тектонической истории Земли могут быть выделены три эпохи кратонизации (саамская, алгомская,

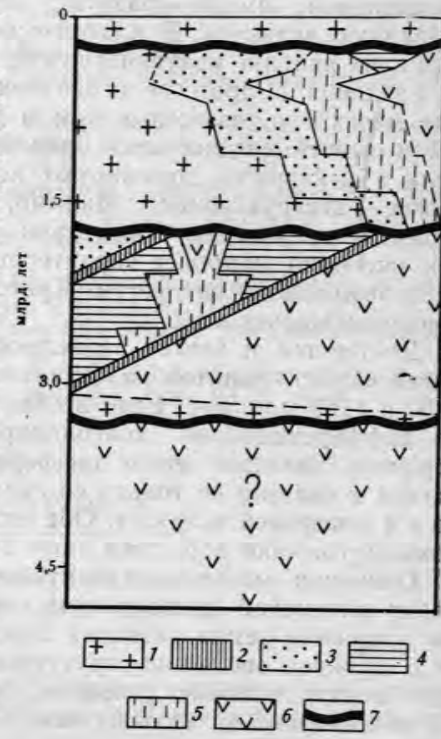


Рис. 3. Схема периодизации тектонической истории Земли.
Стадии: 1 — кратона, 2 — шитового массива, 3 — плиты, 4 — наложенной геосинклинали, 5 — миогеосинклинали, 6 — эвгеосинклинали, 7 — эпоха кратонизации, датированная средней цифрой

герцинско-мезозойская), разделяющие четыре мегахрона (протогей, дейтерогей, неогей и эпинеогей). Эпинеогей (термин В. Е. Хаина) не завершён.

Изложенная гипотеза представлена в графической форме на рис. 3. К сожалению, в настоящее время невозможно провести количественные подсчеты, которые показали бы истинные соотношения площадей историко-геологических элементов на каждой стадии развития. Главным препятствием этому является неясность в вопросах о площадях докембрийских океанов, радиусе Земли в докембрии и т. п. Поэтому схема имеет чисто качественный характер. Тем не менее она может служить основой для некоторых выводов.

Кратонизация не сопоставима с главной складчатостью. Это процессы, принципиально различные. Главные складчатости «скользят» во времени, тогда как кратонизация проявляется бо-

лее или менее синхронно на всей площади континентов. Главная складчатость служит подготовительным этапом в процессе формирования континентальной коры, завершение которого отвечает эпохе кратонизации. Кратонизация проявляется в истории планеты через примерно равные по продолжительности периоды около 1500 млн. лет, тогда как региональные циклы развития ортогеосинклиналей имеют разную длительность, не превышающую указанную величину. В классическом варианте учения о геосинклиналях явление кратонизации не нашло отражения.

Сведения о протогее ограничены и противоречивы. Два полных мегахрона, известные нам в достаточной степени, — дейтерогей и неогей — существенно различаются тенденциями развития. Если в дейтерогее доминируют конструктивные процессы, то в неогее — деструктивные. Видимо, в чередовании мегахронов существует известная симметрия. В частности, дрейф континентов, очевидно, наиболее характерен для раннего дейтерогей и еще не завершеного эпинеогей. Кратонизации ведут к объединению континентальных масс.

Дейтерогей и неогей разделяются примерно пополам эпохами интенсивного гранитообразования и радиоактивного омоложения — 2600 и 1100 млн. лет. Если вторая из них обусловлена определенно дифференциацией консолидированных областей, то первая, вероятно, отвечает эпохе дифференциации геосинклинальных областей и связана не только со складчатостью в некоторых из них, но и с инверсией в других. Обе эпохи с кратонизацией не сопоставимы и отвечают событиям иного порядка.

Основная масса континентальной коры сформировалась в эпоху алгомской кратонизации. Анализ не подтверждает мнения об ускорении темпа развития Земли во времени, а свидетельствует о сложной эволюции структуры земной коры в ходе равномерного поступательного развития, прерываемого периодически глобальными эпохами кратонизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Башарин А. К. и др. Жесткие массивы в складчатых системах докембрия континентов. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 1.
- Борукаев Ч. Б. Проблема общей геохронологической шкалы докембрия. — «Геология и геофизика», 1972, № 1.
- Борукаев Ч. Б. О геосинклинальных нескладчатых комплексах. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976.
- Войткевич Г. В. Единая геохронология докембрия. — «Природа», 1958, № 5.
- Каляев Г. И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия. — «Геотектоника», 1974, № 3.
- Леонов Г. П. Проблема цикличности в истории Земли. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1962, № 4.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1973; т. 2, 1974.

- Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., «Недра», 1976.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 256. М., «Наука», 1974.
- Тектоника Якутии. Новосибирск, 1975.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М., «Наука», 1964.
- Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Легенда карты. — В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1967.
- Arriens P. A. The Archaean geochronology of Australia. — «Geol. Soc. Austral. Spec. Publs», 1971, N 3.
- Choubert V. Le Précambrien des Guyanes. — «Mémoires du B. R. G. M.», 1974, N 81.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia. — «Can. J. Earth Sci.», 1968, vol. 5, N 3, p. 2.
- Stockwell C. H. Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield. — «Geol. Surv. Canad. Pap.», 1973, N 72—52.
- Vajner V. Epeirogeny, orogeny and the tectonic development of the Kaapvaal basin, Southern Africa. — «Geol. Rundsch.», 1976, Bd 65, N. 1.

Ю. Г. ЛЕОНОВ

ЭПОХИ ОРОГЕНЕЗА И ВОПРОС О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ

I. В статье, посвященной проблеме цикличности в геологической истории Земли, Г. П. Леонов (1962) обратил внимание на то, что явления, которые часто охватываются общим понятием цикличности или периодичности, в действительности распадаются на три самостоятельные группы: 1) длительные неповторимые этапы в истории Земли (такие, как протогей, неогей и др.), отражающие ее направленную эволюцию; 2) глобальные (планетарные) геотектонические циклы (каледонский, варисский и др.); 3) «осадочные циклы» различного масштаба — от флишевых ритмов до циклов со значительной продолжительностью и широким латеральным распространением. Будучи следствием разных причин, перечисленные разновидности не могут рассматриваться в качестве выражения единого спектра движений. Полностью разделяя мнение о разнотипности (хотя во многих случаях и не до конца выясненной) природе данных явлений, нет необходимости повторять его обоснование, приведенное Г. П. Леоновым.

В предлагаемой статье речь идет о второй из отмеченных выше групп — глобальных геотектонических или тектонических

циклах, лежащих в основе разделения фанерозойской геологической истории Земли на тектоно-магматические эпохи.

По широко принятым классическим представлениям, тектонические циклы отражают периодичность (цикличность) развития геосинклинальных систем земного шара, при котором начало цикла определяется заложением геосинклинальных систем, а конец цикла — их замыканием (см., например, Богданов и др., 1972; Г. П. Леонов, 1962). Предполагается, что фазы и эпохи тектогенеза (складчатости), завершающие геосинклинальное развитие, концентрируются в определенных, сравнительно узких интервалах хронологической колонки, отчего и получается глобальное значение геотектонических циклов (Г. П. Леонов, 1962).

Однако ряд причин, связанных не столько с получением новых данных, сколько с переинтерпретацией уже известного материала, заставляет критически отнестись к этой привычной концепции, связывающей существование тектонических циклов с цикличностью (по крайней мере в той форме, как это указано в предыдущем абзаце) геосинклинального процесса. При этом не ставится под сомнение факт существования тектоно-магматических эпох как повторяющейся последовательности определенных событий; предлагается лишь иное объяснение их происхождения. Вывод о необходимости серьезного уточнения данной концепции вытекает прежде всего из представления о том, что орогенные процессы, которыми согласно этой концепции завершаются тектонические циклы, генетически (причинно) не связаны с предшествующим геосинклинальным развитием (Белоусов, 1973, 1974; Диккинсон, 1974; Ю. Г. Леонов, 1972, 1976; Voou, 1968; Soney, 1970). Принимая это положение и рассматривая орогенез как самостоятельное по отношению к предшествовавшему развитию явление (как понимается в данном контексте «самостоятельность», будет разъяснено ниже), приходится признать, что действительно устанавливаемый глобальный характер «главных» эпох орогенеза не имеет прямого отношения к процессу развития более древних геосинклиналей и, таким образом, не служит свидетельством одновременного — в масштабе земного шара — завершения «геосинклинального цикла».

II. Как известно, за период от начала палеозоя до настоящего времени насчитывается три эпохи орогенеза первого порядка — в девоне, второй половине карбона — перми — начале триаса, неогене — кватерне (возможно, с началом в олигоцене).

Наиболее типичная особенность этих эпох, отличающая их от других, в остальном, может быть, не менее значительных эпизодов тектонической активности, заключается в проявлении в это время на большой площади орогенного режима (как он понимается, несмотря на разные варианты трактовки его генетической сущности, В. В. Белоусовым, 1974, 1976; А. А. Богдановым, 1959; Ю. Г. Леоновым, 1976; А. А. Моссаковским, 1975; С. С. Шульцем, 1958). Если не учитывать нюансы представлений

отдельных авторов, то для него характерно интенсивное «контрастное» горообразование, сопровождающееся формированием горного рельефа, межгорных и предгорных впадин и накоплением в континентальных условиях мощных молассовых толщ и вулканитов. Для пород широко распространенной вулканоплутонической ассоциации этого времени (наземные вулканиты, гранитоидный магматизм) во многих случаях характерна повышенная щелочность.

Перечисленные эпохи орогенеза имеют глобальное значение. Об этом свидетельствует не только массовое развитие процессов эпигеосинклинального горообразования¹ и наземного вулканизма, так же как гранитоидного магматизма и альпинотипных орогенических деформаций в прошедших геосинклинальную «подготовку» складчатых поясах соответствующего возраста. Не менее убедительно в этом отношении одновременное и согласованное проявление тектонических движений и магматизма на огромной площади за пределами геосинклинальных складчатых областей как в наиболее эффективной форме тектонической и магматической активизации и, по-видимому, формирования рифта (во всяком случае для неоген-четвертичной эпохи), так и в виде различных более умеренных, но не менее показательных, синорогенических процессов типа колебательных движений на платформах и пр. Обоснованию глобального характера девонской и неоген-четвертичной эпох орогенеза и анализу их соотношения с процессом развития геосинклиналей посвящены специальные работы (Ю. Г. Леонов, 1972, 1976; Ю. Г. Леонов, Мазарович, 1975). Одновременное и в основе своей однотипное проявление процессов горообразования и вулканизма позднепалеозойской эпохи на территории Евразии показано в сводке А. А. Моссаковского (1975), которым, однако, вопрос о соотношении орогенеза и геосинклинального развития решается иначе, чем в указанных выше работах, — в соответствии с классической концепцией, дополненной представлениями о направленном преобразовании коры из океанической в континентальную в ходе геосинклинального цикла.

Наравне с перечисленными эпохами нередко рассматривают и некоторые другие события. Особенно часто к ним приравнивают эпоху «мезозойской» складчатости в интервале от конца юры до середины мела, выделяя на этом основании наряду с альпийской и другими также мезозойскую тектоно-магматическую эпоху. Может быть, преждевременно утверждать это окончательно для мезозойской эпохи, но в остальных случаях речь заведомо идет о явлениях иного характера. Не приходится сомневаться, что многие из них, и в первую очередь, конечно, такие мощные

¹ Термины «эпигеосинклинальный» и противоположный ему «внегеосинклинальный» не указывают на генетические различия между этими формами горообразования. Принимается, что проявление орогенеза в геосинклинальных областях и за их пределами вызывается одной и той же причиной.

проявления тектонической и магматической активности, как «мезозойская», или, например, таконская складчатость, или другие соизмеримые с ними по масштабу события, представляю собой очень важные — первостепенные рубежи в истории тектонического развития земного шара. Но несмотря на то что по многим показателям эти явления должны быть причислены к тектоническим событиям самого высокого ранга, они не обладают наиболее характерной отличительной особенностью рассматриваемых «главных» эпох орогенеза: они, включая, по-видимому, и эпоху «мезозойской» складчатости, не сопровождались широким — глобальным развитием процессов горообразования с ассоциирующимися с ним комплексом тектонических и магматических явлений. Со многими такими событиями было связано завершение геосинклинального развития на обширных площадях, но они либо не приводили к возникновению настоящего орогенного режима, либо вызывали локальное горообразование.

Следует обратить внимание еще на одну сторону вопроса, связанного с выделением и тектонической интерпретацией эпох орогенеза. Кроме представления о «главных» эпохах орогенеза разного возраста как о равноправных событиях существует и противоположная точка зрения, отводящая исключительную роль новейшей (неоген-четвертичной) эпохе. Эта точка зрения высказана, например, Н. И. Николаевым (1954) и А. Е. Шлезингером (1975), считающими, что та форма тектонического развития, которая выражается в горообразовании и активизации внегеосинклинальных областей, свойственна только последнему этапу развития Земли, начавшемуся в кайнозой или мезозой.

Однако эта точка зрения не отвечает действительному положению вещей. Она базируется на чисто внешних, в значительной мере обманчивых признаках. В случае новейшего орогенеза мы можем прямо, без дополнительных построений и предпосылок, видеть, что им захвачены огромные по площади внегеосинклинальные области. В отношении древних эпох мы лишены возможности непосредственно наблюдать горные системы. Единственным свидетельством их существования являются молассовые отложения палеовпадин; но, во-первых, это не так наглядно, а во-вторых, часть древних молассовых континентальных толщ уничтожена эрозией, и это приводит к преуменьшенному представлению о размерах площади, захваченной горообразованием. Кроме того, некоторую роль играет способ выделения каледонских и, возможно, варисских складчатых систем.

Изучение этого вопроса показало (Ю. Г. Леонов, 1976), что в ряде случаев главным аргументом для отнесения тектонических элементов к каледонским геосинклинальным складчатым областям (в которых девонский орогенез должен, следовательно, квалифицироваться как эпигеосинклинальный) служит наличие в них девонских молассовых толщ, указывающих на проявление здесь горообразования, часто с деформациями, вулканизмом

и пр. Такой подход, при котором результат (вывод об эпи- или внегеосинклинальном горообразовании) заранее заложен в способе решения (геосинклинальная природа области устанавливается по наличию в ней горообразования), естественно приводит к тому, что в нашем представлении площадь проявления внегеосинклинального горообразования сужается по сравнению с тем, что было на самом деле.

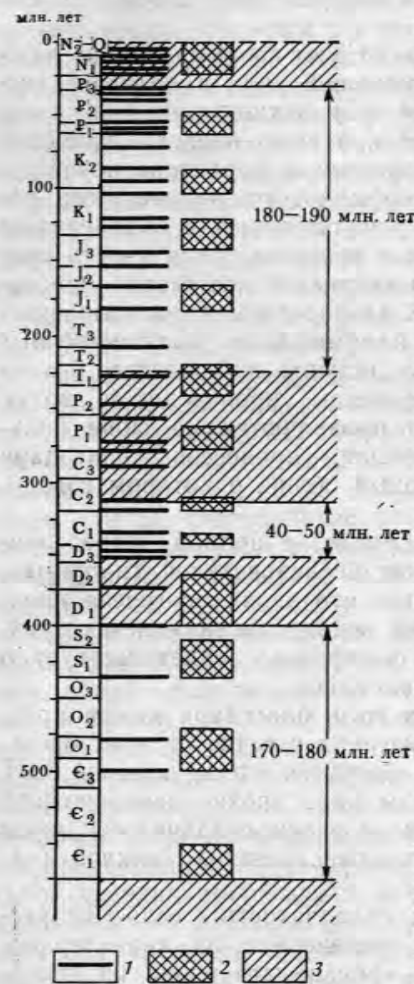
Указанные обстоятельства способствуют формированию ложного впечатления о значительной меньшей роли в палеозойском внегеосинклинальном горообразовании или активизации по сравнению с эпохой неоген-квартера. Это, в свою очередь, приводит к необоснованному выводу о специфическом характере новейшей эпохи, обусловленной действием якобы нового, неизвестного ранее или, по крайней мере, не проявлявшегося в соизмеримом масштабе, наложенного планетарного процесса. Если учесть приведенные соображения, то вряд ли останется достаточно оснований для вывода о принципиальной разнородности описываемых эпох орогенеза. Конечно, большие или меньшие количественные различия между ними обязательно должны наблюдаться, хотя бы потому, что вызывающие их процессы происходят в эволюционирующей Земле. Но различия проявляются на фоне большого сходства главных, определяющих, процессов, благодаря чему все эпохи имеют тот характерный облик, о котором говорилось выше.

Сказанное заставляет, таким образом, с полной определенностью присоединиться к мнению тех исследователей (например, В. Е. Хаина, 1973), которые считают, что эпохи орогенеза представляют собой однотипные в своей основе явления, и их трех- или четырехкратное повторение в фанерозое свидетельствует о повторяемости порождающих их процессов.

III. Для правильного понимания того, благодаря каким признакам возможно выделение тектонических циклов, от эпох орогенеза, в том понимании, как о них говорится здесь, должны быть отделены и рассмотрены особо фазы или эпохи завершающей складчатости, так как именно фазы и эпохи складчатости чаще всего рассматриваются как естественные границы циклов (например, Богданов и др., 1972).

Последовательность фаз и эпох складчатости, если ее рассматривать независимо от эпох орогенеза с их характерным тектоническим режимом, мысленно «убрав» эти эпохи из хронологической колонки, выглядит довольно однообразной и невыразительной (рисунок). Она представлена многократным повторением то более, то менее значительных проявлений тектонической активности. Но даже выделив из них самые крупные (например, типа наиболее интенсивных фаз, по Г. Шпилле, или эпох складчатости, по А. А. Пронину), мы не получили бы сколько-нибудь четких рубежей, дающих основание (без учета «главных» эпох орогенеза) для обычного разделения на тектонические циклы.

Периодизация, конечно, была бы возможна, но имела бы другой вид, в частности содержала бы не 3 цикла, а большее количество более коротких по продолжительности подразделений, так как наряду с фазами, по времени приуроченными к эпохам орогенеза, реперами в этом случае послужили бы равноценные им по другим параметрам фазы и эпохи другого возраста, например таконская, новокиммерийская (колымская, невадская), субгерцинская — ларамийская, и возможно ряд других.



Мнение об исключительной интенсивности фаз и эпох складчатости, связанных с эпохами орогенеза, в большинстве случаев преувеличено. Оно объясняется тем, что при орогенезе, особенно в его начале, обусловленные им движения сопровождаются радикальной перестройкой тектонического режима и поэтому выглядят более эффектными, чем события на других возрастных уровнях, соизмеримые с ними по интенсивности деформаций и магматизма и площади проявления (о близком порядке площади проявления основных фаз и эпох складчатости свидетельствуют подсчеты А. А. Пронина, 1969 а, б, хотя они и основаны только на анализе несогласий).

Еще более показательна картина, получаемая при анализе распределения во времени не фаз и эпох складчатости вообще, среди

Распределение по хронологической шкале фаз складчатости (1), в основном по Г. Штилле; эпох складчатости (2), по А. А. Пронину, и глобальных эпох орогенеза (3). Шкала абсолютного возраста, по Г. Д. Афанасьеву и С. И. Зыкову (1975)

которых есть как «завершающие» так и «незавершающие», а уровней, где происходит реальное завершение геосинклинального развития разных тектонических единиц¹. В различных геосин-

¹ Под геосинклинальным развитием понимается доорогенное развитие геосинклиналей (подвижных поясов), т. е. тот этап, который в статье А. А. Богданова и др. (1972) четко обособлен и назван «собственно геосинклинальным», а в

клинальных областях и системах возрастные уровни, на которых происходит завершение собственно геосинклинального развития и проявляется комплекс процессов, объединяемых под названием заключительной складчатости, отнюдь не концентрируются только в интервалах времени, соответствующих «главным» эпохам орогенеза, а гораздо более свободно рассосредоточены по хронологической шкале. Приблизительно к этому заключению пришел, например, А. Л. Яншин (1966), основываясь на большом материале по Евразии². Более подробно это показано на примере ранне-среднепалеозойской истории развития областей каледонской складчатости (Ю. Г. Леонов, 1976; Ю. Г. Леонов, Мазарович, 1975). Окончание геосинклинального развития и замыкание геосинклиналей, территория которых включается в состав каледонских складчатых областей, происходили далеко не одновременно и не только в конце каледонской эпохи, т. е. в конце силура — раннем и среднем девоне. Этот процесс хотя и развивался импульсами, но был растянут во времени от середины кембрия (салаириды) до девона (поздние каледониды, акадские комплексы и пр.).

Девонский орогенез, наложившийся на области с разным временем завершения геосинклинального развития, подвел в них как бы черту над всей предшествующей ему историей. Он объединил охваченную им площадь, которая благодаря этому, а не вследствие якобы одновременного замыкания геосинклиналей может быть обособлена как область каледонской складчатости. Отбросив эпоху девонского орогенеза или остальные эпохи орогенеза для более молодых этапов геологической истории, мы окажемся перед пестрым набором разновозрастных складчатых зон. Их группировка в этом случае может производиться в известной степени произвольно, во всяком случае не обязательно с выделением именно тех групп складчатых комплексов — байкальских, каледонских, варисских, альпийских, — которые, как бы ни интерпретировать их природу, составляют ныне основу тектонического районирования.

Таким образом, вопреки довольно распространенному мнению, время проявления заключительной складчатости или, если говорить шире, время завершения собственно геосинклинального развития, не является тем признаком, по которому на деле определяется конец тектонических циклов. Последний маркируется эпохами орогенеза, не тождественными эпохам и фазам заключи-

системе терминов, употребляемых А. А. Моссаковским (1975, с. 67) при описании позднепалеозойской истории развития палеозойд Евразии, это время формирования «геосинклинальных формаций» и «нижней молассы».

² Из этого, однако, не обязательно следует вывод об отсутствии фаз или эпох складчатости глобального значения вообще, как считает А. Л. Яншин (1966, 1973). Они, по-видимому, существуют, но далеко не везде являются «заключительными».

тельной складчатости. Эпохи орогенеза образуют твердые реперы, благодаря которым геологическая история Земли делится на отрезки, описываемые нами под названием циклов.

Поэтому решение главных вопросов, поставленных в статье, а именно: является ли рассматриваемая цикличность отражением циклического развития геосинклинального процесса и каким образом следует подходить к определению границ циклов (т. е. должны ли эпохи орогенеза рассматриваться как верхние члены циклов), зависит от понимания того, что представляют собой эпохи орогенеза и прежде всего каково их соотношение с геосинклинальным процессом.

IV. Вывод о независимости орогенеза от геосинклинального развития — главное в системе рассуждений, предлагаемых в данной статье. Более подробно этот вопрос рассмотрен в предыдущих работах автора (Ю. Леонов, 1972, 1976). В близком ключе, но в более общей форме проблема соотношения орогенеза и геосинклинального развития решается в работах некоторых советских (Белоусов, 1973, 1974, 1976) и зарубежных авторов (Воу, 1968; Сопеу, 1970). Примечательно, что к данному выводу приходят исследователи, стоящие на разных, даже диаметрально противоположных позициях: например В. В. Белоусов, подходящий к этому вопросу с позиций фиксизма, и П. Кони (P. Coney) или У. Диккинсон (1974), решающие его с точки зрения крайнего мобилизма. Согласие в этом вопросе принципиальных противников лишний раз свидетельствует о том, что для рассматриваемого представления действительно имеются серьезные фактические основания.

Среди аргументов в пользу представления о независимости эпох орогенеза от геосинклинального развития наиболее важен такой, не вызывающий сомнений, хотя и объясняемый по-разному, факт, как сравнительно синхронное возникновение орогенного режима в областях с разной предысторией и, как следствие этого, с разной тектонической структурой.

С одной стороны, к числу такого рода областей относятся геосинклинальные складчатые области, геосинклинальное развитие которых завершилось на разных возрастных уровнях в интервале между двумя последовательными эпохами орогенеза (например, в мезозое-кайнозое по отношению к неоген-четвертичной эпохе орогенеза). Единство этих областей, если отбросить нивелирующее действие орогенеза, весьма относительно. Они представляют собой сложное сочетание не только разновозрастных, но и разнотипных зон, так как составляющие их элементы различаются также степенью подвижности (тектоническим режимом) на геосинклинальном этапе. Уже вследствие этого трудно уложить данную реальную картину в рамки классической двухстадийной или, как ее еще называют, детерминированной геосинклинальной концепции, краеугольным камнем которой служит тезис о том, что составляющие геосинклинальный процесс элементы

«закономерно — как причина (прогибание и осадконакопление) и следствие (складко- и горообразование) — связаны друг с другом» (Г. П. Леонов, 1974, с. 22). Вряд ли можно говорить о закономерной связи, если из различных причин возникает одинаковое следствие.

С другой стороны, тот же или близкий орогенный режим и в тех же возрастных интервалах возникает на внегеосинклинальных территориях, захватывая огромные площади. Этот процесс известен как активизация; часто для него применяются и другие названия (большинство из них перечислено в работах В. Е. Хаина, 1973; А. Е. Шлезингера, 1975). Эта форма орогенеза (горообразование и пр.) многими авторами считается независимой от эпигеосинклинального орогенеза, вызванной самостоятельным процессом, который затрагивает только (!) внегеосинклинальные области. С этим нельзя согласиться. Единство тектонического (орогенного) режима и хронологических рамок, в которых протекают оба процесса, безусловно свидетельствует об их единстве по существу; его нельзя игнорировать только потому, что в сферу воздействия этого процесса вовлекаются тектонически разнородные области. Иначе мы приходим, по справедливому замечанию А. А. Моссаковского (1975, с. 10), к «абсурдному результату» с терминологической точки зрения и, главное, теряем важную для понимания сущности всего процесса латеральную связь между явлениями в разных тектонических элементах.

Кроме того, собственно орогенные движения сопровождаются, как уже отмечалось, другими формами тектонической активности (рифтинг, колебательные движения и пр.). Все вместе они распространяются на большую часть поверхности земного шара, доказывая действительно глобальный характер лежащего в их основе процесса.

Итак, мы можем констатировать, что единый процесс орогенеза почти одновременно возникает в эпи- и внегеосинклинальных областях; в пределах эпигеосинклинальных областей накладывается на элементы с разным возрастом завершения геосинклинального развития, т. е. не связан с каким-то определенным возрастом складчатости и других «завершающих процессов»; не связан ни с каким конкретным геосинклинальным режимом; гармонично сочетается с другими глобальными процессами. Эти факты могут быть дополнены и некоторыми другими, например часто наблюдаемой структурной несогласованностью орогенных и геосинклинальных комплексов, отсутствие, по-видимому, строгой закономерности в продолжительности тектонических циклов (см. рис.) (последовательность не станет более закономерной, если даже дополнить ее мезозойской эпохой в интервале 100—130 млн. лет, приравняв последнюю к «главным» эпохам орогенеза) и т. д. Все это, вместе взятое, заставляет отрицательно относиться к представлению о причинной связи орогенеза с предшествующим геосинклинальным развитием. Логичнее рас-

смаатривать его как самостоятельное явление, а не как естественное следствие геосинклинального процесса.

Принимая этот вывод, можно легко выйти из того противоречия, которое в рамках детерминированной геосинклинальной концепции объясняется очень искусственно. Имеется в виду подчеркиваемая многими авторами (Г. П. Леонов, 1962, 1974; Моссаковский, 1975) непрерывность, одновременность и региональность завершения геосинклинального (собственно геосинклинального) развития (или процесса формирования гранитно-метаморфического слоя), с одной стороны, и дискретность, синхронность и глобальность эпох орогенеза (становления континентальной коры) — с другой.

V. Как отмечалось ранее, независимость орогенеза от предшествующего развития заключается в отсутствии между ними не вообще каких бы то ни было, а только причинных связей. Данные выражения не всегда, однако, понимаются одинаково, и это приводит порой к взаимному недопониманию. Возникает поэтому необходимость оговорить их точный смысл.

Для строгости выражений можно прибегнуть к помощи таких четко определяемых в диалектическом материализме понятий, как полная причина, специфическая причина, условие. В них вкладывается следующий смысл («Философский словарь», 1975): полная причина — «совокупность всех обстоятельств, при наличии которых необходимо наступает следствие» (с. 329); специфическая причина — «совокупность ряда обстоятельств, появление которых (при наличии... других обстоятельств, уже имевшихся в данной ситуации до наступления следствия и образующих собой условие действия причины) ведет к появлению следствия», специфическая причина обычно объединяет «наиболее существенные в данной ситуации компоненты полной причины, а остающиеся компоненты выступают лишь как условие действия этой специфической причины» (с. 330); условие «составляет ту среду, обстановку, в которой явления возникают, существуют и развиваются», условие само по себе не порождает явление, и в этом заключается его отличие от специфической причины, «непосредственно порождающей то или иное явление или процесс» (с. 425).

Интересующие нас явления и связи в данных терминах должны быть квалифицированы следующим образом.

Предшествующая орогенезу геологическая (тектоническая) история представляет собой условие, поскольку в ходе ее формируются те структурные, вещественные и отчасти, видимо, энергетические свойства среды (коры, мантии), в которой реализуются те или иные формы орогенеза. Свойства среды влияют на интенсивность и конкретную форму проявления орогенеза, но сами этот процесс не порождают. Так, девонское горообразование со всем комплексом ассоциирующихся с ним тектонических и магматических процессов чаще проявляется в полную силу на площадях позднедевонской — раннепалеозойской — силурий-

ской консолидации (в районах распространения гранитно-метаморфического слоя этого возраста). Однако это происходит не потому, что его порождает развитие геосинклиналей этого времени, не являющихся, с нашей точки зрения, специфической причиной орогенеза, а благодаря тому, что условия здесь (т. е. свойства среды, обусловленные ходом предшествующего развития) оказались наиболее благоприятными для проявления орогенеза в интенсивной форме. Специфическая же причина орогенеза — самостоятельный глобальный процесс, захватывающий разные области и реализующийся в них в соответствии с их местными особенностями — условием. Полная причина орогенеза в соответствии с определением складывается из «независимого» глобального процесса (специфической причины) и характера доорогенного развития, определяющего свойства среды (условия).

Таким образом, в выражении «причинная независимость», «самостоятельность» эпох орогенеза по отношению к предшествующему геосинклинальному развитию имеется в виду не полная причина, а отсутствие специфической причинной связи.

VI. Обсуждая вопрос о месте и роли в тектоническом цикле эпох орогенеза, нельзя не коснуться разработанных в последнее десятилетие и широко распространенных представлений о направленной эволюции земной коры в ходе геосинклинального развития (Пейве и др., 1971, 1972, 1976). Они представляют собой модифицированный и наполненный определенным физическим содержанием вариант геосинклинальной теории (Марков и др., 1974). Согласно этим представлениям, суть геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную¹. При этом подчеркивается и приобретает физический смысл стадийность геосинклинального процесса. Определенное место отводится в нем и эпохам орогенеза. Их положение с точки зрения данной концепции наиболее подробно рассмотрено А. А. Моссаковским (1975) на примере палеозойской Евразии.

Заметим, что в статье не ставится цель оценить обоснованность этой концепции вообще. Если же исходить из того, что представления А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и других ученых, разрабатывающих ее, верны по существу, то с выводом о независимости «главных» эпох орогенеза не вступают в противоречие ни представление о преобразовании в ходе геологической истории океанической коры в континентальную, ни интерпретация собственно геосинклинального (доорогенного) развития как процесса формирования гранитно-метаморфического слоя. В уточнении нуж-

¹ В логически завершенной форме эта система взглядов сформулирована в указанных выше работах. Но идея о переработке в ходе геосинклинального процесса океанической (симатической) коры в континентальную (сиалическую) высказывалась и раньше (Кропоткин, 1948; и более поздние работы других авторов).

дается лишь вопрос о роли в этом процессе тектонических движений и магматизма эпох орогенеза.

Эпохи орогенеза интерпретируются в этой схеме как начальные фазы континентальной стадии. Составляющие их компоненты (горообразование с накоплением «верхней» молассы, образование вулканоплутонических ассоциаций) не рассматриваются, и это должно быть подчеркнуто, в качестве процессов, приводящих к формированию континентальной коры. Они представляют собой индикаторы континентальной коры уже существующей — образовавшейся к началу орогенеза. Так, на территории Северной Евразии выделяются (Пейве и др., 1976) разновидности континентальной коры, образовавшиеся к началу девона, позднему карбону, позднему миоцену, иначе говоря, к началу эпох орогенеза или в их начале.

Так что из теоретического обоснования концепции и ее практического воплощения в виде периодизации тектонической истории и тектонического районирования вытекает, что эпохи орогенеза не являются составной частью процесса преобразования океанической коры в континентальную. Это преобразование происходит еще до наступления орогенного режима в ходе предшествующих стадий, соответствующих собственно геосинклинальной стадии классической теории геосинклиналей. Орогенным же этапом начинается последующая структурная и вещественная переработка континентальной коры.

Здесь, так же как и в случае представлений о существовании глобальных эпох завершающей складчатости, образующих естественное завершение геосинклинальных циклов, принимается, что становление континентальной коры или, точнее, завершение процесса ее становления из разновозрастных участков гранитно-метаморфического слоя происходит скачкообразно (Моссаковский, 1975) в сравнительно короткие интервалы времени перед эпохами орогенеза или в начале их. Но судить о том, что на какой-либо площади начиная с определенного момента образовалась континентальная кора и отделить эту площадь от площадей с континентальной корой другого возраста, можно только по проявлению на ней орогенеза. Континентальная кора, таким образом, определяется как совокупность районов разновозрастного гранитно-метаморфического слоя, охваченных орогенезом того или иного возраста. Эта постановка вопроса полностью соответствует подходу в классической теории геосинклинальных циклов; и здесь ключевым остается вопрос о месте эпох орогенеза. А следовательно, сохраняется в силе все, что было сказано по этому поводу раньше.

Собственно геосинклинальный процесс приводит, по-видимому, к переработке океанической коры только в гранитно-метаморфический слой (в той трактовке этих понятий, как они употребляются авторами рассматриваемой концепции). На этом геосинклинальный процесс как единый, направленный и закономерный

развивающийся процесс заканчивается: дальнейшее развитие не вытекает из него с необходимостью, предусматриваемой детерминированной схемой. Завершение процесса с энергетической точки зрения выражается в утрате тектонической и магматической активности, с вещественной — в формировании комплекса пород гранитно-метаморфического слоя. В результате ряда последовательных эпизодов формирования гранитно-метаморфического слоя на отдельных участках земной поверхности к моменту эпохи орогенеза образуется некоторая совокупность такого рода участков. Она тем больше по площади и разнообразнее по возрасту, чем более длительный промежуток времени отделяет одну эпоху от другой и чем в большем количестве геосинклинальных зон, следовательно, могло завершиться геосинклинальное развитие с образованием в итоге гранитно-метаморфического слоя. Эта совокупность и отвечает, как подчеркивалось выше, тому, что выделяется под названием континентальной коры соответствующего возраста.

К процессу становления континентальной коры эпохи орогенеза отношения не имеют (во-первых, в соответствии с тем, что было раньше сказано о независимости орогенеза вообще, во-вторых, потому, что и по данной концепции они относятся уже к континентальной стадии развития). Однако от них прямо зависит выделение континентальной коры того или иного возраста точно так же, как и выделение тектонических циклов, о чем говорилось раньше.

Таким образом, вывод о независимости эпох орогенеза от предшествующего развития затрагивает данную систему взглядов в той же мере и в той же части, что и классическую детерминированную схему, геосинклинального процесса. Поэтому доводы, приведенные в предыдущих разделах статьи, остаются в силе и здесь. Добавим к этому лишь следующее. Так как проявление орогенеза распространяется далеко за пределы геосинклинальных областей, в которых происходило формирование гранитно-метаморфического слоя, то часто в результате этого наблюдается повторное его проявление на одной и той же территории. Это лишнее раз указывает на то, что орогенез не занимает строго фиксированного положения в процессе преобразования океанической коры в континентальную. В противном случае трудно было бы понять его повторение в заведомо уже сформированной континентальной коре.

VII. История Земли может быть разделена на крупные отрезки, называемые тектоническими циклами, благодаря наличию эпох орогенеза. Но поскольку эпохи орогенеза оказываются явлением, не связанным с предшествующим геосинклинальным развитием, отсюда неизбежно следует, что это деление не отражает цикличности геосинклинального процесса. Во всяком случае в такой форме, при которой эпохи орогенеза рассматриваются как верхние — завершающие — члены цикла.

Из этого возникает следующий вопрос: является ли целесообразным принятое деление на циклы? Ответ на него зависит от того, для чего нам нужна периодизация истории Земли. Можно относиться к ней как к формальному разделению истории. В этом случае главными требованиями к ней являются удобство, четкость и, по возможности, общепризнанность. Этим требованиям вполне удовлетворяет принятое деление на циклы. Заметим, что оно основано на объективных показателях — реально существующей повторяемости событий. Только слово «цикл» следовало бы при этом взять в кавычки, или называть данные подразделения, как это часто и делают, эпохами, так как в них объединяются события, не составляющие единого процесса.

Более жесткие требования к периодизации появятся, если к ней подойти как к естественной группировке событий, отражающей реальный ход процесса тектогенеза, его этапы, моменты перестройки и пр. В этом случае не безразлично, где будут проведены границы между следующими друг за другом событиями — они должны соответствовать естественным, наиболее крупным переломным моментам. Такой подход к периодизации гораздо более перспективен, поскольку он позволяет не только оценить внешнюю — хронологическую — последовательность событий, но и понять существующие между ними связи, что необходимо для правильного понимания лежащих в их основе процессов.

При таком подходе основные рубежи между подразделениями пройдут на уровне нижних границ «главных» эпох орогенеза, соответствующих моментам наиболее значительной перестройки тектонического плана и тектонического режима. Вопрос о том, можно ли заключенные между этими рубежами отрезки времени рассматривать как тектонические циклы, в которых эпохи орогенеза являются начальной фазой (в какой-то мере близко к тому, как считал А. Н. Мазарович, 1940), требует специального анализа. В пользу этого говорит, по-видимому, то, что во время данных эпох происходит не только горообразование, но и закладываются новые геосинклинальные (подвижные) пояса, развитие которых с образованием в них гранитно-метаморфического слоя продолжается до следующей эпохи орогенеза, когда происходит новая ломка тектонического плана, и т. д. Однако решение этого вопроса требует изучения соотношения эпох орогенеза не только с предшествовавшим, но и с последующим развитием.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
 Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков. — «Геотектоника», 1974, № 3.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология (МГК, XXV сесс., докл. сов. геологов). М., «Наука», 1976.
 Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1.
 Богданов А. А. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — «Геотектоника», 1972, № 5.
 Диккинсон У. Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
 Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5.
 Леонов Г. П. Проблема цикличности в истории Земли. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1962, № 4.
 Леонов Г. П. Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 3.
 Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. — «Геотектоника», 1972, № 2.
 Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., «Недра», 1976.
 Леонов Ю. Г., Мазарович О. А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости. — «Геотектоника», 1975, № 5.
 Мазарович А. Н. О ритмах в истории Земли. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1940, т. 18, вып. 5—6.
 Марков М. С. и др. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР. — «Геотектоника», 1974, № 3.
 Москавский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 268. М., «Наука», 1975.
 Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. — «Сов. геология», 1954, № 41.
 Пейве А. В. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 3.
 Пейве А. В. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Сов. геология», 1972, № 12.
 Пейве А. В. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — «Геотектоника», 1976, № 5.
 Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука», 1969а.
 Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука», 1969б.
 Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
 Шлезингер А. Е. О причинах разного понимания природы орогенных структур. — «Геотектоника», 1975, № 2.
 Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. — «Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки», 1958, вып. 1.
 Яншин А. Л. Об эпохах складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
 Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 2.
 Вoу T., de. Mobility of the earth's crust: a comparison between the present and the past. — «Tectonophysics», 1968, vol. 6, N 3.
 Coney P. I. The geotectonic cycle and the new global tectonics. — «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1970, vol. 81, N 3.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЬЕНИНСКОГО
УТЕСОВОГО ПОЯСА (КАРПАТЫ)

Тектонические структуры, свидетельствующие о наличии горизонтального сжатия, известны давно и установлены как методами полевой геологии, так и по данным бурения. Очевидно, что, как и в случае подвижек по вертикальным разломам, массы пород, подверженные горизонтальному сжатию, претерпевают в процессе перемещения те или иные вещественные или структурные изменения (складчатость, покровообразование, будинаж, дробление и т. д.). Но в районах, где устанавливаются достаточно крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры, изменяются также и морфология бассейнов осадконакопления, и характер самих осадков. Многие первоначально обширные бассейны в результате процессов сжатия превращаются в узкие линейные зоны, вытянутые на расстояние во многие сотни километров и имеющие сложную внутреннюю тектоническую структуру. Цель статьи — показать эволюцию во времени одного из таких седиментационных бассейнов, а именно осадочного бассейна Пьенинского утесового пояса.

Пояс Пьенинских утесов (рис. 1) — один из главных тектонических элементов Карпатского горного сооружения — вытянут в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке, сохраняя на всем протяжении очень незначительную (2—5 км, в отдельных местах до 20 км) ширину. Пояс ограничен крупными разломами, которые отделяют его на юге от области Внутренних Карпат, на севере — от флишевых отложений Карпат Внешних.

Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных работах (Андрусов, 1967; Биркенмайер, 1956, 1963; Богданов, Муратов, Хаин, 1958; Вялов, 1956; Вялов и др., 1963; Ксеншкевич, Самсонович, Рюле, 1968; Круглов, 1971; Кульчицкий, 1967; Лешко, 1963; Andrusov, 1953, 1974; Birkenmajer, 1963, 1965; Birkenmajer, Lefeld, 1969, 1970; Alexandrowicz, 1966; Kofański, 1963; Ksiazkiewicz, 1960—1963, 1972; Sikora, 1971), данные из которых наряду с собственными наблюдениями использованы при описании.

Зона Пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела — палеогена («осадочная оболочка» утесов), среди которых заключены хорошо выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные чешуи, глыбы и блоки (собственно «утесы») плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста. Породы осадочной оболочки смяты в складки. Утесы ограничены, как правило, поверхностями разрывов с

зонами милонитизации и представляют собой бескорневые глыбы, блоки и пластины, размер которых колеблется в широких пределах (от первых метров до многих километров в длину). Первоначально единые пластины часто будинированы и разорваны, при этом будины или находятся на одном простирании, или смещены одна относительно другой по поперечным разрывам.

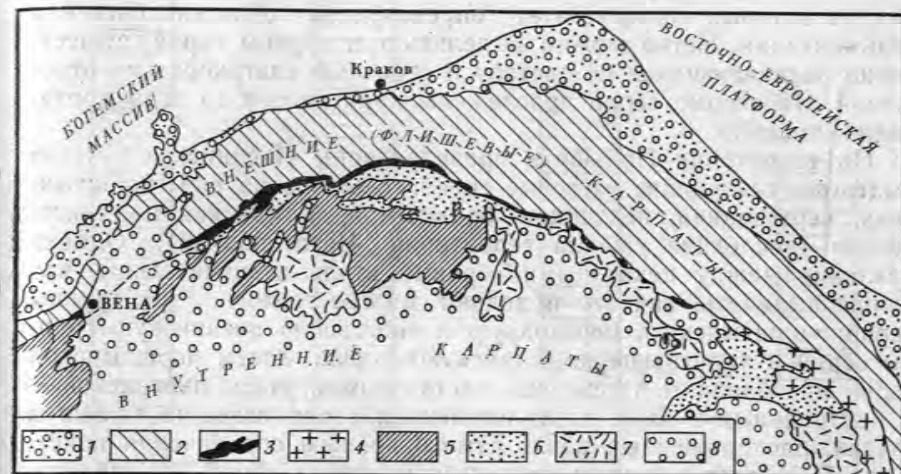


Рис. 1. Схема расположения основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения:

1 — краевой прогиб; 2 — Внешние (флишевые) Карпаты; 3 — Пьенинский утесовый пояс; 4 — Мармарошский массив; Внутренние Карпаты; 5 — допалеогеновый фундамент; 6 — палеогеновый флиш; 7 — неогеновые вулканы; 8 — неоген-четвертичные молассы

Утесы отдельных серий (см. ниже) образуют несколько рядов перекрывающих друг друга чешуй и покровов. Наблюдается надвигание чешуй, сложенных породами одной серии, на отложения иных серий. В частности, пьенинская и промежуточные серии надвинуты на чорштынскую, которая обнажается в этих случаях в тектонических окнах и полуокнах. Покровные пластины также смяты в складки. Тектоническое строение осложняется дифференциальным проскальзыванием блоков пород различной компетентности относительно друг друга. Отдельные пластины и блоки юрских и меловых известняков как бы плавают в более пластичных толщах пород. Основная масса, вмещающая эти блоки, часто расланцована и покрыта на плоскостях сланцеватости многочисленными зеркалами скольжения. Все породы, за редким исключением, залегают круто, часто вертикально. При приближении к границам пояса наблюдается разваливание в стороны от его центра и в целом образуется веерная структура. Внутренняя

структура свидетельствует об интенсивном тектоническом скучивании осадочных образований. Однако в расположении утесов и их «осадочной оболочки» устанавливается определенный порядок, выраженный в их приуроченности к соответствующим частям пояса и в их соотношениях друг с другом.

На основании особенностей строения разрезов отложений, слагающих утесы, различают несколько «утесовых» серий, каждая из которых соответствует определенной области бассейна седиментации. Четко можно выделить три группы серий, существенно различающихся по составу и строению слагающих их отложений. Некоторые серии прослежены практически на всем протяжении пояса.

На территории Польши в пределах зоны Пьенинских утесов выделены следующие утесовые серии (с севера на юг): чорштынская, чертезицкая, недзицкая, бранисская, пьенинская и халиговецкая (последняя уже на территории Чехословакии). Однако различия между некоторыми сериями столь незначительны, что лучше выделять, как это и делают многие геологи, три группы серий: чорштынскую, переходную и собственно пьенинскую группы серий и халиговецкую (кляпскую) серию. Утесы чорштынской серии преобладают в северных частях пояса, утесы пьенинской — в центральных и южных. Халиговецкая серия известна только в утесах, расположенных вдоль самого южного ограничения пояса. Южнее области развития трех перечисленных серий, на территории Чехословакии, известны отложения манинской серии, которые имеют явные признаки принадлежности их к области Внутренних Карпат (верховая серия Высоких Татр).

На территории Польши наиболее древние слои утесовых серий представлены средним лейасом, а на территории Чехословакии имеются и более древние образования триаса — нижнего лейаса. Для чорштынской серии — это ладинские (?) доломиты и ладинско-карнийские известняки с кораллами. Разрез пьенинской серии начинается верхним триасом в фации гипсоносного кейпера, выше залегает рэт в швабской фации и нижний лейас — в грестенской (известняки и темные сланцы). В халиговецкой серии средний триас представлен доломитовыми известняками, кейпер — доломитами.

Наиболее полные разрезы утесовых серий можно проследить начиная с верхнего лейаса. В это время начинают проявляться существенные различия в составе отложений, формирующих утесы (рис. 2, 3).

Разрез чорштынской группы серий (юра — неоком):

1. «Опалинусовые слои» (домер — средний аален) — серые, голубовато-серые мергели и мергелистые известняки.
2. «Мурчисониевые слои» (верхний аален — средний байос) — глинистые сланцы, черные, голубые и зеленоватые мергелистые глины с конкрециями сферосидеритов 10—30 м.
3. «Белый криноидный известняк» (верхняя часть среднего

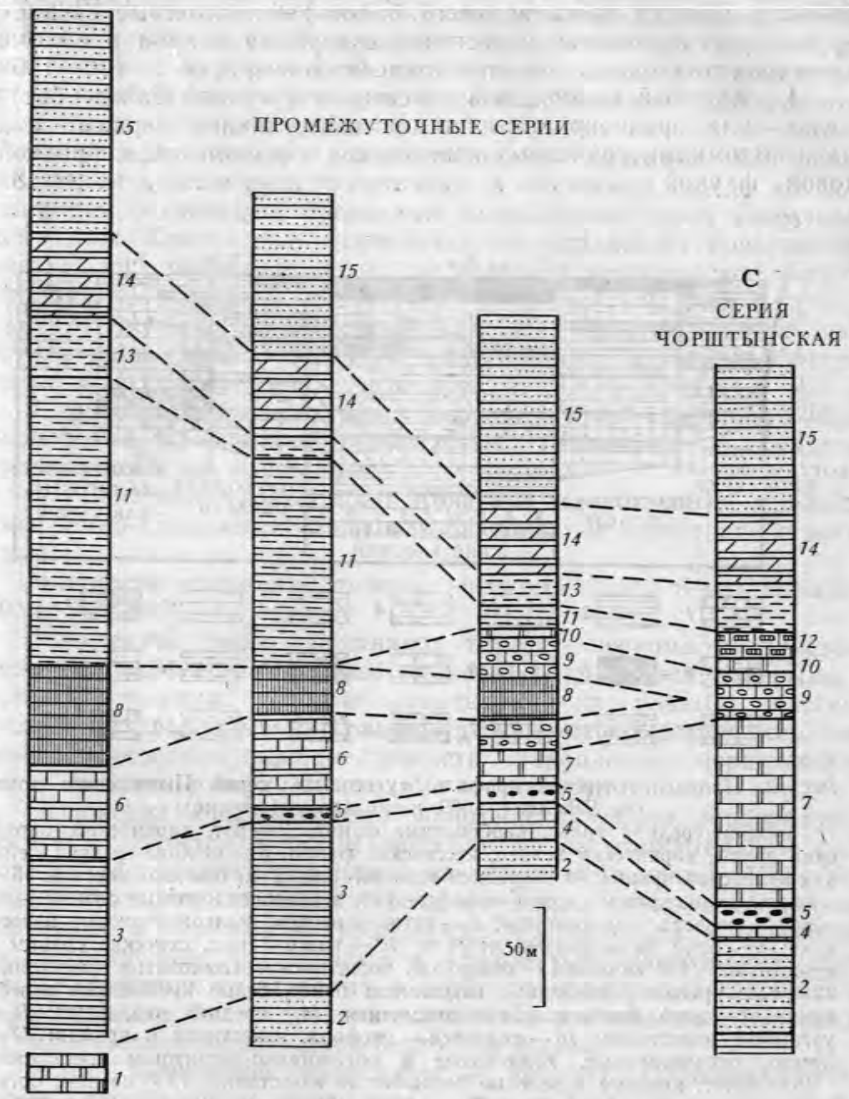


Рис. 2. Стратиграфические разрезы «утесовых» серий (по К. Биркенмайеру, 1963, и М. Ксеншкевичу, Я. Самсоновичу, Э. Рюле, 1968).
Лейас: 1 — известняки пятнистые; аален: 2 — флиш, 3 — посидониевые слои, сланцы, 4 — известняки и мергели, 5 — сланцы со сферосидеритами; доггер: 6 — известняки и мергели, 7 — криноидные известняки; мальм: 8 — радиоариты; 9 — желваковые известняки; титон — неоком: 10 — известняки с кальпионеллами; 11 — известняки с прослоями кремней и с аптихами; 12 — криноидные известняки; альб: 13 — песчанистые мергели; сеноман — турон — коньяк: 14 — зеленые и красные мергели; коньяк — сантон: 15 — флиш

байоса — нижняя часть верхнего байоса) — неслоистые средне- и крупнокристаллические известняки с зернами кварца и обломочками известняков и доломитов триасового возраста . 100—150 м.

4. «Красный криноидный известняк» (верхний байос—бат) — мелко- или среднекристаллические известняки с зернами кварца и обломками триасовых известняков и доломитов, с брахиоподовой фауной 2—18 м.

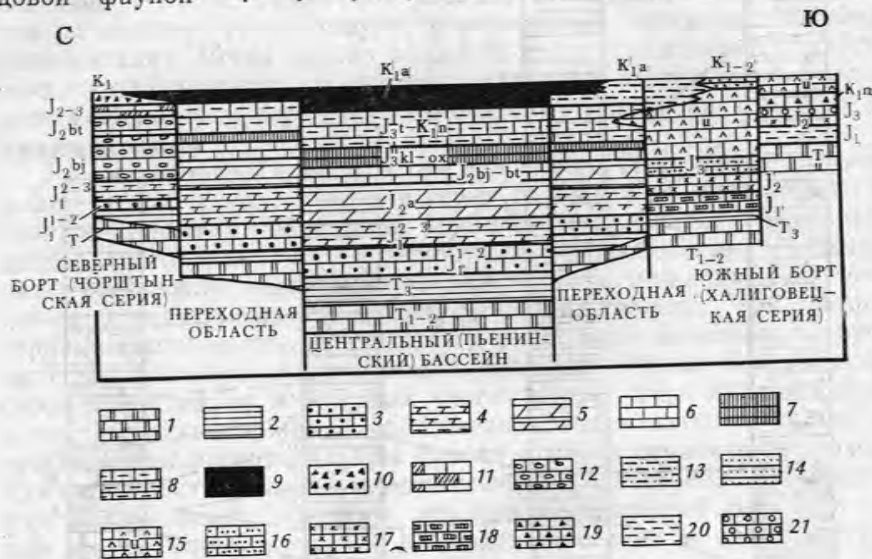


Рис. 3. Палинспастический профиль «утесовых» серий Пьенинского пояса (по Scheibner, 1969, несколько упрощенно):

1 — нижний-средний триас, карбонатные фации; 2 — рэт, карнийский, норийский ярус, карпатский кейпер, кессенские фации; 3 — нижний-средний лейас в грестенской фации; 4 — средний-верхний лейас, пятнистые мергели; 5 — аален, посидониевые слои; 6 — байос—бат, верхнепосидониевые слои; 7 — келловей — оксфорд, радиоляриты; 8 — титон — неоком, кальционелловые известняки; 9 — альб, пелагические мергели; 10 — нижний мел, списские сланцы и известняки; 11 — келловей — кимеридж, чорштынские комковатые известняки; 12 — бат, красные криноидные известняки; байос, белые криноидные известняки; 13 — альб, флишеподобные отложения; 14 — средний мел, флиш; 15 — ургонские известняки; 16 — келловей — оксфорд, известняки и кремни; 17 — доггер, брекчиевидные, комковатые и органогенно-детритовые известняки; 18 — лейас, красные и зеленые песчаные известняки; 19 — неоком, органогенно-детритовые известняки; 20 — лейас, коричневые известняки, пятнистые мергели; 21 — мальм, красные оолитовые известняки

Верхняя поверхность красных криноидных известняков покрыта гематитовыми и лимонитовыми корочками, образование которых связано с замедлением темпов осадконакопления и растворением карбонатных осадков в результате восходящих движений на границе батского и келловейского веков. В ряде мест красные известняки вследствие размыва отсутствуют.

5. «Чорштынский комковатый известняк» (келловей — кимеридж) — темно- и светло-красные, неяснослоистые, комковатые известняки с брекчиевидной структурой; желваки сцементированы карбонатно-гематитовым цементом; местами наблюдаются массовые скопления аммонитов 6—15 м. Чорштынский известняк залегает или на «красном», или прямо на «белом криноидном известняке»; в последнем случае он подстилается осадочными брекчиями из обломков пород нижележащего слоя. Комковатые известняки отлагались не повсеместно: хиатус существовал, вероятно, не только в келловейское, но и в оксфордское время.

6. «Дурштынский известняк» (титон) — красные кальционелловые, криноидные известняки, ракушечники, подчиненно детритовые известняки, слоистые и неслоистые.

7. «Лысанский известняк» (верхний титон — берриас) — брахиоподовые, криноидно-брахиоподовые, детритовые и псевдодетритовые красные известняки.

8. «Списский известняк» (берриас — валанжин) — криноидные, темно-красные слоистые или сланцеватые известняки с аптихами.

Мощность отложений титона — неокома (слои 6—8) порядка 30 м.

Выделенные типы известняков титона — неокома распространены не повсеместно. Во многих местах отмечаются перерывы в осадконакоплении, которые охватывают на разных участках различные временные интервалы титона — неокома или весь неоком. На северной окраине области накопления чорштынской серии отложения верхнего неокома отсутствуют.

Отложения юры — неокома чорштынской серии образовались хотя и в открытом морском бассейне, но на относительно мелководье (в пределах подводной отмели и ее склонов). Об этом свидетельствуют: наличие большого числа седиментационных перерывов и горизонтов хардграунда; состав осадков (ракушняки, детритусовые, обломочные и комковатые¹ известняки); примесь терригенного материала в карбонатных породах; перемыч и переотложение более древних горизонтов в более молодые осадки; присутствие мелководной бентосной фауны.

Разрез пьенинской серии (юра — неоком). Отложения этой серии слагают утесы, расположенные, как правило, южнее чорштынских или тектонически перекрывают последние. На территории Польши наиболее низкие горизонты пьенинской серии представлены отложениями плинсбаха — кремнистыми известняками и мергелями. Выше залегают:

¹ Комковатый известняк относится к отложениям фации «аммонитико росс», широко распространенной в пределах Альпийской геосинклинальной области. Образование известняков этой фации приурочено к подводным отмелям и их склонам.

1. «Посидониевые слои» (домер — аален — байос?) — серые и черные мергелистые сланцы и сланцеватые известняки с бедной аммонитовой фауной . 100 м.

2. «Надпосидониевые слои» (байос — бат) — грубо- или среднослоистые голубоватые или коричневатые пятнистые мергели и мергелистые известняки, в верхней части окремненные . 50 м.

3. «Радиоляриты» (келловей — кимеридж) — в нижней части марганцевые радиоляриты красного цвета, тонкослоистые с пропластками аргиллитов (мощность 20 м); выше залегают зеленые радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (мощность 40 м); венчают разрез красные радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (5 м).

4. «Известняки с кремнями» (титон — неоком) — толстослоистые белые и сероватые пелитоморфные известняки с прослойками и линзочками кремней; в отложениях встречено большое количество аптихов, радиолярий, аммонитовая фауна очень бедна . 200 м.

Юрско-неокомские осадки пьенинской серии отлагались в открытом глубоководном бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывают незначительные мощности осадков, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие пелагического материала и мелководной фауны. Аммониты встречаются редко, но встречается большое количество аптихов и радиолярий, которые не подвержены растворению на больших глубинах.

Таким образом, для юры — неокома наблюдаются существенные различия в строении разрезов и характере отложений пьенинской и чорштынской серий. Первая сложена мелководными отложениями, вторая — глубоководными. Но, как уже говорилось, между этими крайними членами Пьенинского пояса выделяется несколько промежуточных, которые имеют черты или чорштынской серии, или пьенинской, или и той и другой одновременно (см. рис. 2, 3). Устанавливается закономерная смена отложений менее глубоководных более глубоководными при переходе к каждой из более южных серий.

В самой южной из утесовых серий — халиговецкой — выше отложений триаса залегают темные криноидные известняки, кварцитовидные песчаники и красные известковистые сланцы лейаса. Средняя юра представлена темными криноидными известняками, ракушняками и черными роговиками. Верхнеюрские отложения включают серые комковатые известняки с прослойками радиоляритов. Титон — неоком сложен кремнистыми известняками. Характерные отложения барремского-аптского ярусов — «ургонские» известняки, представленные битуминозными, органогенно-детритовыми черными известняками, слоистыми близ подошвы и массивными в кровле. Эта серия, как и чорштынская, сложена отложениями более мелководными, чем пьенинская. Отложения халиговецкой серии являются переходными от собствен-

но пьенинских серий к верховой серии Высоких Татр (Внутренние Карпаты), которые представляют собой южное ограничение Пьенинского бассейна.

Таким образом, юрско-нижнемеловые отложения Пьенинского пояса обнаруживают зональную дифференциацию, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с пелагической седиментацией, ограниченный с севера и юга подводными отмелями.

Начиная с альба осадконакопление во всех сериях становится более однообразно, однако и здесь удается проследить некоторую дифференцированность отложений в зависимости от места, которое они занимали в бассейне седиментации (рис. 4).

Альб — сеноман. В областях, расположенных южнее Пьенинского пояса (манинская и верховая серии Внутренних Карпат), начинается отложение мергелистых осадков, а позже флишевых с прослоями конгломератов. В южной и средней частях Пьенинского бассейна образуются глобигерино-радиоляриевые мергели с роговиками.

Нижний-средний сеноман. Продолжается седиментация того же типа, что и в альбе, но в наиболее южной полосе (халиговецкая серия) появляется примесь песчаного материала. В чорштынской серии локально образуются зеленые глоботрункановые мергели, но на большей ее части осадконакопление отсутствует.

Верхний сеноман. В основном накапливаются пелагические отложения — пестрые глоботрункановые мергели, на юге (пьенинская серия) — мергели с прослоями алевролитов и песчаников. В самом конце позднего сеномана в южных и центральных частях бассейна образуются флишеподобные отложения. К северу песчаного материала становится меньше. В верховой серии Татр отложения верхнего сеномана неизвестны.

Турон. Во всех утесовых сериях отлагаются красные мергели, которые в южном направлении обогащаются терригенным материалом.

Коньяк — сантон. В начале коньякского периода формируется тот же тип осадков, что и в туроне. Затем происходит резкая дифференциация утесового бассейна. В южной и центральной полосах отлагаются песчаники и сланцы сромовецкого флиша (до 100 м); обломочный материал поступал с юга. В северной полосе продолжается накопление мергелей без примеси кластического материала.

Кампан. Кончается накопление сромовецкого флиша в южной части бассейна, что, возможно, связано с поднятием этой области. На севере продолжается образование пелагических отложений (красные мергели).

Маастрихт. В конце кампана — начале маастрихта происходит смена условий осадконакопления, что связано с проявлением ларамийской фазы складчатости и покровообразования. В Пьенинском бассейне, кроме самой северной части чорштынской

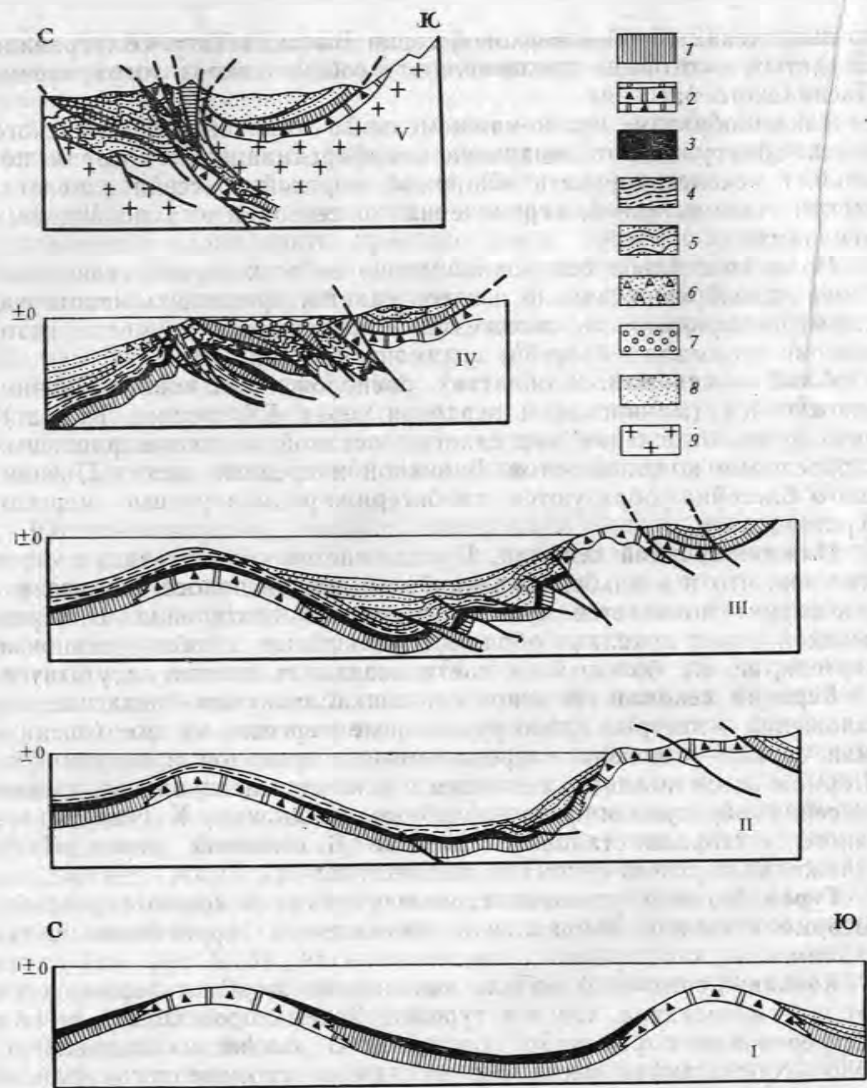


Рис. 4. Схема эволюции Пьенинского утесового пояса (использованы представления М. Ксеншкевича, Д. Андрусова, К. Биркенмайера, С. Александровича, Е. Шейбнера и др., в интерпретации автора). Палеотектонические профили: I — к концу альба; II — к концу сеномана; III — в сantonе; IV — к началу нижнего палеогена; V — современный. Доальбские отложения: 1 — глубоководные (известняки, мергели, радиоляриты); 2 — мелководные (комковатые и криноидные известняки, ракушечники). Альбские и более молодые отложения: 3 — глобигерино-радиоляриевые мергели и роговики; 4 — мергели; 5 — терригенные отложения, флиш; 6 — осадочные брекчии; 7 — песчано-глинистые отложения, конгломераты, флиш; 8 — палеогеновый флиш (подгальский); 9 — фундамент Восточно-Европейской платформы и Внутренних Карпат

серии, накапливаются ярмутские слои (флиш, конгломераты, брекчии). К северу от области распространения отложений чорштынской серии, в Магурской зоне, также шло образование ярмутского флиша мощностью до 450 м; при приближении к чорштынскому порогу флиш фациально замещается толщей глыбовых брекчий («клиффовая» фация) из обломков пород чорштынской и браниской серий.

Нижний эоцен. После значительного перерыва в осадконакоплении (дат — палеоцен) на уже тектонически деформированные образования пояса с угловым несогласием ложатся песчаники и конгломераты «междуутесового» флиша (суловские конгломераты, шавницкие слои). В конгломератах содержатся обломки пород утесового пояса. Более высокие горизонты палеогена с утесовым поясом имеют недостаточно ясные взаимоотношения. На территории Чехословакии на дислоцированных образованиях Пьенинского пояса с резким угловым несогласием залегают бурдигальские отложения.

Строение постнеокомских отложений показывает, что пелагическая седиментация постепенно сменяется терригенной, флишевой. Кластический материал распространяется с течением времени к северу в глубь Пьенинского бассейна и до его северных окраин. Наконец, в кампане — маастрихте флишевые отложения «выплескиваются» через чорштынский порог в Магурскую зону. Миграция флишевых отложений с юга на север, складчатость и разрыв пород более южных зон и трансгрессивное залегание сеномана свидетельствуют о начале замыкания Пьенинского бассейна. Последующая фаза сжатия с образованием покровов устанавливается в середине сенона. Но главные движения, приведшие к значительному сокращению бассейна и надвиганию южных серий на северные, произошли между кампаном и нижним палеогеном (ларамийская фаза). Современный облик Пьенинский пояс приобрел в результате тектонических движений, которые захватили и флишевую зону Карпат. К бурдигальскому времени в результате общего сжатия уже сильно деформированные отложения Пьенинского бассейна были сжаты между сближающимися массивами Восточно-Европейской платформы (вместе с залегающим на ней тектонически флишем) и Внутренних Карпат и выдавлены в виде гигантского «диапира». Геофизические данные позволяют считать, что частично отложения Пьенинского бассейна и карпатского флиша, возможно, залегают под аллохтонными массивами Внутренних Карпат (Tolwiński, 1956).

Исходя из наличия гигантского тектонического скупивания, тектонического перекрытия одних отложений другими (оно оценивается для отдельных покровов в 10—20 км), протяженности пояса и существования в Пьенинском бассейне глубоководной впадины, ограниченной двумя поднятиями, можно уверенно допустить, что первичная ширина бассейна была не менее 100—150 км (как и считают карпатские геологи).

Таким образом, в результате горизонтального сжатия отложения обширного глубоководного бассейна превращены в тектоническую мегабрекцию с высокой степенью скучивания слоев. Современная структура пояса формировалась, как можно заключить из наблюдаемых соотношений, следующим путем (см. рис. 4). На начальных этапах сжатие вызвало образование складчатых структур в отложениях юры — мела, при этом нижняя поверхность деформировалась дисгармонично по отношению к подстилающим породам доюрского фундамента (срыв произошел, вероятно, на уровне границы триаса — нижней юры). В дальнейшем в монолитной по отношению к верхним горизонтам разреза толще известняков и кремней складки трансформировались в надвиги. Тектонические чешуи и пластины надвигались друг на друга, протыкали оболочку из верхнемеловых мергелей и флиша и вдавливались в нее. Мергели и флиш вследствие своей пластичности испытывали лишь пликативные деформации и, сминаясь в складки, образовывали нагромождения пластичного материала, мощность которого становилась гораздо больше первичной.

На последних этапах тектонической деформации большое значение приобрели процессы будинирования, при которых единые пластины компетентных пород разрывались* и растаскивались по простиранию вмещающих их пластичных толщ, перемещаясь дифференцированно относительно друг друга и оболочки. Заметно проявление процессов диапиризма в пластичных отложениях и «псевдодиапиризма», когда блоки компетентных пород перемещаются, выжимаясь в различные горизонты песчано-мергелистых пород оболочки¹. Отдельные глыбы вели себя при этом, как изюминки в разминаемом тесте. В конечном результате толщ пород, которые отложились в Пьенинском бассейне в результате действия сил горизонтального сжатия, были превращены в тектоническую мегабрекцию (меланж с осадочной матрицей).

Итак, можно видеть, что возникновение современной тектонической структуры Пьенинского утесового пояса связано прежде всего с различной реакцией толщ пород разной компетентности на действие напряжений горизонтального сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Д. Очерк геологии Западных Карпат. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Биркенмайер К. Седиментационная характеристика ярмутских (маастрихтских) слоев в Пьенинской клипповой зоне (Центральные Карпаты). — «Бюл. Польской АН», 1956, отд. 3, т. 4, № 10.
- Биркенмайер К. Очерк по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений Пьенинской утесовой гряды в Польше. — «Бюл. Геол. ин-та, 181». Геологические исследования в Карпатах, 1963, т. 10.

¹ На явления диапировой и «псевдодиапировой» тектоники, а также на возникновение структур будинажа неоднократно обращали внимание польские и чехословацкие исследователи — М. Ксеншкевич, К. Биркенмайер, Д. Андрусов и др.

- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1958, № 1.
- Вялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат. — «Геол. сборник Львовского геол. о-ва», 1956, № 9.
- Вялов О. С. и др. Глибока свердловина «Свалява-1» в П'єнинській (утьосовій) зоні Карпат. — «Доповиди АН УРСР. Геол.», 1963, № 5.
- Круглов С. С. Зона Пьенинских утесов. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. («Труды УкрНИГРИ», вып. 25). М., «Недра», 1971.
- Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., «Недра», 1968.
- Кульчицкий Я. О. Основные черты геологического строения Мармарошской и Пьенинской зон Украинских Карпат. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов, 1967.
- Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. — «Сов. геология», 1963, № 1.
- Andrusov D. Etude géologique de la zone des klippen internes des Carpates occidentales. — «Geol. praze», sosit 34. Bratislava, 1953.
- Andrusov D. Coupe géologiques à travers la zone des klippen piénines de vallée du Vah (Carpathes slovaques). — «Geol. zbor. Slov. akad. vied», vol. 25, N 2. Bratislava, 1974.
- Alexandrowicz S. Stratigrafia środkowej i górnej kredy w polskiej czesci piéninskiego pasa skalkowego. — «Zesz. nauk Acad. Gorn.-Hutn.», 78. Kraków, 1966.
- Birkenmajer K. Zagadnienia sedimentacji utworów fliszowych piéninskiego pasa skalkowego Polski. — «Kwart. geol.», 5, 1963.
- Birkenmajer K. Przedoceńskie struktury fałdowe w piéninskim pasie skal. «Rocz. Pol. Tow. Geol.», vol. 35, N 3. Krakow, 1965.
- Birkenmajer K. Przedoceńskie struktury fałdowe w piéninskim pasie skal. kowym Polski. — «Stud. Geol. Pol.», vol. 31. Warszawa, 1970.
- Birkenmajer K., Lefeld J. Exotic Urganian from the Pieniny Klippen Belt of Poland. — «Bul. de L'Acad. Pol. des sciences. Ser. geol., geogr.», 1969, vol. 85, N 1.
- Kotański Z. O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. — «Acta geol. Pol.», vol. 13, N 2. Warszawa, 1963.
- Książkiewicz M. Evolution structurale des Carpates Polonaises Livre a la memoire du prof. P. Fallot, vol. 2. Paris, 1960—1963.
- Książkiewicz M. Karpaty. — «Budowa geologiczna Polski», vol. 4, cz. 3. Warszawa, 1972.
- Scheibner E. Some notes to the piéniny lineament. — «Acta geol., geogr. Universitatis comeenianaе, geol.», N 18. Bratislava, 1969.
- Sikora W. Очерк тектогенеза Пьенинской утесовой зоны в Польше в свете новых геологических данных. — «Rocz. pol. tow. geol.», 1971, vol. 41, Zeszyt 1.
- Tolwiński K. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotwory solidow. — «Acta geol. Pol.», vol. 6, N 2. Warszawa, 1956.

В. В. ДРУЩИЦ, В. Н. ШИМАНСКИЙ

МЕТАЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Проблема выделения в истории Земли и ее органического мира определенных этапов развития представляет огромный интерес для решения ряда теоретических и практических вопросов,

в частности для проведения границ между стратиграфическими единицами разного ранга. Всесторонне эта проблема рассмотрена В. В. Меннером (1962). Однако ряд вопросов требует выяснения и уточнения. Именно этому и была посвящена коллективная монография о границах геологических систем, опубликованная в 1976 г. В ней рассмотрены границы всех известных систем, кроме границы силура—девона—одной из наиболее незаметных и в достаточной степени условной, как можно понять из монографии.

Авторам настоящей статьи представляется необходимым остановиться на этом вопросе специально.

Как известно, палеозойская эра была установлена Дж. Филлипсом (Phillips, 1840) и в XIX в. в Англии ее разделяли на две подэры: протерозой и дейтерозой, но впоследствии от этого деления отказались, так как в Северной Америке, а затем и повсеместно протерозой стали понимать в ином, привычном для нас сейчас, объеме. История расчленения палеозоя полно изложена в капитальной сводке Г. П. Леонова (1973). А. Н. Мазаровичем (1947) палеозойская эра была разделена на самостоятельные эопалеозойскую и неопалеозойскую эры. В эопалеозойскую эру включены не только кембрийский и силурийский периоды (деление силура на ордовик и силур тогда еще не получило всеобщего признания), но и синийский, т. е. поздний протерозой в общем понимании.

В ряде случаев палеозойская эра рассматривается в качестве единой, но подразделяется на подэры. Так, Р. Моор (Moore, 1933), Д. Donovan (Donovan, 1966), Г. И. Немков и др. (1974) выделяют в ее составе две подэры: раннепалеозойскую (кембрий, ордовик, силур) и позднепалеозойскую (девон, карбон, пермь), а Н. Б. Вассоевич (1954) условно подразделяет палеозой на нижний (синий, кембрий, ордовик), средний (силур, девон, нижний карбон), верхний (средний карбон—пермь). Интересно, что часть докембрия включена в палеозой, а границы подэр не всегда совпадают с границами периодов.

В 1962 г. авторы настоящей статьи на основании специфики ранне- и позднепалеозойских этапов развития органического мира предложили разделить палеозойскую эру на две самостоятельные: собственно палеозойскую в составе кембрия, ордовика и силура и метазойскую, объединяющую девон, карбон и пермь (Друщиц, Шиманский, 1962 а, б). Позже первый из авторов, однако, рассматривал их в качестве подэр (Друщиц, Обручева, 1971; Друщиц, 1974). Предложение авторов о целесообразности деления палеозойской эры на две самостоятельные эры в некоторых работах общего характера было принято, в других—подвергнуто довольно резкой критике. Л. М. Садыков (1974) принимает подобное деление, отмечая, однако, некоторую неудачность термина «метазой». Совершенно противоположного мнения придерживается Г. П. Леонов (1973). Этот исследователь уделяет большое внимание проблеме этапности развития органического мира и

возможности использования его для уточнения Международной геохронологической шкалы. На основании анализа таксонов разного ранга беспозвоночных, позвоночных и растений цитируемый автор сомневается в возможности объективного выделения этапов органического мира, соответствующих границам подразделений Международной геохронологической шкалы.

По мнению Г. П. Леонова, в фанерозое достаточно объективно по диаграммам суммарного числа классов выделяются два этапа: палеозойский и мезокайнозойский. Труднее выделяются этапы в случае более детального анализа групп. Г. П. Леонов справедливо считает, что имеются существенные различия в истории развития большинства беспозвоночных, бесчелюстных и рыб, с одной стороны, и большинства позвоночных, растений и членистоногих—с другой. В ходе развития первых палеозойский и мезокайнозойский этапы выражены довольно четко и разделены периодом резкого упадка числа отрядов и семейств в триасе. Развитие вторых сложнее; более или менее четко выделяются позднепалеозойско-раннемезозойский и позднемезозойско-кайнозойский этапы. Рубежи в развитии животных и растений также не совпадают. На основании анализа большого числа графиков развития разных таксонов большинства групп органического мира Г. П. Леонов приходит к выводу о том, что «понятие» естественного этапа «развития будет иметь реальный смысл лишь по отношению каждой из данных групп организмов в отдельности. По отношению же к ходу развития органического мира Земли в целом это понятие приобретает условное значение, поскольку фактически оно выражает особенности развития не всего органического мира, а лишь одной из его частей» (Леонов, 1973, с. 501).

Вполне естественно, что выделение самостоятельных палеозойского и метазойского этапов развития органического мира также не вызывает у автора сочувствия. Справедливо отмечается, что группы, которые Друщиц и Шиманский указали в качестве характерных для палеозоя (т. е. кембрия, ордовика, силура), появляются неодновременно и что ряд этих групп характерен только для того или иного периода, а не всех трех. Леонов все же признает, что палеозойский этап (в обычном понимании этого термина) подразделяется на раннепалеозойский (кембрий—силур) и позднепалеозойский (девон—пермь) (с. 498). Еще яснее сказано по этому поводу в другом месте: «При выделении Друщицем и Шиманским «палеозоя» и «метазоя» речь идет о разграничении этапов весьма крупного значения, само существование которых в принципе не вызывает сомнений и является общепризнанным» (с. 506).

В связи с этим необходимо кратко остановиться на некоторых вопросах, связанных с использованием данных о развитии групп органического мира при установлении его этапов развития, и на понимании самого этапа развития органического мира как объективного явления. Авторы настоящей статьи считают, что проблему

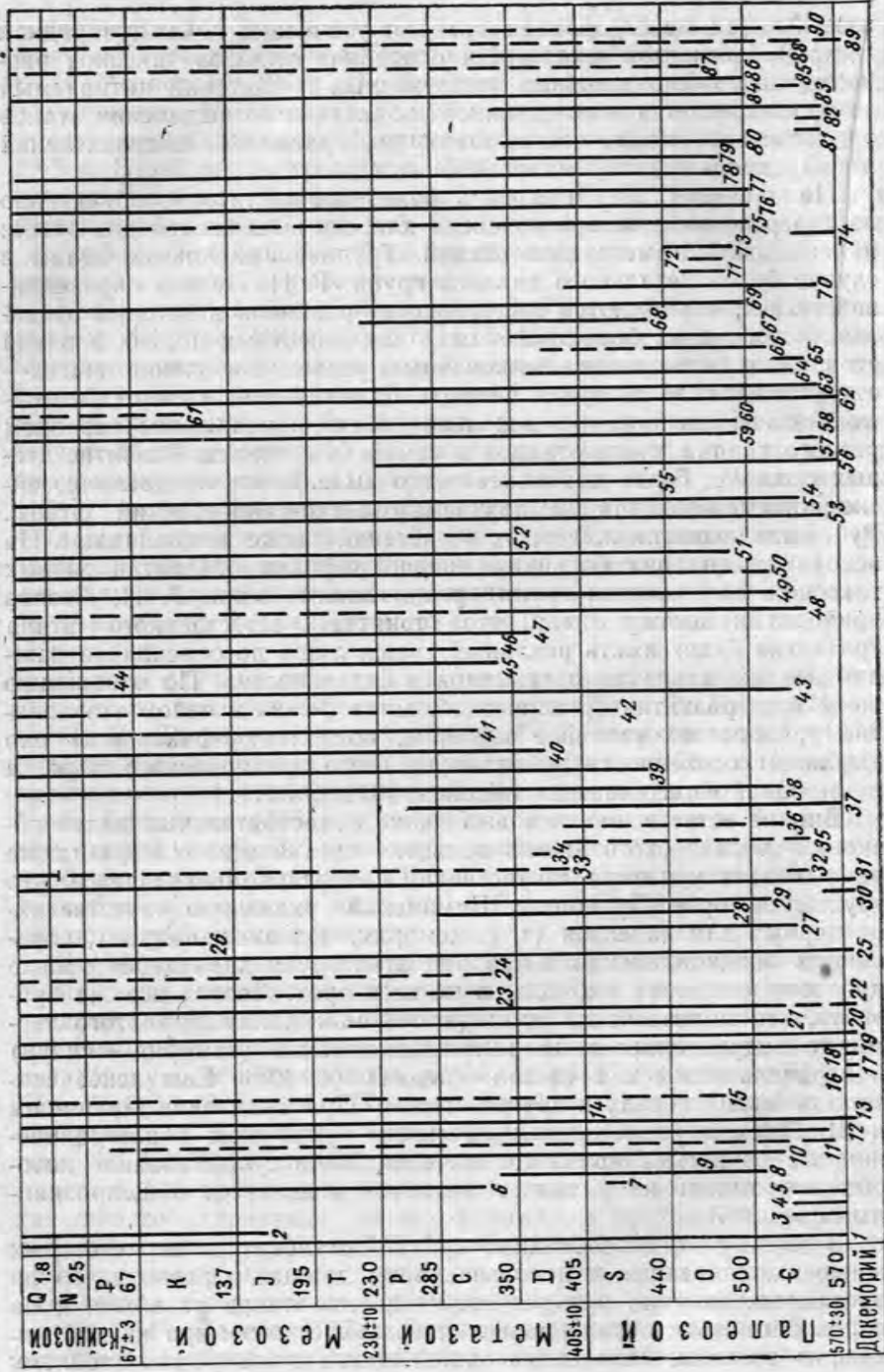


Рис. 1. Распределение во времени основных групп беспозвоночных:

1 — Sarcodina, 2 — Ciliophora, 3 — Regulares, 4 — Irregulares, 5 — Cribricyatha, 6 — Sphinctozoa, 7 — Aphrosalpingoidea, 8 — Rectapaculita, 9 — Soanitiidae, 10 — Stromatopora, 11 — Hydrozozoa, 12 — Demospongia, 13 — Hexactinellida, 14 — Caldispongia, 15 — Sclerospongia, 16 — Rangeomorpha, 17 — Pteridiomorpha, 18 — Ernieitomorpha, 19 — Hydrozoa, 20 — Scyphozoa, 21 — Conulata, 22 — Anthozoa, 23 — Plathelminthes, 24 — Nemathelminthes, 25 — Annelides, 26 — Tardigrada, 27 — Hyolithelminthes, 28 — Cornulitida, 29 — Coleolida, 30 — Angustiochreida, 31 — Protracheata, 32 — Dicephalosomea, 33 — Pantopoda, 34 — Protopantopoda, 35 — Tetracephalosomea, 36 — Trilobitida, 37 — Trilobita, 38 — Merostomata, 39 — Scorpionomorpha, 40 — Arachnida, 41 — Solitugomorpha, 42 — Acaromorpha, 43 — Crustacea, 44 — Symphyla, 45 — Diplopoda, 46 — Chilopoda, 47 — Insecta, 48 — Monoplacophora, 49 — Polyplacophora, 50 — Bivalvia, 51 — Scaphlopoda, 52 — Xenococonchia, 53 — Gastropoda, 54 — Cephalopoda, 55 — Tentaculita, 56 — Hyolitha, 57 — Mitrosagophora, 58 — Probivalvia, 59 — Stenolaemata, 60 — Gymnolaemata, 61 — Phylactolaemata, 62 — Inarticulata, 63 — Articulata, 64 — Carpoidea, 65 — Homostelea, 66 — Homostelega, 67 — Cystoidea, 68 — Blastoidea, 69 — Crinoidea, 70 — Eocrinoidea, 71 — Paracrinoidea, 72 — Edrioblastoidea, 73 — Parablastoidea, 74 — Lepidocystoidea, 75 — Somasteroidea, 76 — Asteroidea, 77 — Ophiuroidea, 78 — Echinoidea, 79 — Cyclocystoidea, 80 — Ophiocystioides, 81 — Camptostromatoidea, 82 — Helicoplacoides, 83 — Edrioasteroidea, 84 — Holothuroidea, 85 — Cyamoides, 86 — Machaeridia, 87 — Pterobranchia, 88 — Graptolithina, 89 — Pogonophora, 90 — Chaetognatha

этапа нельзя решать простым арифметическим подсчетом числа таксонов тех или иных групп или даже всех групп, известных для данного отрезка времени. К такому выводу нас приводят следующие соображения. До настоящего времени не вполне ясен вопрос: в какой степени следует учитывать ранг таксонов при установлении геохронологических подразделений того или иного объема. В ряде случаев это не учитывается, при выяснении одного и того же рубежа оперируют как комплексами видов, так и комплексами родов. С нашей точки зрения, это ведет только к бесконечным дискуссиям. С другой стороны, вряд ли можно абсолютно точно установить, что таксоны родовой группы соответствуют, например, рубежам ярусов, а таксоны семейственной группы — рубежам периодов. Во-первых, рубеж яруса в ряде случаев является и рубежом периода, во-вторых, темп развития различных групп может значительно отличаться и для понимания истории развития группы таксоны одного ранга разных групп неравноценны. Однако даже с учетом этих ограничений очевидно, что чем крупнее подразделение Международной геохронологической шкалы, тем более высокого ранга таксонами органического мира оно характеризуется. В инструкции «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура» отмечено, что «... характер и масштаб изменений фауны и флоры служит главным основанием для установления таксономического ранга стратиграфических единиц, их «иерархического» соподчинения» (1965, с. 19).

Очень затрудняет возможность статистического использования высших таксонов для решения проблемы этапности развития органического мира отсутствие единой, общепринятой классификации животных и растений

на отрядно-классном уровне. В настоящий момент нет единого мнения о количестве типов и классов органического мира. Среди беспозвоночных можно указать не менее 80—90 групп, которые в той или иной степени могут претендовать на ранг класса. Из них примерно 40 групп является полностью вымершими, ранг значительного числа этих групп пока не выяснен. Даже для более хорошо известных таксонов нет единства в понимании их ранга. В качестве примера можно указать классы *Pantopoda* и *Protopantopoda* (Дубинин, 1962), которые чаще объединяются в один *Pucnogonides* (Друщиц, 1974). Класс *Mugilopoda* некоторыми компонентными исследователями рассматривается в качестве самостоятельных классов *Diplopoda*, *Symphyla*, *Chilopoda* (Шаров, 1962). Количество таких примеров на отрядном уровне еще больше. Иногда даже при совпадении названий и объема выделяемых таксонов высшего ранга может не совпадать сам ранг. Так именно и получилось с наутилоидеями и близкими к ним группами, которые в разных руководствах и монографиях рассматриваются в качестве то надотрядов, то самостоятельных подклассов (Журавлева, 1972). Сказанное заставляет сомневаться в возможности и рациональности попыток чисто статистического решения вопроса о выделении наиболее крупных этапов развития органического мира и соответственно геохронов высшего ранга даже на основании таксонов отрядно-классной группы. Это положение хорошо отражено и в цитированной выше инструкции по стратиграфической классификации: «Крупным естественным этапам истории Земли соответствуют основные этапы развития флоры и фауны, хотя эта связь проявляется в весьма сложных формах» (1965, с. 18).

Из сказанного выше создается впечатление о сугубой субъективности в понимании этапов развития органического мира и неизбежности резкого различия мнений разных исследователей. Возникает вопрос о правомочности применения самого термина «этап развития органического мира» (но, конечно, не этапы развития отдельных групп животных и растений, в которых никто не сомневается). Что же следует понимать под этапом развития органического мира? Авторы считают, что этапы должны отличаться по высоте организации групп, составляющих биосферу, по появлению новых групп, наиболее характерных для развития биосферы в будущем. Новое всегда зарождается в старом, но с какого-то момента новое становится ведущим, играющим важную роль в развитии биосферы, и происходит переход старой биосферы в качественно новую, один этап развития органического мира сменяется другим этапом. Авторы считают, что геохронологические единицы высшего ранга (эон, эра, период), устанавливаемые по этапам развития органического мира, качественно отличаются от ярусов, а тем более зон. Ярус и зона совершенно отчетливо выделяются по развитию тех или иных групп организмов, в то время как эра и период характеризуются общим уровнем разви-

тия биосферы. В качестве аналогии можно указать на отличия между таксонами видовой, родовой групп, с одной стороны, и таксонами ранга типов и классов — с другой. Для первых важен точный диагноз с указанием характерных особенностей строения организмов, для вторых — общий план строения.

Нельзя также смешивать вопрос об этапах развития с вопросом о рубежах, а тем более о границах тех или иных подразделений Международной геохронологической шкалы. Большинство крупных таксонов возникает и вымирает не на рубежах. Из 90 классов (и групп отрядно-классного ранга не вполне ясной систематической принадлежности) беспозвоночных животных и позвоночных большинство появляются и вымирают не на рубежах периодов. Границу между подразделениями следует определять во всех случаях по детальному развитию наиболее важных для стратиграфии групп независимо от того, границей какого ранга подразделения она является. Вероятно, такое противоречие между характеристикой геохрона и его границы объясняется тем, что любой геохрон, даже самого высокого ранга, начинается с подчиненного геохрона низшего ранга — граница низшего одновременно будет и границей высшего. Граница всегда условна по отношению к развитию органического мира в целом, но должна быть достаточно отчетлива по одной из ведущих и быстро эволюционирующих групп. К сожалению, и это не всегда достижимо. Д. Л. Степанов пишет: «Поэтому нормальным и, по-видимому, наиболее распространенным типом смены фаун и флор в истории Земли следует признать их постепенное преобразование. Вот почему границы не только систем, но и эратем (групп) в планетарном масштабе являются расплывчатыми и их проведение вызывает до сих пор непрекращающиеся дискуссии» (Степанов, 1974, с. 21). В литературе известно также мнение о наличии переходных слоев, которые практически исключают точную границу между стратиграфическими подразделениями (Халфин, 1973, 1974).

Авторы настоящей статьи считают, что проблема геохронологических подразделений Международной шкалы, устанавливаемых по этапам развития органического мира, представляет значительный теоретический интерес, чем проблема границ (последняя всегда конкретна и относится к определенной границе), так как она связана с закономерностями развития биосферы прошлого.

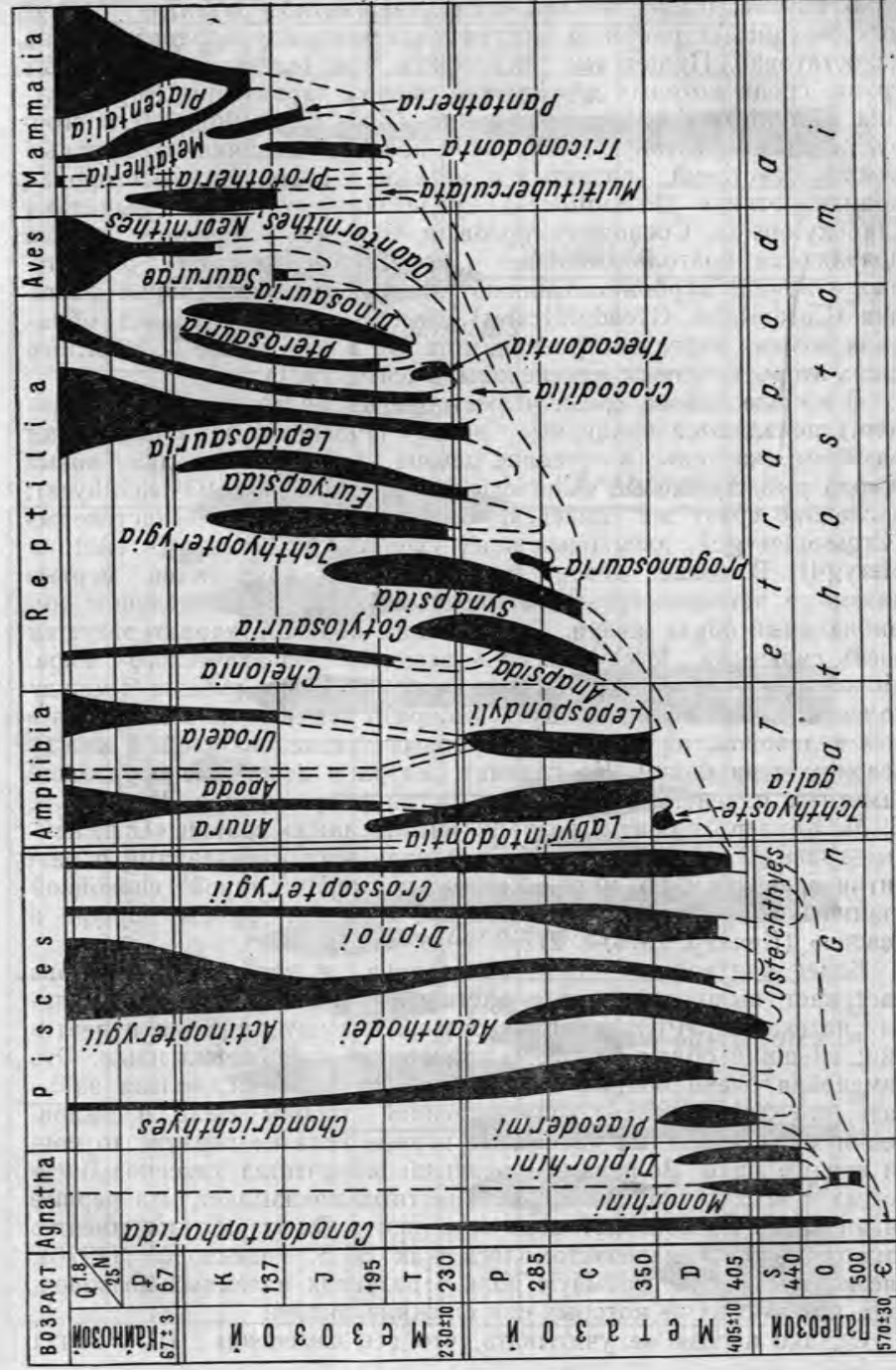
Авторами проведен анализ распространения более 110 крупных таксонов органического мира, включающих классы, группы отрядно-классного ранга, группы не вполне ясного систематического положения (водоросли и черви рассматривались на уровне типов), а также подклассы позвоночных. Примерный подсчет показывает, что в кембрии появляются более 40 и вымирают 13 групп, в ордовике появляются 20 и вымирают 5, в силуре — соответственно 15 и 1, в девоне — 22 и 12, в карбоне — 17 и 7, в перми появляются 3 и вымирают 7 таксонов, в триасе появляются мле-

копитающие, в конце юры — птицы, в начале мела — покрытосемянные. Кроме того, с юры и мела становятся известными некоторые водоросли и беспозвоночные, остатки которых неизвестны в более древних отложениях. Уже один перечень этих групп (рис. 1—3) показал бы, что ранний и поздний палеозой сильно отличаются друг от друга и что это отличие связано с основательной перестройкой биосферы.

Три периода: кембрий, ордовик и силур, составляющие в понимании авторов собственно палеозойскую эру, — были временем абсолютного господства морских беспозвоночных (см. рис. 1), или талассозоем, т. е. эрой морской жизни. Правда, в середине ордовика появились первые позвоночные (Agnatha), а в конце силура становятся известными представители первого класса челюстноротых — класс Acanthodei. Переход от бесчелюстных (Agnatha) к челюстноротым (Gnathostomi), по мнению А. Н. Северцова (1967), сопровождался важными изменениями, имевшими место в трех системах органов: в ротовом аппарате, наружном скелете и органах движения, что привело к ароморфозу, или морфофизиологическому прогрессу, этой группы позвоночных. Развитие ротового аппарата хватательного типа резко повысило функции питания, нападения и защиты. Изменения в способе добычи пищи вызвали соответствующие изменения в органах движения, привели к появлению парных плавников, к совершенствованию органов чувств, развитию нервной системы и всех остальных систем органов (пищеварения, кровообращения, выделения и т. д.), коррелятивно связанных с ней.

В конце силура появляются первые наземные сосудистые растения, к числу которых относятся Rhyniophytina (Cooksonia). Возникновение первых наземных растений, их выход из водной среды на сушу были связаны с рядом ароморфных преобразований, к числу которых относится возникновение новых тканей, в первую очередь проводящей, перемещающей воду и органические вещества по всему растению, покровной, защищающей его от влияния неблагоприятных внешних условий, придающей прочность растению. Наземные растения приобрели иной, чем водоросли, облик, обособились такие вегетативные органы, как стебель, листья, корень. Однако додевонские группы позвоночных и высших растений не играли значительной роли в биосфере палеозоя.

Три последующих периода — девон, карбон и пермь, — объединяемых авторами в метазойскую эру, или сокращенно метазой, характеризуются завоеванием суши растениями и животными, причем вначале сушей овладели растения, а затем животные как беспозвоночные, так и позвоночные. Качественная перестройка биосферы произошла в девоне, хотя и растянулась на весь период. В девоне вымирает значительное число примитивных водных групп беспозвоночных, большинство бесчелюстных (известных ранее под названием остракодерм).



В начале девона наблюдается дивергентное развитие наземных сосудистых растений, систематика которых разработана еще недостаточно. Привычные псилофиты разделены на ряд новых групп, среди которых для начала девона характерны Rhyniophytina (Rhynia), Zoosterophylophytina (Zoosterophyllum), Trimerophytina (Psilophyton). Несколько позднее возникают крупные стволы растений, развитых в метазое, — Lycophyta, Arthrophyta, прапапоротники (Primofilices), среди которых сейчас выделяют Cladoxylopsida, Coccopteridopsida, и, наконец, в среднем девоне появляются прагоголосемянные (Progymnospermopsida), от которых в начале карбона возникают настоящие голосемянные растения (Cordaitales, Cycadofilicales). Все эти группы растений обладали новыми чертами строения, которые в филогенезе подверглись лишь второстепенным изменениям (Мейен, 1971).

В начале девона среди челюстноротых позвоночных (Gnathostomi) появляются панцирные рыбы (Placodermi), продолжают развитие акантоды; в середине девона развиваются два новых ствола рыб: хрящевые (Chondrichthyes) и костные (Osteichthyes); последние сразу же дивергируют на три ветви — кистеперых (Crossopterygii), двоякодышащих (Dipnoi) и лучеперых (Actinopterygii). В конце девона от кистеперых появляются первые наземные четвероногие — земноводные (Amphibia), ведущие амфибиальный образ жизни. Девон, таким образом, характеризуется очень сильными изменениями в развитии органического мира. Может возникнуть мысль, что в качестве рубежа между палеозоем и метазоем следует выбирать границу не между силуром и девоном, по мнению некоторых исследователей, а между девоном и карбоном. На границе силура и девона не произошло заметных изменений в развитии органического мира. Именно ее Б. М. Келлер относит к разряду «сглаженных» границ «Сглаженные границы не связаны с принципиальными изменениями в развитии органического мира. Ярким примером такой спокойной границы, где «ничего не случилось», является рубеж силура и девона» (Келлер, 1976, с. 275).

Более «интересна» граница девона и карбона. В карбоне наступает пышное развитие растительности, появляются крылатые насекомые (Pterygota), завоевывают сушу амфибии и рептилии; внешний облик биосферы становится совершенно иным. Это изменения очень большого значения. В частности, нельзя забывать, что фактически, с количественной стороны дела, в становлении мира животных насекомые играли если не первую, то почти первую роль. Во-первых, сравнение количества таксонов насекомых и всех остальных групп животных показывает, что первые значительно превосходят всех остальных. Во-вторых, по мнению такого крупного палеознтомолога, как Б. Б. Родендорф (1970), насекомые играли огромную роль в развитии наземных позвоночных, для многих из которых они служили пищей.

Однако нельзя не учитывать, что все изменения (или почти

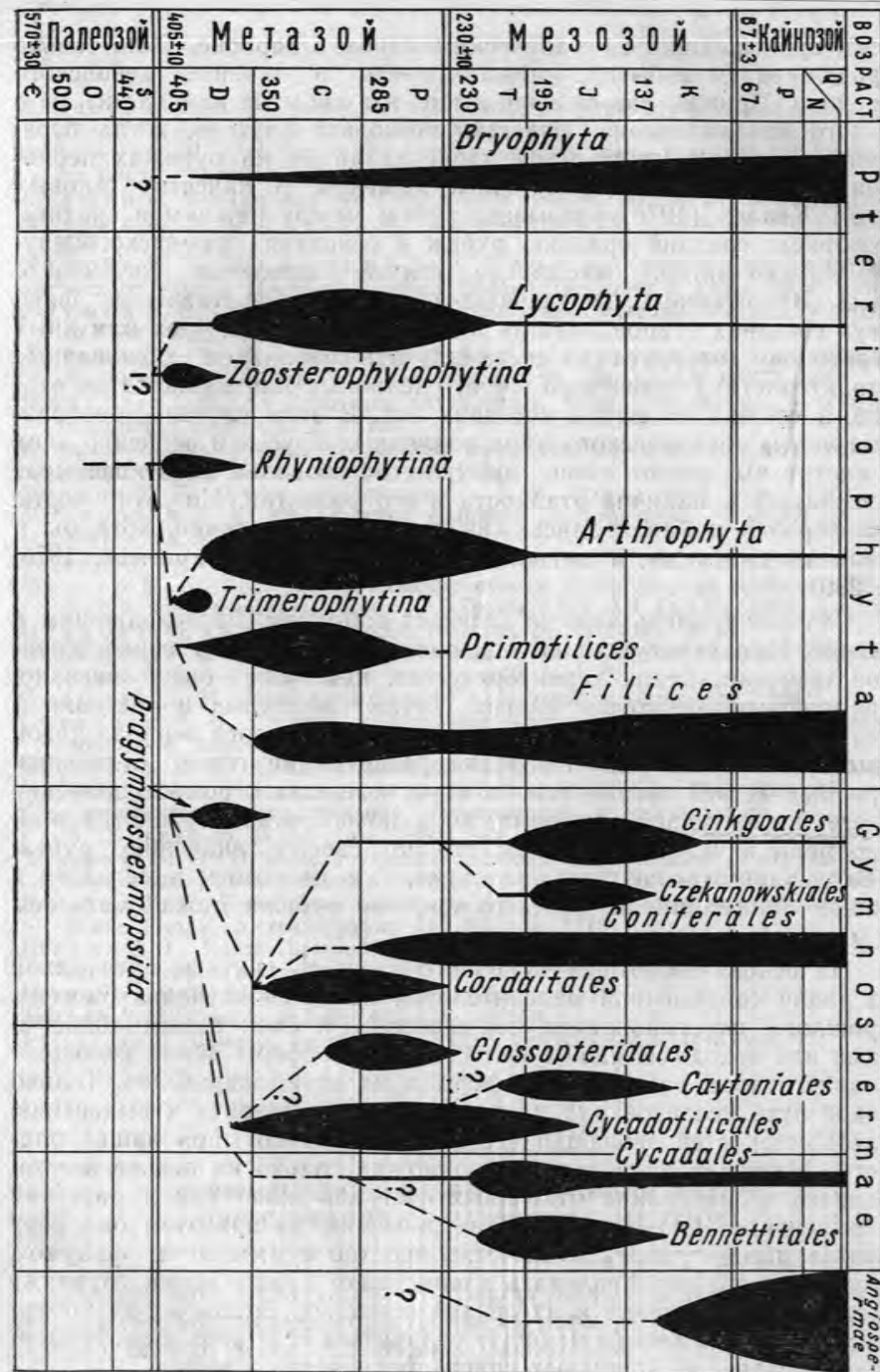


Рис. 3. Распространение во времени основных групп высших растений (Cycadofilicales появились в карбоне; на схеме ошибочно указан поздний девон.)

все), происшедшие с органическим миром в карбоне, были только продолжением событий, имевших место в течение девонского периода. Правда, как сказано выше, эти события начинались не с самого начала девона. Известно несколько случаев, когда перестройка органического мира происходила не на рубежах периодов, а в какие-то промежуточные моменты. В качестве таковых Б. М. Келлер (1976) указывает рубеж между нижним и средним кембрием, средний ордовик, рубеж в основании фаменского яруса. Однако авторы настоящей статьи полностью согласны с В. А. Вахрамеевым, считающим, что «при сопоставлении фаун двух соседних этапов, легших в основу выделения тех или иных стратонов (от яруса до системы), 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 этапности в его развитии. Но эти черты своеобразия накапливались, как правило, постепенно, хотя бы и мелкими скачками, а не возникали внезапно» (Вахрамеев, 1976, с. 280).

Сказанное очень хорошо отвечает событиям, происшедшим в девоне. Изменения шли не одновременно, но имели первостепенное значение. Девон характеризуется, как уже было сказано, ароморфным развитием многих групп животных и растений и поэтому может рассматриваться в качестве первого периода новой эры — метазойской, нового этапа развития не только отдельных крупных ветвей органического мира, имевших огромное значение в его последующей эволюции, но и нового этапа развития всей биосферы в целом. Думается, что по своему значению рубеж между ранним и поздним палеозоем, т. е. палеозоем и метазоем в нашем понимании, не менее важен, чем рубежи между метазоем и мезозоем, мезозоем и кайнозоем.

На основании вышесказанного следует считать, что одной из задач современной палеонтологии является изучение биосфер прошлого, их становления, взаимосвязей и смен новыми биосферами или исходя из идеи о целостности биосферы Земли вообще — анализ этапов развития биосферы и их взаимопереходов. Только такой путь исследования даст возможность подойти к выяснению закономерностей эволюции всего органического мира нашей планеты. Изучение палеобиосфер возможно только на основе всестороннего исследования отдельных филумов животных и растений и выяснения закономерностей их развития, но при этом биосферу нельзя рассматривать в качестве простой суммы этих филумов. Необходимо восстанавливать взаимосвязи между всеми группами животных и растений и их средой обитания. Этапы и закономерности развития биосферы будут отличаться от этапов и закономерностей развития отдельных групп органического мира.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Относительная геохронология (стратиграфическая шкала). — В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфические границы и этапы развития органического мира. — В кн.: Границы геологических систем. М., «Наука», 1976.
- Друщиц В. В. Палеонтология беспозвоночных. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Друщиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Друщиц В. В., Шиманский В. Н. О некоторых этапах развития органического мира в палеозое. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1962а, № 3.
- Друщиц В. В., Шиманский В. Н. Об объеме палеозойской эры. — «ДАН СССР», 1962б, т. 144, № 5.
- Дубинин В. Б. Надкласс *Ruscogonides*. — В кн.: Основы палеонологии. Членистоногие, трахейные и хелицеровые. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Журавлева Ф. А. Девонские наутилоидеи. Отряд *Discosorida*. — «Труды Палеонтол. ин-та», 1972, т. 134.
- Келлер Б. М. Природа хроностратиграфических границ. — В кн.: Границы геологических систем. М., «Наука», 1976.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии, т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Мазарович А. Н. Об основных единицах геохронологии. — «ДАН СССР», 1947, т. 58, № 3.
- Мейен С. В. Из истории растительных династий. М., «Наука», 1971.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагуновых и континентальных свит. — «Труды ГИН АН СССР», 1962, вып. 65.
- Немков Г. И. и др. Историческая геология. М., «Недра», 1974.
- Родендорф Б. Б. Значение насекомых в историческом развитии наземных позвоночных. — «Палеонтол. журн.», 1970, № 1.
- Садыков Л. М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, 1974.
- Северцов А. Н. Главные направления эволюционного процесса. Морфобиологическая теория эволюции, изд. 3. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Степанов Д. Л. Общебиологические основы использования палеонтологического метода в стратиграфии. — «Труды ВНИГРИ», 1974, вып. 350.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Под ред. А. И. Жамойда. Л., «Недра», 1965.
- Халфин Л. Л. О методологических основах стратиграфии. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья», 1973, вып. 169.
- Халфин Л. Л. Переходные горизонты в стратиграфической классификации. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974.
- Шаров А. Г. Класс *Diploroda*. — В кн.: Основы палеонтологии. Членистоногие, трахейные и хелицеровые. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Dopovan D. T. *Stratigraphy*. London, 1966.
- Moore R. *Historical Geology*. N. Y.—L., 1933.
- Phillips J. *Palaeozoic Series*. — In: Penny *Encyclopaedia*, 1840, vol. 17.

И. А. ДОБРУСКИНА

СООТНОШЕНИЯ В РАЗВИТИИ ФЛОРЫ И ФАУНЫ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ ПАЛЕОЗОЯ К МЕЗОЗОЮ

Долгое время считалось, что перестройки в истории растительного мира опережают перестройки в истории животного мира, в частности что смена палеофита мезофитом опережает смену палеозоя мезозоем. Как известно, типичные палеофитные флоры

резко отличаются от типично мезофитных флор, так же как типично палеозойские фауны отличаются от типично мезозойских фаун. Известно также, что как перестройка растительного мира, так и перестройка животного мира не носили характера мгновенной катастрофы, а представляли собой длительный процесс, шедший неодинаково в разных группах растений и животных и в разных частях земного шара. Между типично палеофитными и мезофитными флорами, между типично палеозойскими и мезозойскими фаунами существуют переходные флоры и фауны, так что граница между палеофитом и мезофитом, между палеозоем и мезозоем неизбежно оказывается условной.

По традиции, идущей от западноевропейских палеоботаников, границей палеофита и мезофита обычно считалась граница ранней и поздней перми, когда вымерли доминанты палеофитного растительного царства Евразийской области: древовидные лепидодифты, каламиты, прапапоротники. Флора цехштейна, сильно отличавшаяся от более древних, рассматривалась уже как мезофитная. Однако переходный характер флор поздней перми и большей части триаса был отмечен уже в работах А. Н. Криштофовича: окончанием палеофита он считал границу ранней и поздней перми, а началом мезофита — рэтский ярус. Тем не менее в геологической колонке начало мезофита этот исследователь показывает со второй половины перми.

Типично палеофитные флоры были различными в разных фитохориях. В отличие от тропической Евразийской области во внетропической Ангарской области в палеофитных флорах доминировали кордаиты, а в Гондванской области — глоссоптериды. Типично мезофитные флоры более однообразны в разных частях земного шара; для них характерно господство цикадовых и беннеттитовых, гинкговых и чекановских, мезофитных семейств папоротников и хвойных. Наиболее полным выражением мезофита являются юрские флоры; к единому с раннеюрским этапу развития флор следует относить и флоры самого конца триаса — норийско-рэтские лепидоптериевые флоры (см. таблицу).

С. В. Мейен показал, что вымирание типично палеофитных групп и зарождение первых элементов флор мезофита происходили неодновременно и неодинаково в разных фитохориях. Он обратил внимание, в частности, на то, что флору цехштейна еще нельзя рассматривать как мезофитную, так как по сравнению с палеофитными флорами в ней не появилось никаких новых элементов. Лишь в результате вымирания доминантов палеофита стали заметными и вышли на первый план другие группы растений, которые играли незначительную роль в карбоне и ранней перми: хвойные, пельтаспермовые птеридоспермы, редкие папоротники, цикадофиты, гинкгофиты. Наиболее важные растения цехштейна (хвойное *Ulmannia* и птеридосперм *Lepidoptris*) впервые появляются еще в ранней перми. Эта флора была названа им постпалеофитной.

J ₁	Синемюр геттанг	Тауматоптериевая флора		средний	мезофит
T ₃	рэт	лепидоптериевая флора			
	верхний норий				
	средний норий				
	нижний норий	сцитифилловая флора			
	верхний карний				
средний карний					
T ₂	ладин	плевромейе- вольтциевая флора		постпалеофит	
	анизий				
T ₁	оленек	хвойно-папоротниковая флора			палеофит
	инд				
Верхняя пермь		флора цехштейна	кордантовая флора	основная фаза	
Нижняя пермь		флора древовидных лепидодифтов, каламитов, прапапоротников			
Карбон					

Вольтциевая флора пестрого песчаника Западной Европы (см. таблицу), тесно связанная с флорой цехштейна и являющаяся ее непосредственным потомком, по групповому составу не отличается от цехштейновой флоры и также может быть охарактеризована как постпалеофитная, т. е. как относящаяся к заключительной стадии палеофита. Результаты монографического изучения некоторых групп триасовых растений (Добрусина, 1969, 1974, 1975; Храмова, 1973; Могучева, 1973; Василевская, 1972; Станиславский, 1976) показали, что помимо палеофитных элементов в постпалеофитных флорах главную роль играют семейства специфически триасовые. Эти семейства, в частности пельтаспермовые птеридоспермы, глоссофилловые (гинкгофиты), вольтциевые (хвойные), имели широкое распространение только в переходных флорах; их роль в типично мезофитных флорах незначительна. Иными словами, большая часть растений рассматриваемых флор характерна только для переходного этапа.

Существовавшая примерно в то же время в Ангарской области хвойно-папоротниковая флора корвунчанского типа тоже должна быть оценена как постпалеофитная или относящаяся к заключительной стадии палеофита. Мнение о мезофитном облике корвунчанской флоры основано, как нам кажется, на недоразумении. Оно возникло из-за того, что обилие папоротников необычно для палеозойских ангарских флор, и в то же время огромное количество папоротников — наиболее характерная черта мезозойских флор того же региона — Сибирской палеофлористической области в юре и раннем мелу. Поэтому флора, в которой папоротники составляют до 90% всех остатков, сразу была отнесена к мезофитной.

Однако среди папоротников в корвунчанской флоре преобладают формы, близкие к пермским катазиатским и карбоновым еврамерийским родам. Представляется, что корвунчанская флора возникла вследствие экспансии в Ангариду катазиатских папоротников и членистостебельных в результате резко изменившихся климатических условий в конце перми. К ним присоединились пельтаспермовые птеридоспермы, по всей видимости, спустившиеся к тому времени с Уральских гор, бывших местом их возникновения (Мейен, 1971), и глоссофилловые. Небольшую роль в корвунчанской флоре играют растения, унаследованные от кордаитовой флоры (*Yavorskiya*, *Rhipidopsis*). Следовательно, как и еврамерийские флоры цехштейна и пестрого песчаника, корвунчанская флора состоит из тех групп растений (папоротников и некоторых членистостебельных), которые вышли на первый план после вымирания доминантов палеофита, в данном случае кордаитов, а также из новых групп, характерных для переходных флор (пельтаспермовых и древних гинкговых).

Хотя реальные находки корвунчанских растений приурочены к самым верхам перми и самым низам триаса, тесная связь этой флоры с более молодой сцитофилловой флорой (флорой типа европейской кейперской флоры) позволяет высказать предположение о том, что флора корвунчанского типа должна была существовать до середины триаса, пока ей на смену не пришла сцитофилловая флора.

В Гондванской области типично палеофитная глоссоптериевая флора сменилась дикроидиевой флорой, которая просуществовала по крайней мере до начала позднего триаса. Есть основания предполагать, что вымирание глоссоптерид и кордаитов во внетропических областях было связано с одними и теми же климатическими изменениями, которые привели также к прекращению углеобразования в обеих названных палеофлористических областях. Судя по времени вымирания кордаитов в Приуралье и на Восточно-Европейской платформе, эти события произошли в самом конце перми.

Сцитофилловую флору можно рассматривать как раннемезофитную, потому что в ней уже появляются в обилии цикадовые, беннеттитовые, чекановские, цикадокарпидиевые, диптериевые,

которые достигли господства на следующем этапе развития флор (в среднем мезофите). Середина триасового периода — важный рубеж в истории флоры, так как к этому времени по территории Евразии широко распространились новые, мезофитовые, группы растений, интенсивное формообразование которых происходило незадолго перед тем в разных районах Евразии. Типично мезофитными являются флоры среднего мезофита, к которым относятся как норийско-рэтская лепидоптериевая флора, так и ранне-среднеюрские флоры. Флоры среднего мезофита близки между собой как по составу, так и по географической дифференциации.

В первой половине триаса сохранилось то же расположение фитоохрий (рис. 1), что и во второй половине перми: т. е. на границе перми и триаса не происходят ни крупные перестройки в составе флор, ни изменения в расположении палеофлористических областей. Однако состав флор во внетропических областях, а также находки плевромей на побережье моря Лаптевых свидетельствуют об общем потеплении климата, которое подтверждается и минимальной дифференциацией морских фаун в это время; последняя проявляется только в конце раннего триаса.

В середине триаса картина резко меняется (рис. 2). С изменением характера осадков изменяется и облик флоры; флоры тропической области не несут черты ксерофитности, как в первой половине триаса. Климатическая зональность выражена более резко, так же как и дифференциация морских фаун, которая достигает максимума в карнийском и норийском веках. Проследить изменения во флорах с севера на юг, которые можно было бы интерпретировать как связанные с различиями в климатической приуроченности, можно только в пределах отдельных провинций. Не удастся выделить ни отдельных родов — индикаторов климатической приуроченности, ни тем более семейств, которые были бы общими для всей территории Евразии. Связано это с чрезвычайно резкой выраженностью провинциальности (секториальности) флор в середине триаса: различия во флорах с запада на восток оказываются более заметными, чем различия, которые можно проследить с севера на юг.

Интересно, что секториальность (т. е. концентрация крупных групп растений в определенных частях Евразии) проявляется в первую очередь в географическом распределении новых, появившихся в конце перми и начале триаса групп растений: пельтаспермовые птеридоспермы и древние гинкговые (глоссофилловые) обильны во внутренних частях Евразийского континента и немногочисленны по его окраинам; диптериевые папоротники и древние хвойные (цикадокарпидиевые) обильны в ладинских и карнийских отложениях только на Дальнем Востоке; чекановские в карнийских отложениях известны лишь в Монголии и Приморье. Подобную картину можно объяснить концентрацией перечисленных групп вокруг центров их формообразования; миграция их в рассматриваемое время только начинается.

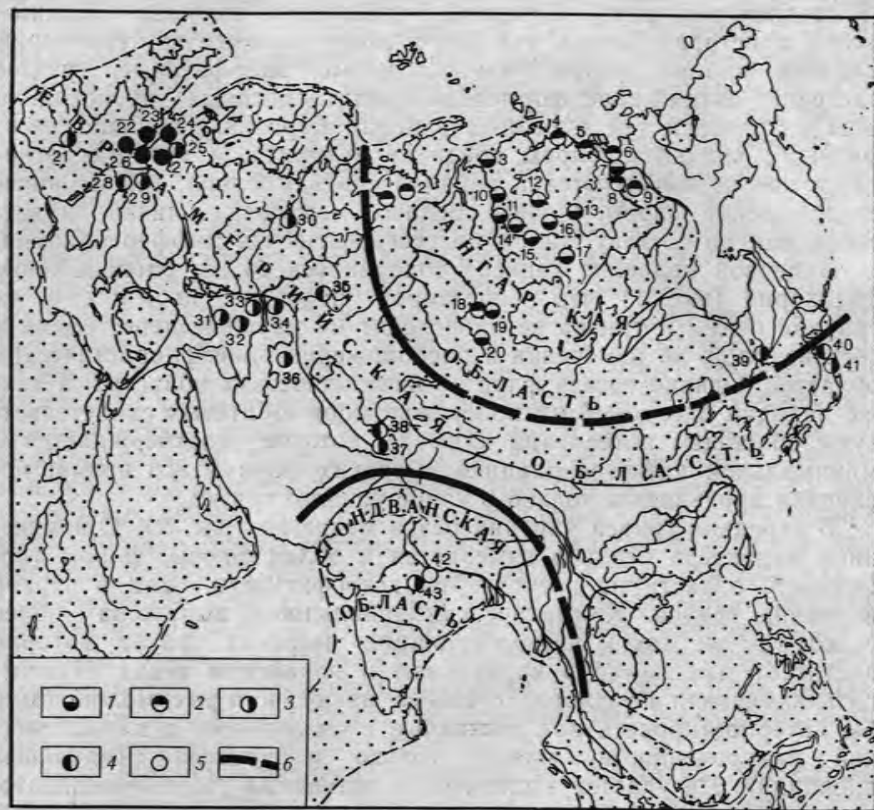


Рис. 1. Схема палеофлористического районирования Евразии в первой половине третичного периода.

1 — корвунчанская флора; 2 — флора с *Pseudoaraucarites*; 3 — флора с *Pleuromeia*; 4 — флора пестрого песчаника без *Pleuromeia*; 5 — гондванская флора; 6 — границы палеофлористических областей. Цифры на карте: 1 — д. Бызовая на р. Печоре; 2 — р. Адзъва; 3 — водораздел рек Убойной и Пуры; 4 — мыс Цветкова; 5 — низовья р. Оленек; 6 — Хараулахские горы; 7 — хр. Орулган; 8 — р. Собопол; 9 — р. Бытынтай; 10 — Кетско-Горбиачинский район; 11 — Курейско-Северореченский район; 12 — р. Котуй; 13 — междуречье Алакит — Марха Вилюйская; 14 — р. Тутончана; 15 — р. Нижняя Тунгуска; 16 — р. Корвунчана; 17 — верховья рек Илимпеи, Таймуры и Чуни; 18, 19 — Кузнецкий бассейн; 20 — Горный Алтай; 21 — Испания, Моллина-де-Арагон; 22 — Эльзас и Лотарингия; 23 — Эйфель; 24 — Гессенская впадина; 25 — Субгерцинская впадина; 26 — Южно-Германская впадина; 27 — Тюрингская впадина; 28 — Предальпы Венето, Рекоаро; 29 — Карнийские Альпы; 30 — верховья Волги; 31 — Северный Кавказ; 32 — Восточное Предкавказье; 33 — Западный Прикаспий; 34 — гора Большое Богдо; 35 — Южное Приуралье, с. Петропавловка; 36 — Мангышлак; 37 — Дарваз; 38 — Южная Фергана; 39 — Южное Приморье; 40, 41 — северо-восточная Япония, массив Китаками; 42 — Нидпур; 43 — Южная Рева

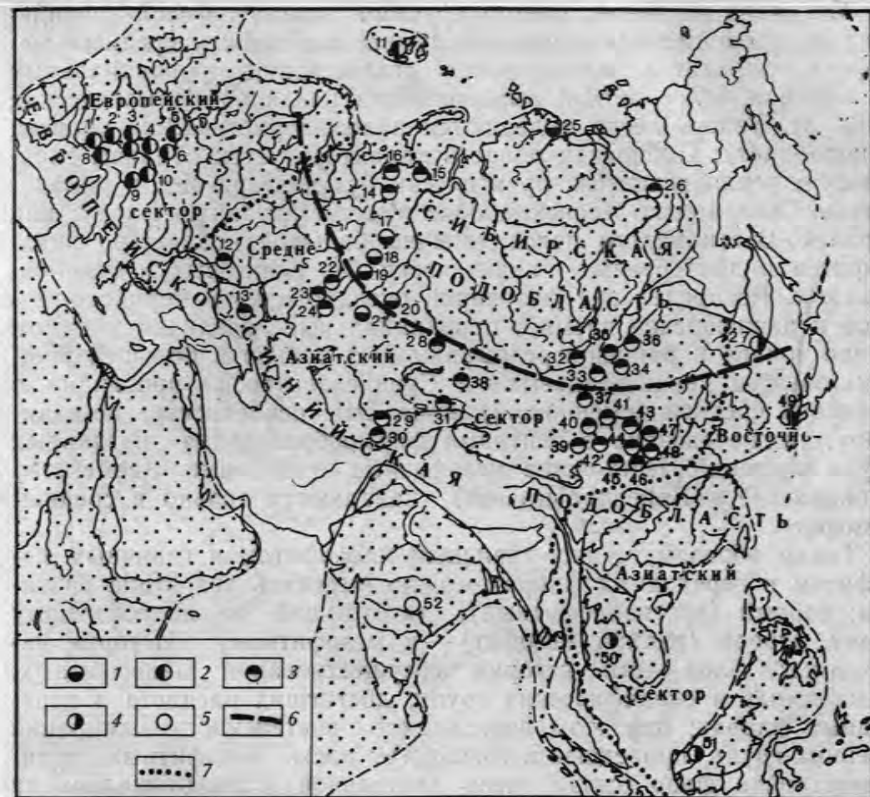


Рис. 2. Схема палеофлористического районирования Евразии в латинско-карнийское время.

1 — флоры уральского типа; 2 — флоры европейского типа; 3 — флоры среднеазиатского типа; 4 — флоры восточноазиатского типа; 5 — флора Малери в Индии; 6 — границы палеофлористических подобластей; 7 — границы палеофлористических секторов. Цифры на карте: 1 — Привас; 2 — Вануаз; 3 — Эльзас и Лотарингия; 4 — Южно-Германская впадина; 5 — Субгерцинская впадина; 6 — Тюрингская впадина; 7 — Базель; 8 — Крочетта; 9 — Райбл; 10 — Луиц; 11 — Свальбард; 12 — Николаевка, Гаражовка (Донбасс); 13 — Восточное Предкавказье; 14 — Большесынинская впадина; 15 — Коротайхинская впадина; 16 — Печорская синеклиза; 17 — Богословская и Веселовская впадины; 18 — Буланашская, Елкинская и Анохинская впадины; 19 — Челябинский бассейн; 20 — Бурлук; 21 — Тургайский бассейн; 22 — водораздел рек Сакмары и Белой; 23 — Букобай, Буртя; 24 — бассейн р. Илек; 25 — мыс Цветкова; 26 — р. Тумара; 27 — Южное Приморье; 28 — горы Семейтау; 29 — Мадьген; 30 — Дарваз; 31 — Кетменский хребет; 32 — междуречье Орхон — Тола; 33 — окрестности Баян-Шаган сомона; 34 — 36 — северо-восточная Монголия; 37 — сомон Ноян; 38 — Китайская Джунгария; 39 — 48 — бассейн р. Хуанхэ; 49 — Ямагути; 50 — Кхорат, Таиланд; 51 — Саравак; 52 — Малери

Миграция растений, контролируемая климатической зональностью, продолжается в позднем триасе и к началу среднего мезозоя приводит к значительному сглаживанию провинциальных различий и более четкой выраженности различий климатических (рис. 3). Теперь легче выделяются палеофлористические области и подобласти: Сибирская область характеризуется обилием гинговых и чекановскиевых, практически без диптериевых и цикадофитов; Гренландско-Японский пояс имеет смешанную флору; для Иранско-Вьетнамского пояса типично большое количество цикадофитов и диптериевых, практически без гинговых и чекановскиевых. Распределение фитохорий очень близко в норийско-рэтское и раннеюрское время; провинциальные различия в самом конце триаса и ранней юре выражаются только в большей роли гинговых и чекановскиевых в Среднеазиатской провинции в пределах средней (смешанной) зоны. Эта особенность, по-видимому, также связана с центрами формообразования названных групп растений. Настоящие мезофитные гинговые (семейства *Ginkgoaceae* и *Sphenobaieraceae*) появляются только в среднем мезофите.

Таким образом, между типичным палеофитом и типичным мезофитом в переходных флорах можно выделить два этапа развития: первый (постпалеофитный), тяготеющий к палеофитному этапу, второй (ранний мезофит) — к мезофитному. История переходных флор — это история сосуществования палеофитных, мезофитных и специфических групп, достигших расцвета в переходных флорах; при этом происходило постепенное вымирание древних групп, приведшее к господству новых мезофитных групп. Перестройка флор была очень длительной и продолжалась от середины перми до середины триаса.

Если в отношении растительного мира не раз обсуждался вопрос о том, какой момент считать рубежом палеофита и мезофита, то в отношении животного мира обычно без всяких обсуждений в качестве рубежа палеозоя и мезозоя принимается граница перми и триаса — международной геохронологической шкалы. И именно с этим моментом в истории животного мира ведется сравнение истории развития мира растений. При этом едва ли кто-нибудь всерьез считает, что именно на границе перми и триаса произошли все те изменения во всех группах животного мира, которые можно оценить как смену палеозоя мезозоем, что в конце перми закончила свое существование палеозойская фауна, а с начала триаса началось господство мезозойской фауны. Ведь известно, что перестройки в некоторых группах животных начались еще в середине перми, а другие группы пережили границу перми и триаса без каких-либо заметных перестроек.

Граница перми и триаса характеризует момент максимального вымирания палеозойских родов морских беспозвоночных, однако это началось еще в середине перми и продолжалось в начале триаса. При этом вымирание не привело к резкой смене в

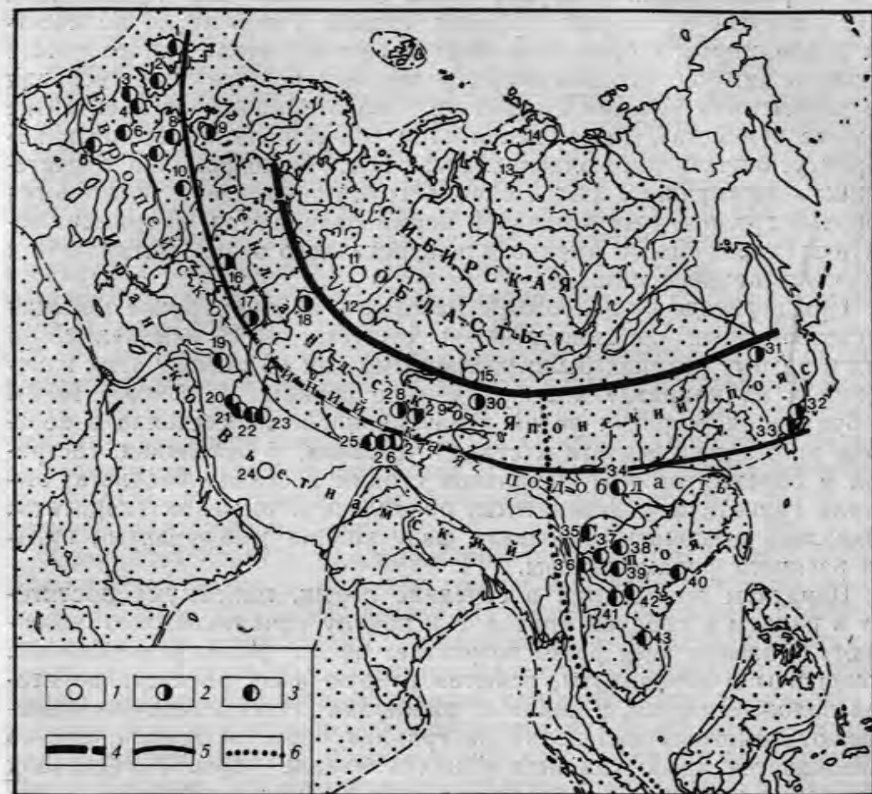


Рис. 3. Схема палеофлористического районирования Евразии в норийско-рэтское время:

1 — флоры уральского типа; 2 — флоры гренландского типа; 3 — флоры иранского типа; 4 — границы палеофлористических областей; 5 — границы палеофлористических поясов; 6 — границы палеофлористических секторов; Е — Европейский сектор, С — Среднеазиатский сектор, ВА — Восточно-Азиатский сектор. Цифры на карте: 1 — Антрим; 2 — Английский Мидлэнд; 3 — бассейн Карэнтан; 4 — Бульонь; 5 — Лозер; 6 — Отэн; 7 — Кобург; 8 — Зайнштедт; 9 — Скания; 10 — Верхняя Силезия; 11 — Челябинский бассейн; 12 — Тургайский бассейн; 13 — р. Фадью-Куда; 14 — мыс Цветкова; 15 — Кендерлык; 16 — Новорайское, Донбасс; 17 — Восточное Предкавказье; 18 — Кусан-Кудук; 19 — Джерманис; 20—23 — Эльбурс; 24 — Керманская впадина; 25 — северо-восточный Афганистан; 26—27 — Центральный Памир; 28 — Туракавакский хребет; 29 — Иссык-Куль; 30 — Урумчи; 31 — Южное Приморье; 32 — Нарива; 33 — Ямагути; 34 — Гуаньюнь; 35 — Хайли; 36 — угольный бассейн Юнани; 37 — Тайпинчань; 38 — Гуань и Анлунь; 39 — Цзянси; 40 — Каомин; 41—42 — Северный Вьетнам; 43 — Нонг-Сон

составе семейств, потому что многие семейства пелеципод, брахиопод, морских лилий и других групп беспозвоночных продолжали свое развитие во второй половине триаса. Уменьшение количества родов морских беспозвоночных в самом начале триаса было вызвано как неблагоприятными условиями для их существования (с улучшением условий в середине триаса продолжается развитие тех же семейств), так и неполнотой геологической летописи, которая усиливает наблюдающийся эффект. Одновременно с постепенным вымиранием палеозойских групп постепенно появляются и новые группы; уже в поздней перми появляются, например, цератиты, характерные именно для переходного этапа (вымирают к началу типичного мезозоя).

При переходе от палеозоя к мезозою в каждой группе морских беспозвоночных произошли очень существенные изменения, но они в разных группах были различными как по смыслу этих изменений и их направленности, так и по срокам (Леонов, 1973). У брахиопод, морских лилий и наутилоидей она состояла в переходе от стадии расцвета к стадии угасания, у пелеципод, гастропод и белемнитов — от начальной стадии к стадии расцвета; вымерли гониатиты и агониатиты, появились и вымерли цератиты, появились аммониты; испытали фазу упадка между двумя пиками расцвета фораминиферы.

Цератиты появляются в середине перми, максимума достигают в раннем и среднем триасе, а к началу юры полностью вымирают. С начала юры резко возрастает число родов у аммонитов. Гониатиты и агониатиты, испытав вторую фазу расцвета во второй половине перми, в конце ее вымирают. Наутилоидеи не испытывают заметных изменений на границе перми и триаса; резко уменьшается число семейств у них в начале 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; на границе триаса и юры заметных изменений не происходит, продолжается процесс увеличения семейств, начавшийся вблизи границы перми и триаса. Для пелеципод уменьшается количество семейств и родов в поздней перми и увеличивается в позднем триасе, но эти изменения происходили постепенно от поздней перми до среднего-позднего триаса; процесс увеличения числа семейств продолжается, как и у гастропод, в юре, причем граница триаса и юры не играет, как и у гастропод, заметной роли. Иголкокожие палеозоя и мезозоя сильно различаются, но переход от первых ко вторым захватывает большой отрезок времени; период наибольших изменений — это граница триаса и юры («International permio-triassic conference», 1971). На границе триаса и юры вымирают конодонты, значительно изменяется состав остракод и склеритов голотурий (Kozur, 1973).

Иными словами, ни для одной группы граница перми и триаса не явилась временем наибольшей эволюционной перестройки.

Х. Коцур (Kozur, 1973) считает, что самая резкая смена фаун, отражающая значительную перестройку органического мира, превосходящую перестройку на границе перми и триаса, происходила в конце триасового периода вблизи границы с юрой. Таким образом, для морских беспозвоночных, как и для растительного царства, переход от типичного палеозоя к типичному мезозою растянулся от середины перми до конца триаса. Так же, как в истории растительного мира, крупное вымирание палеозойских беспозвоночных началось в середине пермского периода и так же, как у растений, вместе взятых, закончилось в конце триаса. При этом только для аммоноидей эта последняя граница точно совпадает с границей триаса и юры, так как именно по этой группе беспозвоночных проведена эта граница. Для других групп она близка к ней, но не совпадает. Х. Коцур связывает наибольшие изменения в морской фауне в это время с концом норийского века. По-видимому, так же как и в растительном мире, время наиболее интенсивного формообразования падает на середину триасового периода: сосуществование палеозойских и мезозойских групп постепенно изменяется в сторону преобладания мезозойских групп, до полного их господства в юре.

Если обратиться к наземным позвоночным, то и здесь смена фаун вблизи границы перми и триаса выглядит довольно резко, но В. Г. Очев (1973) объясняет эту резкость в первую очередь фациальными изменениями, перерывами в осадконакоплении и условиями захоронения. Этот исследователь считает, что в отношении масштаба филогенетических событий граница палеозоя и мезозоя s. s. существенно не отличается от границ более низкого ранга: систем, отделов. Главным рубежом в истории всех морских групп тетрапод, а также ящеров является граница раннего и среднего триаса; в истории некоторых других групп (новые группы архозавров, черепах) основным рубежом он считает 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. Кольберт («International permio-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.

* * *

Итак, только 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. Вместе с концом пермского периода триас, с точки зрения развития флоры, представляется переходным, во

время которого сосуществовали древние палеозойские группы (древовидные лепидофиты, палеофитные папоротники, палеофитные хвойные) и новые группы, которые стали господствующими в юре и мелу (диптериевые, осмундовые, матониевые папоротники, цикадовые, беннеттитовые, чекановские, мезофитные хвойные). Наряду с ними имеются некоторые группы растений, специфически триасовые или преимущественно триасовые (плевромейевые, пельтаспермовые, користоспермовые птеридоспермы, древние гинкговые и хвощевые), которые продолжают существовать в юре, но уже не играют той роли, которая была у них в триасе.

Существование палеозойских и мезозойских групп отмечается и как наиболее характерная черта триасовой фауны, в которой также присутствуют специфические триасовые группы, или жившие только в триасе, или в триасе достигшие расцвета. Для таких групп триасовый период являлся самостоятельным этапом развития. Наиболее ярко выражен он у цератитов — руководящих ископаемых триаса: их существование охватывает джюльфинский век поздней перми и весь триасовый период. Не менее четко он выражен у фораминифер и морских лилий, хотя картина тут почти противоположная: депрессия в развитии, падающая на триасовый период, который разделяет две фазы расцвета. Брахиоподы в стадии угасания, начавшейся вблизи границы перми и триаса, дают последнюю крупную вспышку формообразования в триасе.

Триасовый период — время расцвета тетрапод. В. Г. Очев характеризует с этой точки зрения триасовый период как время развития преимущественно постпалеозойских подклассов тетрапод и завершения истории преимущественно палеозойских групп того же ранга.

Длительная перестройка растительного и животного мира, 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 специфическими группами переходных фаун и флор и закончилась к началу юры вымиранием палеозойских и быстрым расцветом в юре мезозойских групп, ставших господствующими.

Таким образом, нет принципиальной разницы в характере и длительности перестройки фауны и флоры при переходе от палеозоя к мезозою, от палеофита к мезофиту. Несмотря на то что для разных групп растений и животных намечаются переломы в развитии в разные моменты рассматриваемого периода и наиболее важные рубежи не совпадают в развитии разных групп растений и животных, перестройка в царстве животных и царстве растений, если рассматривать эти царства в целом, заняла примерно одно и то же время.

Так как ни для морской, ни для наземной фауны, ни для флоры нет единого мгновенного рубежа, до которого существовал палеозойский животный мир (палеофитная флора), а после кото-

рого — мезозойский животный мир (мезофитная флора), то едва ли вообще имеет смысл говорить об опережении или отставании развития флоры по отношению к развитию фауны при переходе от палеозоя к мезозою.

ЛИТЕРАТУРА

- Василевская Н. Д. Позднетриасовая флора Свальбарда. — В кн.: Мезозойские отложения Свальбарда. Л., изд. НИИГА, 1972 (ротапринт).
- Добрускина И. А. Род *Scytophyllum* (морфология, эпидермальное строение и систематическое положение). — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1969, вып. 190.
- Добрускина И. А. Триасовые лепидофиты. — «Палеонтол. журн.», 1974, № 3.
- Добрускина И. А. Роль пельтаспермовых птеридоспермов в позднепермских и триасовых флорах. — «Палеонтол. журн.», 1975, № 4.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии, т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Мейен С. В. Пермские флоры Русской платформы и Приуралья. — «Труды Палеонтол. ин-та АН СССР», 1971, т. 130.
- Мейен С. В. Основные проблемы палеофлористики карбона и перми. — В сб.: Стратиграфия. Палеонтология, т. 3. М., изд. ВИНТИ, 1972.
- Могучева Н. К. Раннетриасовая флора Тунгусского бассейна. — «Труды Сиб. НИИ геологии и геофизики, минеральн. сырья», 1973, вып. 154.
- Очев В. Г. О характере изменения фауны наземных позвоночных на рубеже перми и триаса. — «Бюл. МОИП. Сер. геол.», 1973, т. 48, № 1.
- Станиславский Ф. А. Среднекейперская флора Донецкого бассейна. Киев, 1976.
- Храмова С. Н. Род *Scytophyllum*. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та», 1973, вып. 138.
- International permo-triassic conference. — «Program with abstracts». Calgary, 1971.
- Kozur H. Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. — «Geol. Paläontol. Mitt.», Innsbruck, 1973, Bd 3, N 3.

Часть III
ВОПРОСЫ
РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТЕГРАФИИ

В. Т. ФРОЛОВ, Т. И. ФРОЛОВА

РЕГИОНАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ И ЕЕ
ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Магнитогорский мегасинклинорий выполнен вулканическими и осадочными толщами силурийского, девонского и каменноугольного возраста, образующими непрерывный разрез, который позволяет довольно детально проследить историю эвгеосинклинали. Стратиграфия ее северной части разрабатывалась В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (1940), О. А. Нестояновой (1959, 1960, 1963 и др.), Н. Я. Вецлером, М. Б. и Н. И. Бородаевскими, Г. А. Ленных, М. Ш. Биковым, Б. М. Садрисламовым, А. И. Шмидтом, Н. К. Курбановым, Ю. С. Емельяновым, Г. А. и Т. А. Смирновыми (1957, 1961, 1974 и др.), В. А. Масловым (1967, 1974), А. И. Кривцовым и др.

Коллектив геологического факультета Московского университета (Фролова и др., 1961, 1964, 1966, 1970а, б; Фролов и др., 1965) в результате детальных многолетних геологосъемочных и тематических исследований разработал регионально-стратиграфическую схему, отличающуюся от других более последовательным применением историко-геологического принципа расчленения отложений, основы которого сформулированы Г. П. Леоновым (1953а, б, 1955, 1956, 1973, 1974). Схема практически строилась заново, путем проведения полного комплекса регионально-стратиграфических исследований — корреляции разрезов, выделения регионально-стратиграфических единиц и определения их геологического возраста. Установленная последовательность и петрографический состав основных стратиграфических единиц северной части синклинория оказались во многом аналогичными его южной части, основы стратиграфии которой разработаны Л. С. Либровичем (1932, 1933, 1936) и другими, что объясняется не формальным перенесением его схемы, а историко-геологической общностью разных частей мегасинклинория.

За последнее время, однако, в стратиграфических исследованиях синклинория намечился отход от принципов регионально-стратиграфических построений: с одной стороны (Бородаевская и др., 1973; и др.), стали выделять узкие по площади распространения, т. е. практически местные, единицы, радиус действия которых ограничивается одной структурно-фациальной зоной или только ее частью, а с другой (отчеты по геологической съемке) — подразделения международной стратиграфической шкалы, которые для Урала оказываются искусственными, не отражающими этапы его геологического развития. Все это заставляет нас призвать снова вернуться к регионально-стратиграфической схеме, наиболее полно отражающей историю развития мегасинклинория и отвечающей целям составления металлогенических карт и формационного анализа.

Среднепалеозойские отложения испытывают четкие фациальные изменения, особенно вкрест простирания, т. е. в широтном направлении. Это дало возможность (Фролова, Рудник, 1961; Фролова, 1970) выделить в пределах мегасинклинория структурно-фациальные зоны (с запада на восток): 1) Вознесенско-Присакмарскую, отвечающую одноименному синклинорию, 2) Ирендикскую — по одноименному хребту и антиклинорию, 3) Кизило-Уртазымскую, южнее оз. Ургун; эти три зоны вместе составляют западное крыло мегасинклинория; его восточное крыло составляют: 4) Учалинская зона, отвечающая одноименному синклинорию и делящаяся на Каримовскую, Шартымскую и собственно Учалинскую подзоны, и 5) Гумбейско-Ахуновская, объединяющая ряд синклинориев и антиклинориев — подзон или, временами, самостоятельных зон. Западное и восточное крылья мегасинклинория разделяются наложенным Кизильским, или собственно Магнитогорским, прогибом, выполненным отложениями верхнего девона и карбона, представляющим собой самостоятельную структурно-фациальную зону этого времени — Центральную.

ОПИСАНИЕ И СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Исходным пунктом стратиграфических исследований всех типов является, как известно, сопоставление разрезов. Правильность их корреляции определяет естественность выделяемых региональных единиц.

В качестве опорного для северной части мегасинклинория может служить наиболее полный разрез на широте с. Поляковка, (см. рисунок), детально описанный нами ранее (Фролов, Фролова, 1965):

- Sp1 1. Песчано-глинисто-кремневая балбуковская толща, в основании с гравелитами и мелкогалечными конгломератами 600—660 м.
2. Диабазы массивные с редкими пачками кремней — поляковская толща 800—900 м.

3. Глинисто-кремневая актюбинская толща, сходная с балбуковской, но меняющаяся в обратной последовательности: размер обломков увеличивается к кровле, где появляются крупногалечные полимиктовые конгломераты 400—500 м.

Общая мощность слоев 1—3, выделенных В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (1940) в поляковскую свиту, около 2000 м.

D₁г 4. Мелкоритмичные вулканитовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и силициты, вверху с андезито-базальтовыми туфами 250 м.

5. Грубые массивные туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов с пластами лав того же состава, внизу с песчаниками 1000 м.

6. Аналогично слою 4. 400 м.

Общая мощность слоев 4—6, относимых к ирендыкской свите, 1650 м.

D₂кг 7. На восточном склоне горы Мужайской — внешне сходная со слоем 6 слоистая толща песчаников; алевролитов, глинистых сланцев и кремней, зеленых и красных, но с конгломератами из местного материала, с единичными кислыми туфами 200 м.

D₂бг 8. Яшмы красные, чередующиеся с вулканитовыми песчаниками, туфами альбитофиров, вверху с конглобрекчиями из яшм и других местных пород 30 м.

Сопоставляются, как показано ниже (с. 148), с бугулыгырской свитой, а подстилающий их слой — с карамалыташской. С востока разрез обрезан крупным Восточно-Ирендыкским разломом, отделяющим Ирендыкскую зону от Каримовской подзоны Учалинской зоны.

Описанный разрез выдерживается вдоль всей Ирендыкской зоны, т. е. в хребтах Северный Ирендык, Кумач, Кейдвелы. Лишь в ирендыкской свите меняются мощности пачек, являющихся фациями свиты (Фролова, Рудник, 1961).

Разрез на широте с. Вознесенка начинается в 7 км западнее начала (слой 1) предыдущего разреза и продолжается через село на запад.

Spl 1. Диабазы с черными кремнями, глинистыми сланцами. свыше 150 м.

Spl—D₁г 2. Известняки рифогенные, мраморизованные, с брахиоподами, ортоцератидами, залегают вертикально, кровля на западе 250—500 м.

Б. М. Садрисламов их нижнюю часть относит к силуру (лудлоу), верхнюю — к девону. Слой 1 и нижняя часть слоя 2, следовательно, западная фация поляковской свиты, имеющей здесь более осадочный состав и меньшую мощность.

D₁г 3. В 1 км южнее на известняках слоя 2 залегают агломератовые туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов ирендыкского типа 220 м.

4. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их лавовые брекчии 250 м.

Общая мощность слоев 3—4 с верхней частью слоя 2 около 500 м. Они сопоставляются со слоями 4—6 разреза у с. Поляковка и относятся к ирендыкской свите.

D₂кг 5. Диабазы массивные, в нижней части с пластом (10 м) андезитовых порфиритов и пачкой (35 м) красных радиоляриевых яшм, в кровле с туфами диабазов, песчаниками и кремнями; верхи срезаны несогласно залегающими слоями 8 и 9 свыше 500 м.

D₂цл 6. В 7 км к юго-западу и в 3 км к юго-западу от с. Абсаламово, у восточного контакта серпентинитов, — известняки светло-серые, мраморизованные (50 м), с кораллами, брахиоподами, криноидеями, со *Stringocephalis burtini*, указывающим на живетский возраст и принадлежность к улутауской свите как слоя 6, так и слоя 7.

7. Ритмичные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, линзы известняков, подобные слою 6 200 м.

D₃тк 8. Кремни серые и темно-серые, с прослойками глинистых сланцев 40—50 м.

D₃кл 9. Ритмичные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, гравелиты и единичные мелкогалечные конгломераты и кремни 300—400 м.

Ближе к с. Вознесенка, на восточном склоне горы Аратау — выходы слоев 8 и 9, но в слое 9 залегают грубые туфы базальтовых порфиритов, аналогичные слою 10.

10. Грубые и тонкие туфы базальтовых порфиритов, слагающие верхинную часть горы Аратау, размытые сверху свыше 250 м.

Общая мощность слоев 9 и 10, образующих колтубанскую свиту, в этом разрезе не менее 580—600 м; у с. Абсаламово — не свыше 400 м.

D₃—C₁zl 11. У с. Абсаламово полимиктовые песчаники, ритмично переслаивающиеся с глинистыми сланцами, гравелитами и единичными конгломератами 350—400 м.

При картировании они прослежены на север к д. Шарипово (слой 11) и далее до пос. Атлян (слой 10), где мощность их достигает 800 м и они сопоставляются с зилаирской свитой.

Сопоставление разреза на широте с. Вознесенка с опорным у с. Поляковка облегчается петрографическим тождеством и многочисленными палеонтологическими остатками. Не вызывает сомнения корреляция слоя 1 и нижней части слоя 2 со слоями 2 и 3 у с. Поляковка, как и слоев 3—4 со слоями 4—6. Это показывает, что не только поляковская свита, но и ирендыкская значительно сокращены в мощности в Вознесенской зоне, но ирендыкская свита одновременно становится и более эффузивной. Отнесение слоя 5 к карамалыташской свите более опосредствовано: базальты прослежены к д. Шарипово, где они заключают известняки с эйфельской фауной и перекрыты бугулыгырскими яшмами. Это последнее позволяет сопоставлять его и со слоем 7 Поляковского разреза.

Разрез у д. Шарипово и у оз. Карагайкуль, в 7 км к северу от с. Вознесенка, с запада (от серпентинитового массива) на восток:

Sp1 1. Диабазы массивные, сверху с фтанитами и глинистыми сланцамисвыше 120 м.

2. Известняки серые, с кораллами, ортоцератидами, с песчаниками20 м.

D₁ig 3. Песчано-яшмовая слоистая пачка с кристаллокластическими туфами андезитов50 м.

4. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты массивные200 м.

D₂km 5. Диабазы массивные, в 10 км от подошвы с пластом базальтовых порфиритов, аналогичных слою 4, с линзой известняков с эйфельской фауной280 м.

6. Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, яшмы .120 м.

D₂bg 7. С признаками размыва и перемыва пород слоя 6—яшмы красные, песчаники, яшмовые конглобрекнии50 м.

D₂ul 8. Граница резкая, с признаками перемыва—гравелиты, песчаники, алевролиты, темно-серые, зеленые и красные глинистые сланцы, линзы известняков с фауной живетского яруса100 м.

D₃mk 9. Кремни светло- и темно-серые, тонкослоистые, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники в основании70 м.

D₃kl 10. Ритмичные гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремни, местами конгломераты и конглобрекнии из местного материала200 м.

D₃—C₁zl 11. Конгломераты, гравелиты, песчаники и глинистые сланцы, образующие четкие циклы (1—5 м), с обломочным материалом из подстилающих пород, включая яшмы и породы слоя 10свыше 250 м.

C₁bz 12. В районе оз. Карагайкуль, западнее д. Кожаево, с размывом, с конгломератом в основании—циклическая толща песчаников, глинистых сланцев, сверху с линзой черного известняка, из которого Л. Ф. Ростовцевой определены верхнетурнейские сирингопориды и ругозы. Толща отнесена к березовской свите100 м.

C₁schg 13. С размывом—известняки массивные и слоистые, с фауной среднего и верхнего визе240 м.

Корреляция разреза с разрезом на широте с. Вознесенка очевидна (см. рисунок). Многие слои сопоставлены при картировании. Разрез у д. Шарипово более полный, а мощности сокращены; сохранился яшмовый горизонт (слой 7), относимый нами к бугулыгирской свите; развиты свиты нижнекаменноугольного возраста (слои 12 и 13, отнесенные соответственно к кизильской и шартымской свитам).

Разрез по р. Шардатме, отстоящий от шариповского в нескольких километрах на север, сходен с ним и отличается еще большим сокращением мощности нижних свит, особенно ирендыкской (до 170 м, слой 3 и часть слоя 2), отсутствием аналогов слоев 7 и 8, возрастанием мощности аналогов колтубанской свиты (слой 7,550 м) и появлением в ее составе песчаных туфов базальтовых порфиритов, аналогичных вулканитам горы Аратау.

Разрез от горы Ауштау до оз. Алакуль, начинающийся в не-

скольких километрах от предыдущего и продолжающийся на север на расстояние 10 км, по простиранию Вознесенской зоны,— один из наиболее полных и мощных.

D₁ig 1. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, внизу и в средней части с пачками андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов; сопоставляются со слоем 3 предыдущего разреза850 м.

D₂kg 2. Диабазы с редкими прослоями кремней и песчаников; сопоставляются со слоем 4 (карамалыташская свита)650 м.

D₂kg—D₃mk 3. Известняки массивные, рифогенные с фауной от эйфеля до низов франа, следовательно, отвечающего верхней части карамалыташской свиты, бугулыгирской, улутауской свитам и нижней части мукасовской150 м.

D₃mk 4. Глинистые сланцы с прослоями кремней—мукасовская свита100 м.

D₃kl 5. Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и редкие кремни500 м.

D₃—C₁zl 6. Конгломераты с прослоями песчаников, сверху переслаивающиеся с глинистыми сланцами400 м.

C₁schg 7. С размывом—известняки массивные и слоистые; сопоставляются со слоем 13 у оз. Алакуль250 м.

Слой 5 и 6, отличающиеся литологически и ритмичностью, сопоставляющиеся со слоями 6 и 7 по р. Шардатме, должны относиться соответственно к колтубанской и зилаирской свитам, а слой 7—к шартымской.

Разрез у пос. Петровского, в 10—12 км на север от оз. Алакуль, вскрывает верхнюю часть диабазов с яшмами (слой 1), на которых с перерывом залегают глинистые сланцы и кремни (слой 2, 120 м)—самого выдержанного маркирующего горизонта, составляющего мукасовскую свиту; на ней—нормальный разрез вышележащих свит (слои 3 и 4).

Разрез по р. Атлян, у пос. Атлян и у оз. Песочного, в 25 км к северо-северо-востоку от пос. Петровского, самый северный из приводимых и самый полный:

Sp1—D₁ig 1. Известняки массивные, рифогенные с фауной верхов силура и жедина, т. е. отвечающие верхней части поляковской свиты и самым низам ирендыкскойсвыше 100 м.

D₁ig 2. Туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, их лавы, местами андезитовые порфириты750 м.

D₁ig—D₂km 3. Известняки массивные, рифогенные, с фауной нижнего и среднего девона, замещающие как верхнюю часть слоя 2, так и нижнюю—слоя 3120 м.

D₂km 4. Диабазы массивные, с редкими яшмами550—600 м.

5. Ритмичные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, яшмы, сверху—известняк с эйфельской фауной150 м.

D₂bg 6. С размывом—конгломераты и яшмы красные верху60 м.

D₂ul 7. Туфы кислых эффузивов70 м.

D₃mk 8. Кремни светло- и темно-серые, внизу иверху (местами) — глинистые сланцы, в основании — песчаники, залегающие на слое 7 с размывом 120 м.

D₃kl 9. Ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, реже конгломераты, кремни 250 м.

D₃—C₁zl 10. С размывом — конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, образующие циклы в среднем по 5—10 м мощностью 700 м.

C₁bz 11. Ритмичные песчаники, глинистые сланцы, внизу — конгломераты, вверху — единичные кремни и черные известняки с фауной брахиопод и фораминифер верхнего турне (к северу от оз. Песочного) 120 м.

C₁schr 12. С перерывом — известняки массивные и слоистые, белые, серые и темно-серые, с прослоями доломитов, с фауной среднего и верхнего визе 220 м.

C₂urt 13. Известняки массивные и слоистые, в основании (20—80 м) с известняковыми конглобрекциями и крупногалечными полимиктовыми конгломератами, чередующимися с известковыми песчаниками и известняками; в гальках — кварциты и другие породы хр. Уралтау, диабазы, базальтовые порфиры, кремни и др. 220—250 м.

Разрез хорошо сопоставляется с разрезом у оз. Алакуль и горы Ауштау (см. рисунок), лишь в средней части меняется состав верхов карамалытаской свиты (слой 5), бугулыгырской и улутауской (слои 6 и 7) свит. Более полны верхи разреза: снова, как и в разрезе у оз. Карагайкуль, сохраняются песчано-глинистые слои березовской свиты (слой 11) и заканчивает разрез самый верхний горизонт — известняки с конгломератами в основании, отнесенный нами к уртазымской свите среднего карбона.

Разрез Кураминской подзоны у д. Курамино начинается от Восточно-Ирендыкского разлома, который ограничивает с востока разрез на широте с. Поляковка.

D₃km 1. Диабазы массивные, с альбитофирами, их туфами, красными яшмами, песчаниками, выходят в ядре антиклинали неполная мощность до 840 м.

D₂bg 2. Яшмы красные и пестрые, внизу переслаивающиеся с песчаниками и туфами альбитофиров, с яшмовыми конглобрекциями в основании 30—70 м.

D₂ul 3. Ритмичная песчано-алевритовая толща с конгломератами, глинистыми сланцами, кремнями и яшмами, с кислыми туфами 200 м.

D₃mk 4. С размывом — конгломераты и песчаники, известняки и светлые кремни — типичный, но более мощный мукасовский горизонт 240 м.

D₃kl 5. По резкой границе — конглобрекции, конгломераты и более тонкие обломочные породы, глинистые сланцы, в средней части с туфами базальтовых порфиритов, аналогичных аратауским 600 м.

D₃—C₁zl 6. Постепенная смена — ритмичные, резко полимиктовые конгломераты, песчаники и аргиллитоподобные глинистые сланцы свыше 300 м.

Наиболее сходны с каримовским вознесенский и шариповский разрезы, с помощью которых он интерпретируется довольно обоснованно (индексация на рисунке).

Разрез по р. Асилга, в нескольких километрах от предыдущего на восток:

D₂ul 1. Андезитовые порфиры и их туфы; по положению в разрезе под мукасом, хотя и своеобразным, сопоставляются со слоем 3 у д. Курамино (улутауская свита) свыше 250 м.

D₃mk 2. С размывом — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и (большая верхняя часть) известняки 150—200 м.

D₃kl 3. Переслаивание грубых и тонких туфов базальтовых порфиритов, песчаников, кремней, брекчий и конгломератов; сопоставляется уверенно со слоем 5 у с. Курамино, отличается лишь более вулканическим составом свыше 650 м.

Разрез хр. Чебарты и районов д. Пичугино и хут. Первомайского (Восточная зона), 10 км к востоку от р. Асилга:

D₃kl 1. Базальтовые и андезито-базальтовые порфиры, их грубые и песчаные туфы, вверху слоистые песчаники и алевролиты; сопоставляются по составу со слоем 3 разреза по р. Асилга и относятся к котубанской свите до 1000 м.

C₁ptsch 2. Контакт не виден. — грубые неслоистые туфы краснокаменных трахиандезитовых порфиритов 400—500 м.

C₁₋₂schr 3. По-видимому, согласно — известняки массивные, светло-серые и серые, описываемые обычно под названием шартымских, с фауной от среднего визе до башкирского яруса включительно до 400 м.

Пестрые трахиандезитовые туфы (слой 2) и покрывающие их известняки (слой 3) соответствуют петрографически и стратиграфически кизильской свите Кизильского прогиба и имеют возраст от нижнего визе до башкирского яруса среднего карбона. Нам представляется неправильным объединение в составе одной свиты столь разнородных в петрографическом и генетическом, т. е. в формационном, отношении толщ — наземных вулканических и морских карбонатных. В действительности они представляют собой самостоятельные стратиграфические единицы, отвечающие особым этапам развития синклинория, и поэтому заслуживают выделения в ранге свиты. Первая из них названа пичугинской, вторая — шартымской.

РЕГИОНАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

В основе регионально-стратиграфического расчленения суперкристалльных образований лежит, как известно (Леонов, 1953 а, б, 1955, 1956, 1973, 1974), принцип выделения таких комплексов сло-

ев, которые бы отвечали этапам геологического развития региона. Эти единицы, называемые в советской литературе свитами, следовательно, должны иметь естественные границы, т. е. достаточно четко отличаться от смежных свит особенностями состава и строения, и прослеживаться на всей или большей части территории региона.

Для северной части Магнитогорского мегасинклинория такими комплексами слоев, которые могут быть выделены в качестве регионально-стратиграфических единиц — свит, являются следующие:

1. Диабазы и подчиненные им кремни и обломочные породы, выделяемые под названием поляковской свиты (Spl), отвечающей по возрасту практически всему силуру, может быть, без самых его нижних горизонтов (без нижнего и среднего ландовери?).

2. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, точнее, главным образом их грубые и тонкие туфы и осадочные обломочные породы — продукты их перемыва, отвечающие по возрасту полному объему нижнего девона, по петрографическому тождеству и аналогичному стратиграфическому положению отнесены к ирендыкской свите (D_{1ig}) хр. Южный Ирендык, где она была выделена Ф. И. Ковалевым и другими в конце 30-х годов из более широкой по возрастному интервалу ирендыкской свиты, по Л. С. Либровичу (1933, 1936), включавшей и диабазы, альбитофиры, яшмы карамалыташской свиты.

3. Диабазы, альбитофиры, их туфы, яшмы, кремни, известняки, песчаники отнесены на том же основании к карамалыташской свите (D_{2km}) эйфельского возраста.

4. Яшмы, обычно подстилаемые ритмичными песчаниками, конгломератами и изредка туфами альбитофиров небольшой (до 100—200 м) мощности, залегающими несогласно на породах карамалыташской свиты и нередко несогласно перекрывающиеся улутауской свитой; выделены в самостоятельную бугулыгырскую свиту (D_{2bg}) верхнего эйфеля — низов живета, как это сделал Н. П. Херасков (1951).

5. Андезиты, дациты, их туфы, экзокластические породы, кремни, глинистые сланцы, известняки живетского возраста, отнесенные к улутауской свите (D_{2ul}), по Л. С. Либровичу (1936).

6. Светлые и серые кремни, глинистые сланцы, известняки, песчаники и конгломераты мощностью до 250 м — наиболее выдержанный маркирующий горизонт, несогласно залегающий на улутауской свите, по возрасту отвечающий франу, выделенный в мукасовскую свиту (D_{3mk}), как это сделано Н. П. Херасковым (1951, 1967).

7. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, а на западе — ритмичные обломочные и глинистые породы франского возраста, отнесенные к колтубанской свите (D_{3kl}), по Л. С. Либровичу (1933, 1936).

8. Конгломераты, песчаники и аргиллитоподобные глинистые сланцы фаменского и турнейского возраста, ритмично пересланыва-

ющиеся между собой, выделяемые в качестве зиланрской свиты (D₃—C_{1zl}).

9. Сохранившиеся на ограниченных участках западной зоны песчано-глинистые отложения (до 150 м) с конгломератами в основании, с известняками в верхней части, заключающими верхнетурнейские синрингопориды, ругозы, брахиоподы и микрофауну (определения Л. Ф. Ростовцевой), отнесенные нами к березовской свите (C_{1bz}), по Л. С. Либровичу (1933, 1936).

10. Наземные эффузивы — пестрые трахиандезитовые туфы района с. Пичугино, выделенные нами в пичугинскую свиту (C_{1ptsch}) нижнего (?) — среднего визе — по сопоставлению с аналогичными образованиями в основании кизильской свиты Кизильского прогиба.

11. Известняки массивные и слоистые (до 400 м), выделенные нами в шартымскую свиту (C_{1-2schg}).

12. Известняки массивные и слоистые, в нижней части — конгломераты, отнесенные к уртазымской свите (C_{2urt}).

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВЫДЕЛЕННЫХ РЕГИОНАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Поскольку ордовикские отложения распространены мало и развиты в сходных типах также на Восточно-Уральском поднятии, поляковская свита практически и документирует этап заложения Магнитогорского мегасинклинория, проявившийся в глубоких расколах жесткой земной коры, сформированной в предшествующие этапы, излияниях недифференцированной толентовой базальтовой магмы — мантийной выплавки. Массовому излиянию базальтов предшествовало опускание соответствующих зон (в северной части синклинория — поляковской и вознесенской), накоплению преимущественно силицитов, может быть, частично за счет эндогенного источника. Закончился этот этап также накоплением кремней, конгломератов, источником которых были поднятия восточнее с. Поляковки, а в западной зоне — известняков. Вторая линия глубоких расколов была на границе с Восточно-Уральским антиклинорием или в его краевой части, о чем свидетельствуют диабазы, базальтовые порфириты и их туфы, а также силициты в долине р. Миасс севернее пос. Кулуево, по р. Увельке у г. Троицка.

В следующем, ирендыкском, этапе после затухания активной вулканической деятельности главная масса вулканитов (до 2500 м в хр. Северный Ирендык) сместилась, естественно, к востоку, поскольку на месте самой активной зоны поляковского времени образовался мощный (свыше 2000 м) «рубец» массивных диабазов, утоняющихся как на запад, так и на восток. Крупные стратовулканы в подводных и островных условиях извергали в основном пирокластический материал из тех же, но уже достаточно созревших магматических очагов, о чем говорит постоянное их

порфи́ровое строение. В вознесенской зоне была, вероятно, своя линия расколов, по которой поступал более эффузивный материал и в меньших объемах (мощности до 170—200 м); здесь широко развивались известковые биогермы (коралловые, водорослевые и др.). Возможно, третья линия вулканов была на крайнем востоке. В разделявших эти вулканические островные цепи котловинных бассейнах накапливались, вероятно, маломощные вулканические обломочные породы и известняки.

В эйфельском веке (карамалыташская свита) по новым глубинным расколам, смещенным к западу (в западной зоне) и к востоку (в каримовской), в подводных условиях изливались недифференцированные мантийные диабазы и одновременно из других, коровых очагов — кислые эффузивы и их туфы. Этим был начат новый цикл магматической активности, закончившийся в живетском веке (улутауская свита), когда на большей части западной зоны вообще не проявлялся вулканизм, а в центральных зонах (ирендыкской и каримовской) — лишь андезитовый и дацитовый, ослабленный. Только в крайней восточной зоне был мощный и разнообразный вулканизм, от базальтового до липаритового (мощности до 1000 м). Карамалыташский вулканизм сменился улутауским не постепенно, а на большей территории со значительным перерывом, ознаменовавшимся накоплением осадочных членов свиты и яшмовой бугулыгырской свиты, когда действовали лишь (или преимущественно) гидротермы. Вероятно, условия растяжения (излияния диабазов и альбитофиров) сменились сжатием, когда прекращался активный вулканизм. При растяжениях большая часть синклинория была покрыта морем; острова оставались, вероятно, только в центральной зоне, где развита маломощная (200—400 м, в восточной части) толща обломочных пород, сходная с ирендыкской свитой, поскольку она — в основном продукт перемыва ирендыка, а также поляковской свиты.

Более значительные участки суши появились перед и во время накопления яшмовой бугулыгырской свиты, особенно на западе, о чем говорит ее несогласное залегание, а местами и отсутствие в разрезах. Наибольшим разнообразием тектонических и палеогеографических условий отличалось время накопления улутауской свиты, когда многочисленные острова разделяли прогибы разной глубины, от амагматических на западе до зон с мощным вулканизмом на востоке. Образовался наложенный прогиб и в области центрального поднятия (Балбуковская синклиналь), где улутауская свита умеренной мощности и слабого вулканизма несогласно залегает на ирендыке. Прогиб развивался и в позднедевонское время.

Новая, более значительная тектоническая перестройка произошла перед накоплением мукасовской свиты, в конце среднего и начале позднего девона, когда большая часть синклинория была поднята, размыта; а вулканизм прекратился, за исключением самых восточных районов. Последовавшее затем почти повсеместное

опускание выразилось в накоплении планктоногенных кремневых, а также песчано-глинистых осадков и известняков. Новый, колтубанский этап — возобновление активного вулканизма на востоке и отчасти (гора Аратау) на западе, во многом аналогичного ирендыкскому (их вулканы часто путают): по глубоким расколам в основном в подводных условиях и преимущественно в эксплозивной форме формировались базальтовые и андезито-базальтовые порфириты.

На рубеже франского и фаменского веков началось воздымание восточной части синклинория, что выразилось в накоплении в центральной и западной зонах, а также и на Западном Урале мощных молассовых (на востоке) и флишевых песчано-глинистых толщ — зилаирской свиты, продолжавшемся и в турнейском веке, после чего наступило общее воздымание, за исключением немногих мест западной зоны, где в позднем турне продолжалась терригенная седиментация в морских условиях (березовская свита), наиболее полно проявившаяся южнее, в Кизильском прогибе и Сакмарской зоне, где она сопровождалась интенсивным базальтовым вулканизмом. Лишь в среднем визе и только на востоке в континентальных условиях произошла вспышка трахиандезитового вулканизма (пичугинская свита) — отражение более интенсивной вулканической деятельности Кизильского прогиба.

С конца среднего визе началось общее опускание синклинория и накопление известняков шартымской свиты, продолжавшееся и в башкирском веке среднего карбона. После кратковременного перерыва, более значительного на востоке, карбонатное осадконакопление возобновилось в московском веке (уртазымская свита) на западе синклинория с формирования мощного базального конгломератового горизонта, в котором впервые отчетливо появился материал с Уралтау, который, следовательно, уже был областью размыва. Более молодые палеозойские отложения в северной части синклинория неизвестны.

Выделенные регионально-стратиграфические единицы отражают, таким образом, основные этапы геологического развития северной части Магнитогорского мегасинклинория и прежде всего этапность основного процесса — вулканической деятельности и связанного с ним тектогенеза; и то и другое проявлялось также в смене условий осадконакопления. Все это дает возможность определить историко-геологический тип осадконакопления для каждой свиты и отнести ее к определенной геологической формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М. Б. и др. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92.
- Бородаевская М. Б. и др. Силурийско-среднедевонские формации Южного Урала. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 100). Свердловск, 1973.

РЕГИОНАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ
НИЖНЕЮРСКИХ И ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
МАЛОГО КАВКАЗА

- Коптев-Дворников В. С. и др. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. М., 1940.
- Леонов Г. П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. — В сб.: Памяти А. Н. Мазаровича. М., Изд-во Моск. ун-та, 1953а.
- Леонов Г. П. К вопросу о задачах и методах регионально-стратиграфических исследований. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1953б, № 6.
- Леонов Г. П. К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1955, № 6.
- Леонов Г. П. Историческая геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1956.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1973; т. 2, 1974.
- Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — «Зап. Росс. минер. о-ва», сер. 2, 1933, ч. 62, вып. 2.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 81.
- Маслов В. А. Основные вопросы стратиграфии силурийских и девонских отложений Магнитогорского мегасинклинория. — «Мат-лы юбилейной сесс. по геологии Южного Урала и Русской платформы». Уфа, 1967.
- Маслов В. А. Стратиграфия вулканогенных комплексов девона Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Вулканизм Южного Урала (Труды Ильменского заповедника, вып. 12). Свердловск, 1974.
- Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинория. — «Сов. геология», 1959, № 11.
- Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма Учалинского района. — «Мат-лы по геол. и пол. иск. Южного Урала» (Сборник Южноуральского геол. упр., вып. 2). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала. — В сб.: Магматизм и метаморфизм горных пород («Труды Уральск. петрогр. совещ.», т. 1). Свердловск, 1963.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. — «Труды ГГИ УФАИ СССР», вып. 29. Свердловск, 1957.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Фаменский век. — «Труды ГГИ УФАИ СССР», вып. 60. Свердловск, 1961.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г. А. и др. Материалы к палеогеографии Урала. Франский ярус, очерк 5. М., «Наука», 1974.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. — В сб.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. — «Мат-лы Всесоюз. семинара. Тбилиси, 1968». Тбилиси, 1970.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Магматизм северной части Магнитогорского синклинория. — «Мат-лы по геол. и пол. ископ. Урала», 1961, вып. 8.
- Фролова Т. И. и др. Магматизм Магнитогорского синклинория (в границах Башкирской АССР). — В кн.: Геология СССР, т. 13. М., «Недра», 1964.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южного Урала. — «Сов. геология», 1966, № 5.
- Фролова Т. И. Геосинклиальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. М., 1970.
- Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. — «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.

Нижнеюрские и ааленские отложения распространены на Малом Кавказе только в его северо-восточной части, в Сомхето-Карабахской зоне. Они вскрываются в ядрах наиболее крупных антиклинальных поднятий (Локское, Храмское, Шамхорское) и представлены толщей исключительно терригенных пород мощностью несколько сотен метров. Отложения нижней юры — аалена резко несогласно налегают на палеозойский фундамент и с разрывом перекрываются трансгрессивно залегающими мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами байоса и бата.

Нижнеюрские и ааленские отложения северо-восточной части Малого Кавказа в настоящее время довольно хорошо охарактеризованы фаунистически (Азарян, Акоюн, Чубарян, 1970; Гасанов, 1967; Зесашвили, 1967). Детально изучен состав этих отложений (Чихрадзе, 1965). Для отдельных частей территории были предложены местные схемы стратиграфического расчленения (Гамкрелидзе, 1949; Зесашвили, 1967). Однако попыток разработать единую региональную схему стратиграфического расчленения нижнеюрских и ааленских отложений для всей северо-восточной части Малого Кавказа до сих пор не предпринималось. Это затрудняло сопоставление выделенных в разных районах толщ и расшифровку истории геологического развития территории в юрское время. Настоящая статья призвана в какой-то степени ликвидировать этот пробел. В основу ее положены материалы, собранные автором при полевых работах в пределах Локского и Храмского массивов. Работы проводились в составе Кавказского тематического отряда МГУ под научным руководством Г. П. Леонова.

Терригенные толщи нижней юры — аалена наиболее детально изучены нами по окраинам Локского массива. В центральной части северной периферии массива по р. Локчай в районе уроч. Ортапоста имеется легкодоступный и компактный разрез, где представлены все характерные горизонты этих отложений (рис. 1, разрез III). На лейкократовые палеозойские граниты здесь налегают (непосредственный контакт не обнажен):

1. Пачка мелкогалечниковых конгломератов и гравелитов 1,5 м.
2. Светло-серые, почти белые кварцевые песчаники. Чередуются пачки (5—14 м) массивных крупнозернистых песчаников, с рассеянным гравием и галькой, с линзовидными пластами конгломерата, примазками и линзами угля и пачки (3—4 м) плитчатых

мелко- и среднезернистых песчаников, слоистых, с обугленным растительным детритусом 50—55 м.

3. По резкой неровной границе налегает пласт черного углистого, слюдяного песчаного алевролита с редкой, плохо окатанной гальечкой подстилающих кварцевых песчаников 1 м.

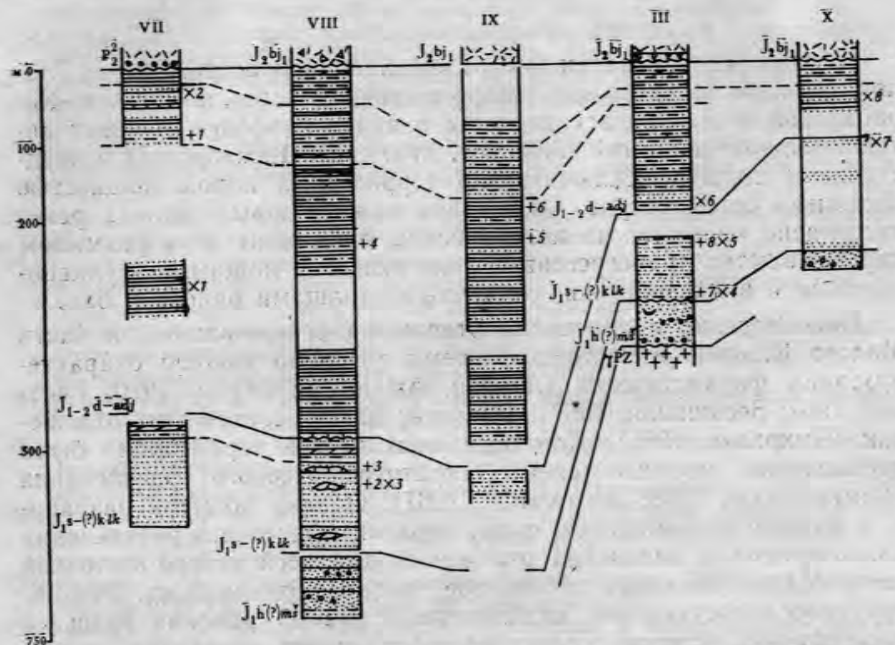


Рис. 1. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений на периферии Локского массива.

Западная периферия: VII — р. Гораскали у с. Гора, VIII — низовье р. Гораскали и левобережье р. Мошевани; северная периферия: IX — правые притоки р. Джандарчай, III — р. Локчай, уроч. Ортапоста, X — р. Бежаназарсу. + находки аммонитов: 1 — *Grammoceras* cf. *fluitans* Dum., *Gr.* sp., 2 — *Vermiceras* cf. *spiratissimus* Qu., *Microderoceras* cf. *birchi* Sow., 3 — *Microderoceras* sp., 4 — *Leioceras* sp., 5 — *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, *Grammoceras* sp., 6 — *Leioceras* cf. *costosum* Qu., 7 — *Vermiceras* sp., 8 — *Microderoceras* sp., *Xiphoceras* sp.; x — находки аммонитов, по данным В. И. Зесашвили (1967), К. Ш. Нупцидзе (1966); 1 — *Peronoceras fibulatum* Sow., 2 — *Leioceras* cf. *costosum* Qu., 3 — *Vermiceras* spp., *Echioceras raricostatus* Ziet., 4 — *Coroniceras* cf. *latesulcatus* Qu., *C. cordieri* Can. var. *bifurcata* Nuz., *Vermiceras* aff. *supraspiratus* Wahn., 5 — *Microderoceras* cf. *birch*, Sow., *M. steinmanni* Hug., 6 — *Amaltheus margaritatus* Montf., 7 — *Tropidoceras* cf. *masseanum* Orb., 8 — *Hildoceras lateplicata* Djan, *Grammoceras* sp., *Hammaticeras subinsigne* opp.
Литологические обозначения см. на рис. 2

4. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, очень сильнослоистые, массивные. Характерна неправильная («вихревая») слоистость, обусловленная чередованием тонких линзовидных слоев светлого песчаного материала и более темного алевролитистого, обогащенного растительным детритом. Встречаются отдель-

ные пласты песчаного алевролита, аналогичного слою 3, но уже без гальки. В 6—7 м от подошвы встречено много остатков пелеципод и более редкие аммониты *Vermiceras* sp.¹ 30 м.

5. Те же песчаники, что в слое 4. Вверх по разрезу они становятся более темными, алевролитистыми и частично замещаются песчанистыми алевролитами, которые в отдельных слоях переполнены остатками пелеципод и содержат редкие аммониты *Microderoceras* sp., *Xiphoceras* (?) sp. 50 м.

6. Далее, за разрывным нарушением, обнажается толща, представленная чередованием пачек (15—20 м) флишоидного переслаивания черных аргиллитов и серых алевролитов (1—3 см), иногда с пластами серого мелкозернистого песчаника и пачек (6—15 м) светло-серых, мелкозернистых толстоплитчатых или массивных песчаников. В аргиллитах часты конкреции сидерита; на нижних поверхностях пластов песчаников и алевролитов отмечаются флишевые иероглифы 140 м.

7. Толстоплитчатые, выше массивные, мелкозернистые песчаники 18 м.

8. Тонкое флишоидное чередование черных аргиллитов и светло-серых тонкослоистых алевролитов. Встречаются редкие и тонкие слои песчаника (до 10 см) 35 м.

9. Выше по резкой неровной границе с азимутальным несогласием залегают порфириды и туфы вулканогенной толщи байоса.

Анализ разреза показывает, что в нем выделяется три резко обособленных комплекса отложений, которые отличаются построению и, видимо, по условиям образования и разделяются четкими границами. Последовательное сопоставление разрезов (см. рис. 1) показывает, что эти комплексы отложений, сохраняя свое строение и разделяясь столь же резкими границами, прослеживаются по всей периферии Локского массива и могут, следовательно, рассматриваться как самостоятельные свиты. Нижняя из них (слои 1 и 2 приведенного разреза) названа В. И. Зесашвили мошеванской свитой (Вахания, 1976), средняя (слои 3—5) названа нами локчайской свитой, по р. Локчай и верхняя (слои 6—8) — джандарчай, по р. Джандарчай.

Мошеванская свита (геттанг?) включает отложения, описывавшиеся ранее (Гамкрелидзе, 1949; Зесашвили, 1967) под названием «базальной формации», или «свиты кварцевых песчаников и конгломератов». Она резко несогласно налегает на метаморфические сланцы и прорывающие их верхнепалеозойские гранитоиды и по резкой границе, местами, видимо, с размывом, перекрывается локчайской свитой. Мошеванская свита представляет собой фациально изменчивую толщу светлых кварцевых песчаников и конгломератов и в меньшей степени слюдястых песчаников и алевролитов, местами углистых.

¹ Все аммониты из наших сборов по Локскому массиву определены А. Л. Пинигиным под руководством В. П. Казаковой.

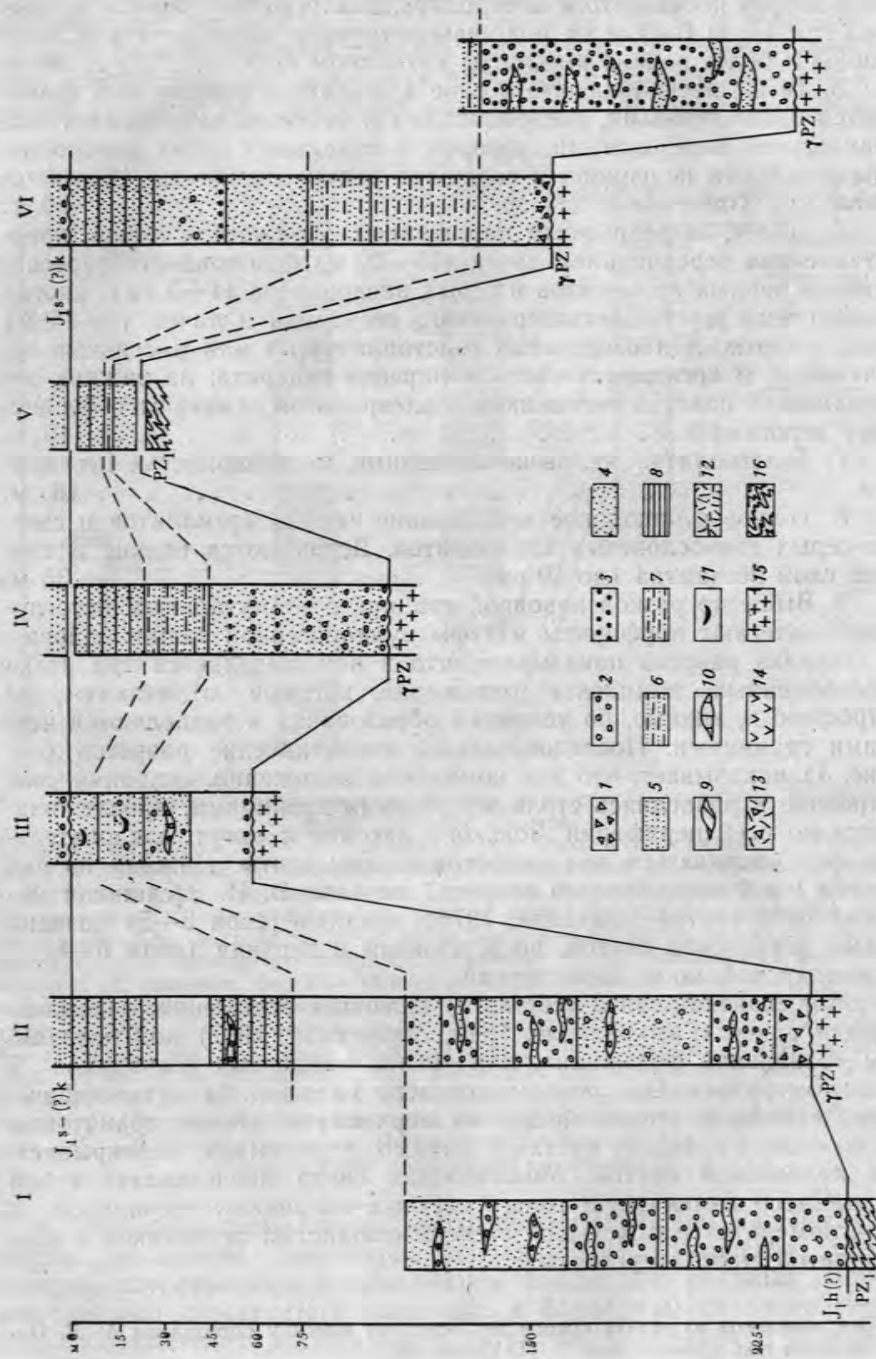


Рис. 2. Сопоставление разрезов мошеванской свиты на периферии Локского массива. Северо-западная периферия: I — район с. Сафарло; северная периферия: II — р. Домблудка, III — р. Локчай, Уроч. Орта-носта; южная периферия: IV — левые истоки р. Локчай, V — правые истоки р. Локчай, VI — левый приток р. Гюльмагомечтай; 1 — брекчия, 2 — конгломераты, 3 — гравелиты, 4 — массивные песчаники, 5 — слоистые песчаники, 6 — песчаные алевролиты, 7 — алевролиты, 8 — мергели, 9 — аргиллиты, 10 — известняки, 11 — лиазы угля, 12 — туфы; 13 — туфобрекчия, 14 — эффузивы, 15 — палеозойские гранитоиды, 16 — метаморфические сланцы.

Почти во всех разрезах (рис. 2) мошеванская свита четко делится на три части. Нижняя часть везде образована массивными, обычно крупнозернистыми песчаниками и гравелитами с рассеянной галькой, чередующимися с линзовидными пластами и пачками конгломератов, которые в основании резко преобладают и местами замещаются брекчиями из обломков подстилающих пород. Мощность ее резко меняется от 8—10 до 100—150 м. Увеличение мощности обычно сопровождается появлением сплошных толщ конгломератов и гравелитов, состоящих из галек и валунов (до 0,25 м) палеозойских кварц-порфиров и их туфов, гранитов, кварца и обломков метаморфических сланцев. Средняя часть мошеванской свиты представлена чередованием темно-серых, слоистых слюдистых песчаных алевролитов с обилием растительного детритуса и мелкозернистых слюдистых песчаников (мощность 2—55 м). Верхняя часть везде образована характерной пачкой белых, толстоплитчатых, средне- или крупнозернистых кварцевых песчаников с однонаправленной косою слоистостью, местами с рассеянной галькой и линзами мелкогалечникового конгломерата (мощность 10—75 м). Мощность всей свиты очень резко и закономерно меняется на небольших расстояниях. Максимум она достигает на северной периферии массива, по р. Домблудка (240 м), минимума — на южной периферии, по правым истокам р. Локчай (20 м).

Соотношение между перечисленными выше толщами меняется на площади; между ними, несомненно, имеются фациальные переходы, местами (р. Локчай, разрез III) выделение их условно, и в целом они представляют собой фации единой мошеванской свиты. Резкие изменения фаций и мощностей, линзовидный характер слоев, литологический состав свиты, полное отсутствие следов морских ископаемых наряду с обилием углистых растительных остатков указывают на континентальные условия ее образования. Все это резко отличает мошеванскую свиту от вышележащих отложений и позволяет рассматривать ее как самостоятельное стратиграфическое подразделение, что не вызывало сомнений и у наших предшественников.

Остатки растений, собранные из низов мошеванской свиты, по левому притоку р. Гюльмагомечтай (12 видов), указывают на ее нижнеюрский возраст (Сванидзе, 1971). Поскольку в вышележащей локчайской свите собраны аммониты, характерные для

нижнего синемюра, мошеванская свита может соответствовать по возрасту уже геттангскому ярусу (либо самым низам нижнего синемюра).

Локчайская свита (синемюр — карикс?) по резкой границе налегает на мошеванскую и также по резкой границе (местами, возможно, с размывом) перекрывается джандарской свитой. Она представляет собой очень однородную толщу мелкозернистых слюдястых песчаников, переходящих вверху в песчанистые алевролиты, и соответствует нижней части «формации слюдястых песчано-глинистых сланцев» (Гамкрелидзе, 1949), или поладаурской «свиты слюдястых песчаников и сланцев» (Вахания, 1976; Зесашвили, 1967). Типичный разрез локчайской свиты описан по левому берегу р. Мошевани у устья р. Горасцкали и в низовьях последней, где стратиграфически выше мошеванской свиты, отделяясь от нее дайкой порфиринов, обнажаются (см. рис. 1; VIII):

1. Песчаники темно-серые, очень мелкозернистые, алевритистые, слюдястые, массивные, местами с прослоями ожелезненных с поверхности карбонатных конкреций, с растительным детритом, с многочисленными остатками пелеципод, а в верхней части с аммонитами *Vermiceras cf. spiratissimus* Qu. и в самом верху — *Microderoceras cf. birchi* Sow. Здесь же ранее были найдены *Vermiceras* spp. и *Echioceras raricostatus* Ziet. (Зесашвили, 1967; Нуцубидзе, 1966) 90—100 м.

2. Те же песчаники, переходящие местами в песчанистые алевролиты, с многочисленными конкрециями и линзами ожелезненных карбонатных пород, переполненных остатками митилоидов, гастропод, члениками криноидей, с редкими аммонитами *Microderoceras* sp. 15 м.

3. Серые песчанистые слюдястые алевролиты, чередующиеся с пластами ожелезненного с поверхности плотного известковистого алевролита, с обилием растительного детритуса, остатков митилоидов и гастропод 25—27 м.

Выше по резкой границе ложатся породы джандарской свиты.

Взаимоотношение локчайской свиты с подстилающей мошеванской хорошо видно на северной периферии массива в долине р. Локчай (см. рис. 1, 2; III). Здесь по резкой неровной границе на породы мошеванской свиты налегает пласт (1 м) песчанистого слюдястого алевролита с редкой плохо окатанной галечкой подстилающих кварцевых песчаников, который вверх постепенно сменяется обычными для локчайской свиты слюдястыми песчаниками. В других разрезах столь явных следов размыва не наблюдается, но граница свит везде, где она обнажена, очень резкая.

Строение локчайской свиты удивительно постоянно на всей территории Локского массива. Она везде сложена темными полимиктовыми слюдясто-плагноклазово-кварцевыми песчаниками и песчанистыми алевролитами с очень характерной неправильной «вихревой» слоистостью. Мощность свиты в полных разрезах довольно постоянна и составляет обычно 150—200 м, возможно, со-

кращаясь до 80—100 м на южной периферии массива по левым истокам р. Локчай.

В верхней части локчайской свиты нами помимо уже указанных найдены по левому притоку р. Гюльмагометчай аммониты *Microderoceras cf. birchi* Sow., *M. sp.*, свойственные верхнему синемюру (лотарингию). Несомненно, из локчайской свиты происходят также аммониты (Зесашвили, 1967; Нуцубидзе, 1966): *Coroniceras cf. latesulcatus* Qu., *C. cordieri* Can. var. *bifurcata* Nuz., *Microderoceras cf. birchi* Sow., *M. steinmanni* Hug. (Локчай) и *Vermiceras aff. supraspiratus* Wahn. (Локчай и Гюльмагометчай). Все это указывает на то, что основная часть локчайской свиты принадлежит синемюрскому ярусу в полном объеме. Не вполне ясно, откуда происходит найденный на р. Бежаназарсу (см. рис. 1; X) карикский аммонит *Tropidoceras cf. masseanum* Orb. Мы предполагаем, что он относится к самой верхней части локчайской свиты (слой 3 типового разреза), поскольку в данном разрезе низы вышележащей джандарской свиты не обнажены, а в других местах содержат уже домерские аммониты. Если это так, то вся локчайская свита будет соответствовать по возрасту синемюрскому ярусу и карикскому подъярусу.

Джандарская свита (домер — аален) по неровной, очень резкой границе налегает на локчайскую и, в свою очередь, с размывом и несогласием перекрывается трансгрессивно залегающими байосскими, сеноманскими или эоценовыми образованиями. В основании ее в долине р. Мошевани и ряде других мест залегает пласт светло-серого криноидного известняка, иногда пелитоморфного, брекчированного, ожелезненного с поверхности. Свита образована частым флишондным чередованием тонких слоев (1—3 см) черных аргиллитов, серых плотных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Очень многочисленны конкреции сидерита. На этом фоне выделяются более мощные (от 10—15 до 30—40 см) пласты песчаника, пачки толстоплитчатых, реже массивных песчаников мощностью до 10—15 м и пачки почти чисто аргиллитовые мощностью до нескольких десятков метров. Песчаники и алевролиты всегда характеризуются очень тонкой горизонтальной или кривоугольной слоистостью. Обычно они плитчатые, с обилием чешуек серицита на плоскостях напластования. В мощных песчаниковых пачках пласты песчаника разделяются тонкими прослоями алевролитов. На нижних поверхностях пластов очень часто наблюдаются типичные флишевые иероглифы.

Хотя в целом джандарская свита однообразна, в строении ее можно отметить определенные изменения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Нижняя, большая часть свиты в разрезе по р. Локчай (см. рис. 1; III) представлена чередованием пачек флишондного переслаивания аргиллитов и алевролитов (15—30 м) и пачек песчаников (6—15 м). Именно отсюда происходит, по словам В. И. Зесашвили, домерский аммонит *Amaltheus margaritatus* Montf. На южной периферии массива, где также об-

нажены именно нижние горизонты джандарской свиты, им же найдены: домерский аммонит *Pleuroceras cf. spinatum* Brug. и среднетоарский *Peronoceras fibulatum* Sow. Западнее, в бассейне р. Мошевани (см. рис. 1; VII—IX), эта часть разреза представлена в низах флишоидным чередованием песчаников и аргиллитов с отдельными пачками плитчатых песчаников, со среднетоарскими *Peronoceras fibulatum* Sow., а в верхах — преимущественно аргиллитовой толщей (с подчиненными прослоями алевролитов) с верхнетоарскими *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* Bayle, *Grammoceras* sp., а выше ааленскими *Leioceras cf. costosum* Qu., *L. sp.*

Выше во всех разрезах прослеживается толща с преобладанием пачек плитчатых песчаников, разделяющихся флишоидными пачками. Здесь нами найдены нижеааленские *Grammoceras cf. fluitans* Dum., *Gr. sp.* Вероятно, отсюда же происходит и *Leioceras cf. costosum* Qu. (Зесашвили, 1967). Венчается разрез джандарской свиты флишоидной пачкой частого чередования аргиллитов и алевролитов (реже песчаников). Видимо, в ней на р. Домблудка В. И. Зесашвили найден верхнеааленский аммонит *Ludwigia* sp. ex gr. *murchisonae* Sow. Таким образом, по возрасту джандарская свита соответствует в целом домерскому подъярису, тоарскому и ааленскому ярусам в полном объеме. Общая мощность свиты составляет на северо-восточной периферии массива 100—200 м, на северо-западной увеличивается до 450—500 м, а на южной где не превышает 100 м (обычно меньше).

Нашими предшественниками описываемые отложения объединялись вместе с локчайской свитой в «формацию слюдистых песчано-глинистых сланцев», или поладаурскую «свиту слюдистых песчаников и сланцев». Приведенный выше материал показывает, что в действительности джандарская свита отделяется от локчайской резкой границей, характеризуется иным литологическим составом, типом строения, особенностями распределения фаций и мощностей и должна рассматриваться как вполне самостоятельное стратиграфическое подразделение.

На **Храмском массиве** юрские терригенные толщи распространены очень ограниченно. Нами они изучены на юго-восточной периферии массива, где по отдельным фрагментам удалось составить полный разрез. Основание его вскрывается лишь на левобережье р. Храма, южнее пер. Бендерно. Здесь на палеозойские кварц-порфиры налегают:

1. Песчаники светло-серые, грубозернистые, массивные, с рассеянной галькой, с линзовидными пластами гравелита и мелкогалечникового конгломерата 10 м.

Вышележащие горизонты обнажаются в истоках р. Питаретисхеви южнее с. Навтиани (перерыв по мощности 10—20 м).

2. Песчаники серые, мелкозернистые, массивные или толсто-плитчатые. Присутствуют как слюдистые алевролитистые песчаники с неправильной «вихревой» слоистостью, так и несколько более грубые, кварц-полимиктовые, слабослюдистые разности. Все по-

роды содержат много обугленного растительного детритуса 110 м.

3. Пласт светло-серого, криноидного и пелитоморфного, местами песчанистого и брекчиевидного известняка мощностью до 3 м. Выше известняк постепенно переходит в мергель с члениками криноидей и раковинами пелеципод (до 1 м), а далее — в однообразную толщу частого флишоидного чередования черных аргиллитов (1—10 см), зеленовато-серых алевролитов (1—4 см) и мелкозернистых песчаников (1—4 см). Отдельные пласты песчаников достигают мощности 15 см. Песчаники и алевролиты тонкослоистые, плитчатые, с серицитом на плоскостях напластования, с флишевыми иероглифами на нижних поверхностях пластов 100—110 м.

Та же толща обнажается и в уроч. Мошети.

4. Выше с базальным конгломератом в основании залегают сеноманские отложения.

Сопоставление этого разреза с разрезом Локского массива (рис. 3) позволяет вполне уверенно установить присутствие здесь трех охарактеризованных выше свит. Толща 3, вне всякого сомнения, представляет собой джандарскую свиту (J_{1-2d} —а), а толща 2 относится к локчайской свите (J_{1s} —к?). В отличие от локского разреза, здесь в составе локчайской свиты существенную роль играют слабослюдистые кварц-полимиктовые песчаники. Однако такие разности отмечаются (хотя и меньше) и на южной периферии Локского массива, представляя собой одну из фаций локчайской свиты. Толща 1 по составу и стратиграфическому положению идентична мошеванской свите (J_{1h} ?). Не исключено, правда, что это просто базальные слои локчайской свиты, так как мощность толщи 1 очень мала, а ее контакт с локчайской свитой не наблюдался.

В ядре **Шамхорского поднятия** терригенные толщи нижней юры — аалена вскрываются в бассейнах рек Асрикчай и Ахынджачай. Здесь несогласно на метаморфические сланцы нижнего палеозоя налегают (Гасанов, 1967; Т. А. Гасанов, Т. Аб. Гасанов, Керимов, 1968):

1. Конгломераты (250—260 м) из хорошо окатанных галек кварцитов, туффилов, кварц-порфилов, кварца, гранитоидов и обломков метаморфических сланцев, постепенно сменяющиеся вверх белыми толсто-плитчатыми разнозернистыми серицит-кварцевыми песчаниками (30—40 м), среди которых найдены многочисленные остатки растений, а также единичные двустворки и аммониты плохой сохранности.

2. Темно-серые, массивные, слюдистые, известковистые тонкозернистые песчаники с примесью туфогенного материала, с многочисленными остатками пелеципод, члениками криноидей и аммонитами *Arnioceras objectum* Fucini, *Vermiceras* sp., *Coroniceras* sp. внизу и *Microderoceras birchi* Sow., *Echioceras declivis* Truem. вверху 70—80 м.

3. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчанистых

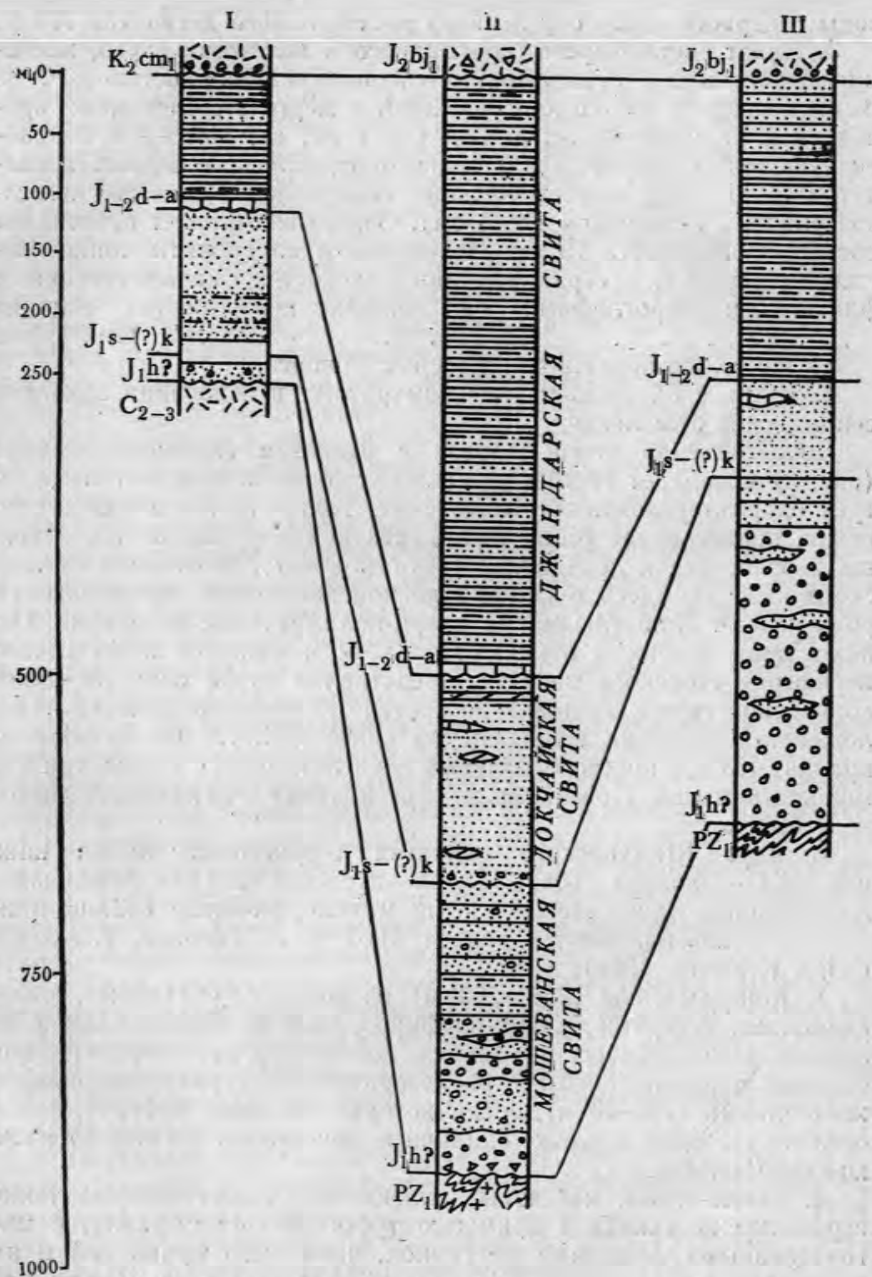


Рис. 2. Сопоставление разрезов нижнеюрских и аалейских отложений Сомхето-Карабахской зоны:
 I — Храмский массив, II — Локский массив, III — Шамхорское поднятие (по Т. А. Гасанову). Литологические обозначения см. на рис. 2

сланцев, переходящие выше в ритмичное чередование песчаников и глинистых сланцев, с примесью туфогенных пород. В низах встречены аммониты *Arietoceras algovianum* Opp., выше — *Grammoceras thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria tabulata* Dum. и вверху — *Leioceras* cf. *opalinum* Rein 210—260 м. Все три толщи залегают между собой согласно и с угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями нижнего байоса.

Сопоставление этого разреза с предыдущими (см. рис. 3) позволяет и здесь выделить все три свиты локского разреза, которые следуют в той же стратиграфической последовательности и имеют тот же литологический состав и палеонтологическую характеристику. Толща 1, относящаяся к мошеванской свите ($J_{1h}?$), отличается здесь большей ролью конгломератов и одновременно появлением в верхах ее остатков морских организмов. Толща 2 совершенно идентична локчайской свите и содержит ископаемые, указывающие на присутствие в ней отложений синемюрского яруса. Вышележащая толща 3 по строению и стратиграфическому положению соответствует джандарской свите. Находки аммонитов показывают, что и здесь эта свита относится по возрасту к домерскому подъярису, тоарскому и аалейскому ярусам. Соответственно мы опять приходим к выводу, что карикскому подъярису должна, видимо, принадлежать самая верхняя часть локчайской свиты, хотя и здесь этот вопрос окончательно не решен.

Изложенный материал показывает, что на всей территории Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа четко выделяются три свиты, обладающие постоянством строения, разделенные четкими, практически изохронными границами и соответствующие крупным этапам геологического развития этой территории. Мошеванская свита ($J_{1h}?$) везде сложена грубообломочными толщами, преимущественно континентальными, среди которых лишь в центральной части зоны, в ядре Шамхорского поднятия, появляются горизонты морских отложений. Локчайская свита ($J_{1s-k}?$), повсеместно сложенная мелкозернистыми песчаниками с неправильной слоистостью, с обилием остатков растений и морских организмов, соответствует начальному этапу морской трансгрессии, отличавшемуся мелководными условиями осадконакопления. Джандарская свита (J_{1-2d-a}), имеющая преимущественно глинистый состав и характеризующаяся флишиодным строением, отвечает периоду значительного углубления морского бассейна, закончившемуся общим поднятием всей территории в предбайосское время. Последние две свиты по возрасту и палеогеографическим условиям накопления могут сопоставляться с кистинским и себельдинским комплексами, выделенными на территории Большого Кавказа (Панов, 1976).

В ядре Шамхорского поднятия, соответствующего центральной части Сомхето-Карабахской зоны, отложения всех свит отличаются

ся более глинистым составом и присутствием туфогенного материала. На южной периферии Локского массива, вблизи южной границы зоны отмечается резкое сокращение мощности и некоторое поглубение состава пород. Это позволяет предполагать, что далее к юго-западу весь терригенный комплекс нижней юры — аалена выклинивается. Возможно, его нет уже в Акеринской зоне, в Кафанском поднятии. Наверняка его нет в Приараксинской зоне, где непосредственно на триасовые отложения налегает нижний байос. Следовательно, в ранней юре — аалене Малокавказский геосинклинальный прогиб был достаточно узким и ограничивался только территорией Сомхето-Карабахской зоны. Вся остальная большая часть Малого Кавказа в это время представляла собой приподнятый массив.

ЛИТЕРАТУРА

- Азарян Н. Р., Акопян В. Т., Чубарян Г. А. Юрская система. — В кн.: Геология СССР, т. 43. М., «Недра», 1970.
- Вахания Е. К. Юрские отложения Грузии. — «Труды ВНИГНИ. Груз. отд.», вып. 207. Тбилиси, 1976.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
- Гасанов Т. А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Баку, 1967.
- Гасанов Т. А., Гасанов Т. Аб., Керимов Г. И. К стратиграфии нижнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. — «Сов. геология», 1968, № 7.
- Зесашвили В. И. К стратиграфии нижнеюрских отложений юго-восточной Грузии. — «Труды ГИН АН ГССР. Нов. сер.», 1967, вып. 15.
- Нудубидзе К. Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа. — «Труды ГИН АН ГССР. Нов. сер.», 1966, вып. 8.
- Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М., «Недра», 1976.
- Сванидзе Ц. И. О возрасте флороносных отложений нижней юры Дзирульского и Локского кристаллических массивов. — «Труды Тбилисс. ун-та», 1971, т. А2 (141).
- Чихрадзе Г. А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений юго-восточной Грузии. — «Труды ГИН АН ГССР. Нов. сер.», 1965, вып. 3.

З. В. КАБАНОВА

РАЗВИТИЕ РАННЕМЕЛОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В Средней Азии наиболее широко, практически повсеместно распространены нижне-среднеюрские и апт-альбские сероцветные терригенные отложения. Время формирования этих отложений

можно рассматривать как время региональной трансгрессии, когда общие черты осадконакопления отмечены сходством и в вертикальном и в горизонтальном направлениях. Лежащие между ними верхнеюрские и нижняя часть нижнемеловых (ранее объединяемых в ранге надъяруса под термином «неокомские», который будет употребляться в дальнейшем для краткости и удобства) отложений в полном стратиграфическом объеме известны только в южной и восточной частях рассматриваемой территории. На севере и западе они развиты спорадически, причем нижняя часть нижнемеловых отложений распространена значительно шире; между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями фиксируется крупное стратиграфическое несогласие; для нижней части нижнемелового разреза характерны несколько поверхностей размыва, иногда с выпадением стратиграфических подразделений в ранге подъяруса, реже яруса. Самое позднее из таких несогласий, известное для большинства изученных разрезов, отмечается в основании аптских отложений. Выше этой поверхности несогласия нижнемеловые породы характеризуются морским происхождением и относительным литологическим однообразием как в геосинклинальных и пригеосинклинальных районах, так и в краевых и внутриплатформенных прогибах.

Подразделения, выделяемые в нижней части верхнеюрских отложений, имеют также сходный литологический состав и морское происхождение практически на всех участках своего распространения: нижнесреднекембрийские — преимущественно глинистый, верхнекембрийско-оксфордские — преимущественно карбонатный. Площадь распространения кимеридж-титонских отложений значительно меньше других, что связано как с их регрессивным характером, так и с предмеловой эрозией. Они представлены карбонатными породами — в геосинклинальных бассейнах, эвапоритовыми — в краевых впадинах, а по периферии тех и других и в отдельных внутриплатформенных прогибах — красноцветными терригенными породами.

Верхнеюрские отложения в этой статье не рассматриваются. Следует только отметить, что верхняя их часть, имеющая регрессивный характер, на северо-западе территории формировалась неповсеместно и местами была уничтожена преднижнемеловым размывом.

Дальнейшее описание нижнемеловых отложений основано на анализе всех имеющихся опубликованных¹ и частично рукописных материалов, а также на изучении отложений как в естественных выходах на поверхность, так и по данным буровых работ в закрытых районах. Стратиграфическое расчленение их проведено с учетом всех палеонтологических материалов, но надо отметить, что имеющие лестрый литологический состав низы нижнемелового

¹ Список использованных работ невозможно привести в статье, так как количество их очень велико.

разреза характеризуются редкостью и эндемичностью фауны. Самый нижний меловой ярус — берриасовый, недавно принятый в Международной стратиграфической шкале в качестве обязательного, — не выделяется, так как отнесение отложений к этому ярусу проводится небольшим числом исследователей и часто механически.

Территорию Средней Азии по строению нижней части нижне-меловых (неокомских) отложений можно подразделить на три региона: 1) с карбонатным типом практически непрерывного осадконакопления в Копетдагской геосинклинали и Предкопетдагском прогибе; 2) с преимущественно терригенным красноцветным, также практически непрерывным типом осадконакопления в Амударьинской впадине и на ее северо-восточном борту, включающем Бухарскую ступень и юго-западные отроги Гиссарского хребта; 3) остальная территория, характеризующаяся преимущественно терригенным, часто красноцветным, с крупными перерывами, типом осадконакопления, причем по стратиграфической полноте разреза территория расчленяется на две зоны: За — перманентно опускавшиеся участки, например Центральный и Южный Мангышлак, где в разрезе представлены отложения всех или почти всех ярусов нижнего мела, Зб — участки, где весь разрез представлен одним или двумя подразделениями (например, Устюрт).

При описании регионов основное внимание уделяется поверхностям размыва и несогласиям в нижнемеловом разрезе, а также литологическим признакам пород, отражающим наступление трансгрессивных или регрессивных условий осадкообразования.

1. Базальные горизонты неокомских карбонатных отложений четко выражены на северном платформенном борту Предкопетдагского прогиба, где между ними и нижележащими титонскими отложениями фиксируется угловое и стратиграфическое несогласие. Базальные горизонты представлены резко изменчивой по мощности (0—100 м) толщей красноцветных терригенных образований, часто с пачками известняковых гравелитов и брекчий, иногда с прослоями карбонатных пород. Если неокомские отложения лежат на титонских или кимериджских, то граница выражена менее четко и базальная пачка терригенных пород отсутствует или имеет небольшую мощность. На южном крыле Большебалханской антиклинали можно проследить угловое несогласие между двумя сходными карбонатными пачками, которое по времени отвечает, вероятно, появлению в основании неокомского разреза красноцветной пачки.

В более южных разрезах граница между юрскими и нижнемеловыми карбонатными породами проводится условно в основании небольшой пачки известняков, доломитов, известняковых гравелитов мощностью до 40 м, которая отделена от выше- и нижележащих пород плоскостями со следами размывов.

В целом этот тип разреза состоит из частого чередования разнообразных по текстуре и структуре известняков, реже долами-

тов, суммарная мощность которых достигает 1300 м, но быстро уменьшается в северном направлении. В средней части разреза (готерив) постоянно присутствуют оолитовые известняки, что, по современным представлениям об их генезисе, говорит о прибрежно-морских условиях осадконакопления. Валанжин-готеривская часть разреза характеризуется четкой ритмичностью карбонатных пород, вызванной частым чередованием мелководных и глубоководных условий. В основании отдельных пачек отмечается ряд несогласий, которые не всегда прослеживаются в пределах больших территорий; наиболее четкое и крупное из них — в основаниях бахарденской (нижний готерив) и ханкеризской (верхний готерив) свит. На поднятия в соседних районах указывает состав нижней части инджеревской свиты, которая часто представлена песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками.

Самая верхняя часть неокомского карбонатного разреза — верхнебарремские песчанистые и глинистые известняки, по своеобразной окраске и строению напоминающие вышележащие аптские глинисто-терригенные отложения, но отделенные от них резкой литологической границей, к которой приурочена смена известняков с верхнебарремской фауной сероцветными песчано-глинистыми отложениями. В основании верхнебарремских пород в пределах всего Копетдага отмечены следы размыва, однако мощность самой верхней нижнебарремской пачки выдерживается на площади.

Таким образом, для региона в целом можно говорить о практически непрерывном формировании неокомской карбонатной формации и наследовании условий образования титонских пород при некотором расширении площади осадконакопления. Отмеченные несогласия, размывы, появление мелководно-прибрежных пород значительно лучше выражены в отложениях соседних регионов, с которыми они могут быть параллелизованы.

2. Терригенные красноцветные отложения валанжинского, готеривского и барремского ярусов, занимающие обширную территорию юго-востока Средней Азии, подразделяются на следующие свиты¹: карабийскую (титон — нижний валанжин) — в нижней части преимущественно красноцветные глины, иногда с прослоями гипсов в основании, в верхней — красноцветные песчаники и алевролиты с редкими глинами; альмурадскую (средний-верхний валанжин) — красные, реже пестрые глины и глинистые алевролиты с тонкими пропластками гипсов, доломитов, мергелей; кызылташскую (готерив) — бурые и красные песчаники, алевролиты, песчанистые глины; окузбулакскую (баррем) — красные и зеленоватосерые глины с прослоями гипсов, песчаников, известняков-раку-

¹ В статье приводится широкоизвестная схема расчленения нижнемеловых красноцветных пород на свиты, хотя в последнее время разными авторами в целях уточнения и улучшения схемы введены новые названия и подразделения, которые не являются общепринятыми.

шечников; калигрекскую (апт) — зеленовато-серые глины и серые мелкозернистые песчаники, внизу с прослоями оолитовых известняков. Выше начинаются нормально-морские сероцветные терригенно-глинистые отложения с аммонитами альбского яруса. Мощность каждой из перечисленных свит колеблется в пределах первых десятков метров или несколько превышает 100 м. Границы между свитами четкие, но без следов несогласий и размывов. Смена восходящих движений нисходящими и климатические изменения фиксируются типом осадков. Только в основании верхней — песчаной — части карабильской свиты местами отмечаются угловое несогласие и следы размыва. К этой поверхности многие исследователи условно приурочивают границу между юрскими и меловыми отложениями. Возраст свит установлен по комплексу палеонтологических данных и региональных сопоставлений.

Свиты были выделены на юго-западных отрогах Гиссарского хребта, но прослеживаются в северо-восточном и юго-западном направлениях. Они могут быть выделены и в юго-восточной Туркмении, хотя литологический состав и строение их несколько меняются за счет значительно большей карбонатности глинистых частей разреза и сокращения роли песчаного материала. Здесь отмечаются максимальные (до 700 м) мощности этого типа неоконских пород. В северо-восточном направлении отложения выше перечисленных свит замещаются мощной молассовой толщей красноцветных разногалечных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, алевролитами, реже глинами.

В рассмотренной части разреза выделяются свиты или фрагменты свит, с одной стороны, трансгрессивные, сложенные более мелководными, нередко грубозернистыми породами, образование которых связано с началом трансгрессии и наиболее приподнятым положением областей сноса, и с другой — глинистые или глинисто-карбонатные породы, связанные с максимальным по площади развитием трансгрессии и относительно глубоководным процессом формирования пород. К первым из них отнесены верхняя часть карабильской, кызылташская и калигрекская, ко вторым — альмурадская и окузбулакская свиты. Нижняя часть карабильской свиты может рассматриваться в качестве завершающей регрессивный цикл «гаурдакского» соленакопления. В прибрежных зонах впадины в основании выделенных свит фиксируются следы размыва.

Отложения каждого трансгрессивного цикла занимают неодинаковую площадь. Так, кызылташская и окузбулакская свиты в рассматриваемом районе распространены значительно шире, чем карабильская и альмурадская свиты, и могут быть выделены на крайнем юге территории в Карабиль-Бадхызской зоне, где они залегают непосредственно на ниже-среднеюрских или триасовых породах.

Отложения карабильской и альмурадской свит распространены только там, где широко развита гаурдакская соленосная

свита, с которой они тесно связаны. Такие взаимоотношения между циклами особенно хорошо видны на северном борту впадины, где в зоне Центральнокызылкумских поднятий отсутствуют отложения обоих циклов, а в южном направлении появляются сначала отложения кызылташ-окузбулакского цикла, затем верхнеюрские и уже значительно южнее (южнее Бухары) отложения карабиль-альмурадского цикла (рис. 1).

За. На Центральном Мангышлаке в нижней части нижнемеловых отложений выделяются: валанжинские светлоокрашенные известковистые песчаники и песчаные известняки; отнесенная к готеривскому ярусу алевро-глинистая толща с прослоями устричных песчаников; пестроцветная, преимущественно красноцветная, алевро-глинистая толща с редкими прослоями песчаников, рас-

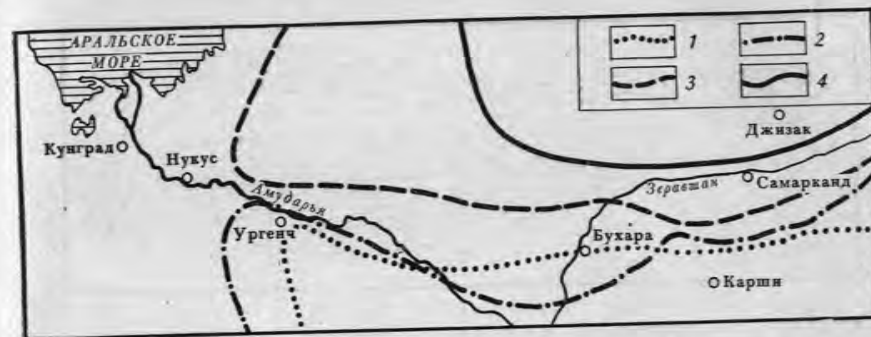


Рис. 1. Схема расположения северных границ распространения разновозрастных отложений на северном борту Амударьинской впадины.

Границы распространения свит: 1 — гаурдакской (кимеридж-титон); 2 — верхней карабильской и альмурадской (валанжин-готерив); 3 — кызылташской и окузбулакской (готерив-баррем); 4 — калигрекской и ее аналогов (нижний апт)

смаатриваемая под названием кугусемской свиты и условно датированная барремским ярусом. В верхней части валанжинских песчаников на Восточном Каратау выделяется пачка яркоокрашенных, хорошо отсортированных песчаников, условно отнесенных к среднему валанжину. На востоке Центрального Мангышлака, где разрезы кугусемской свиты наиболее мощные, она может быть подразделена на две — верхне- (более грубозернистую) и нижне-кугусемскую (более глинистую), соответственно верхне- и нижне-барремскую. Считается, что нижняя часть свиты включает и отложения верхов готерива.

Нижнеаптские отложения в рассматриваемом районе представлены маломощным (до 1,5 м) конденсированным горизонтом — грубозернистыми карбонатными песчаниками, переполнен-

ными фосфоритовыми стяжениями и многочисленными окатанными ядрами разнообразной фауны, в том числе и нижнеаптскими аммонитами. Вышележащая толща глин относится уже к верхнему апту. Нижнеаптский горизонт имеет ярко выраженный трансгрессивный характер, срезая целиком или частично неокомские отложения (рис. 2).

Наиболее полный разрез неокома установлен на Восточном Каратау, где развиты все выделенные выше толщи в полном объеме (максимальная мощность 120 м), а также в пределах Кугусем-Караманской антиклинали (200 м), где особенно значительную мощность имеют валанжинские песчаники и пестроцветная кугусемская свита. В западном направлении вдоль северной и южной Прикаратауских долин разрез постепенно сокращается за

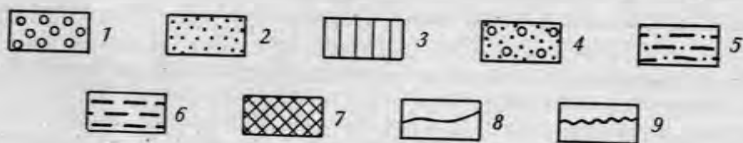
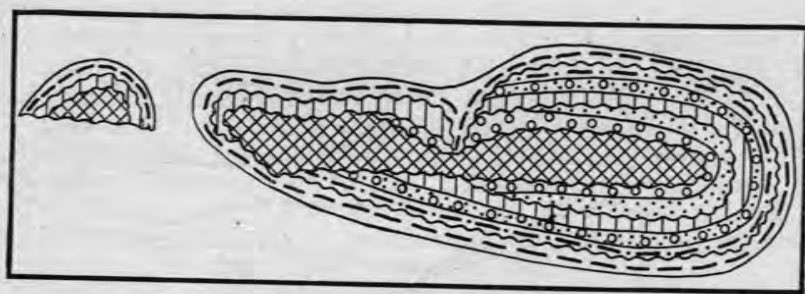


Рис. 2. Схема распространения разных горизонтов в нижней части нижнемеловых отложений Центрального Мангышлака.

Отложения: 1 — нижнего валанжина; 2 — среднего валанжина; 3 — готерива; 4 — нижнего баррема; 5 — верхнего баррема; 6 — нижнего апта; 7 — юрские и более древние. Границы: 8 — согласные; 9 — несогласные

счет уменьшения мощности и выпадения отдельных свит и горизонтов. Раньше всего исчезают средневаланжинские пестроцветные песчаники и образования верхнекугусемской свиты, срезаемые вышележащими отложениями, имеющими трансгрессивный характер. Несколько западнее распространяются образования нижнекугусемской свиты и нижневаланжинские песчаники. Дальше всего на запад протягиваются готеривские отложения, полностью срезанные нижнеаптским горизонтом конденсации только на юго-восточной окраине Западного Каратау.

Таким образом, основными трансгрессивными горизонтами в неокомских отложениях Центрального Мангышлака являются нижневаланжинские отложения, нижняя часть готеривских отложений и нижнеаптский горизонт конденсации. В основании этих горизонтов отмечаются четкие следы размыва, а также стратиграфические несогласия, объем которых на изученной площади не остается постоянным. Например, вдоль южного склона хр. Каратау на юрские отложения с востока на запад последовательно ложатся нижневаланжинские породы, затем готеривские, а на юго-западном замыкании Каратауской антиклинали — нижнеаптские.

36. К югу и востоку от Каратауских поднятий разрез неокомских отложений резко сокращается. Так, на Огузской антиклинали вскрыты только маломощные валанжинские песчаники и барремские красноцветные глины. У колодцев Бесакты неокомские отложения представлены лишь валанжинской толщей. В естественных выходах неокома на Карасязь-Таспасской антиклинали обнажаются валанжинские и маломощные готеривские отложения. Также сокращенный тип разреза неокомских отложений вскрыт скважинами Сокко, Сумса, Узень и др.

На севере Туаркырской антиклинали к неокому относится кзылкырская свита красноцветных глин и песчаников со спорадически развитыми базальными конгломератами. Мощность свиты 20 м. Она без несогласия перекрывается морскими сероцветными глинами, песчаниками, известняками (мощность 5 м) с фауной верхнего баррема. В южном направлении верхние горизонты кзылкырской свиты постепенно замещаются известняками и во всей свите появляются прослой доломитов, гипсов, серых глин, причем мощность выделенных на севере подразделений увеличивается и в сумме достигает 130 м. Характер замещения и отсутствие несогласий внутри разреза скорее всего говорят о непрерывности процесса неокомского осадконакопления и присутствии в неокомском разрезе одного трансгрессивного цикла, который по литологическим особенностям хорошо сопоставляется со временем образования кугусемской свиты на Мангышлаке.

Примерно этот же диапазон нижнемелового разреза занимают красноцветные отложения Устюрта, внизу преимущественно глинистые, вверху с широко развитыми прослоями песчаников и конгломератов, и выделяемые под названием барсакельмесской свиты. Мощность свиты изменяется в пределах системы Устюртских дислокаций от 150 м на выступах до 350—420 м во впадинах. В восточном направлении в основании разреза появляется 50—70-метровая пачка конгломерато-брекчий (Южное Приаралье). На большей части территории Устюрта барсакельмесская свита подстилается 40—60-метровой пачкой морских сероцветных глинисто-алевролитовых пород, которые залегают на разных горизонтах среднеюрских и более древних образований. Палеонтологическая характеристика толщи неоднозначна, а прослеживание региональных

взаимоотношений также не приводит к определенным выводам. Время накопления этой пачки пород может быть сопоставлено с разными трансгрессивными циклами, в частности с келловей-оксфордским — наиболее ранним и в то же время наиболее достоверным вариантом.

* * *

Неокомские отложения других районов Средней Азии занимают промежуточное положение между рассмотренными типами; они были тщательно изучены и чрезвычайно помогают при проведении сопоставлений и установлении взаимоотношений между выделенными подразделениями. Из приведенных описаний можно сделать следующие выводы.

1. Наступление раннемеловой трансгрессии после кимеридж-титонского регрессивного периода происходило в несколько этапов (рис. 3). Отложения первого этапа цикла раннемеловой трансгрессии (валанжин-готеривского) в полном объеме распространены на территории, где были развиты осадки предыдущего кимеридж-титонского этапа (например, гаурдакская свита Амударьинской впадины). В Копетдагской геосинклинальной области регрессивный характер кимеридж-титонского этапа проявился в виде несогласий и следов размыва между отдельными пачками известняков, присутствии в карбонатных породах примеси терригенного материала, развитии редких и небольших по мощности прослоев эвапоритов (коуская свита).

В валанжин-готеривский цикл входят отложения инджеревской свиты и ее аналогов на Копетдаге и в прилегающих областях, верхняя часть карабильской и альмурадская свита юго-востока Средней Азии. Нижняя часть карабильской свиты рассматривается как отложения заключительной стадии предыдущего регрессивного цикла, которые сохраняются от размыва при непрерывном формировании разреза и совмещают черты, свойственные осадконакоплению предыдущей максимальной стадии регрессивного цикла и более позднего трансгрессивного цикла. На севере и западе территории отложения первого нижнемелового цикла, как и регрессивного кимеридж-титонского, отсутствуют. На Центральном Мангышлаке к первому циклу отнесены маломощные песчаные отложения нижнего и среднего валанжина, сверху пестроцветные.

2. Отложения второго этапа (цикла) развиты значительно шире, чем отложения первого этапа, и отсутствуют только на Карабогазском своде и в осевой части Центральнокызылкумских поднятий. Они включают в себя: на юге ханкеризскую свиту и барремские отложения Копетдага и соответствующие им интервалы разреза в других районах; кызылташскую и окузбулакскую свиты и их аналоги на востоке, кугусемскую свиту и отложения го-

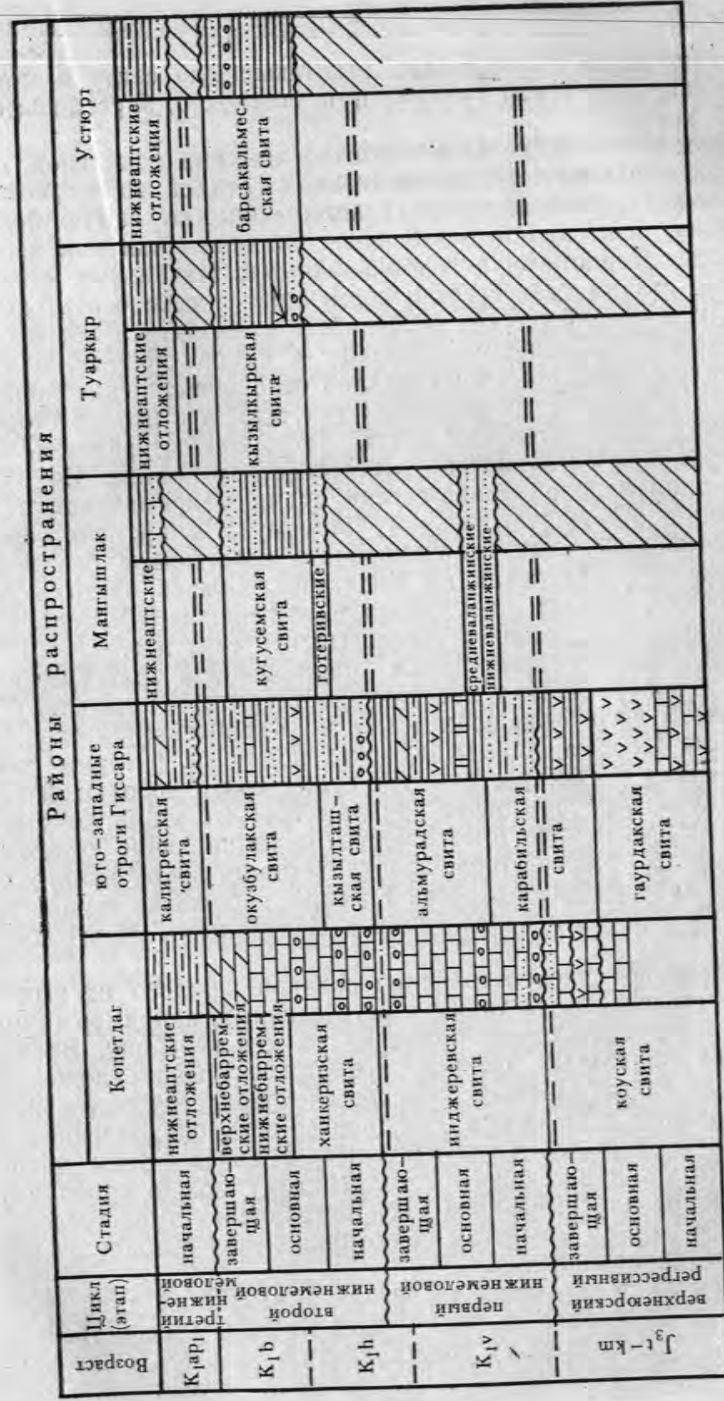


Рис. 3. Схема распространения нижнемеловой трансгрессии и ее осадков на территории Средней Азии (волнистой линией (волнистой линией) показаны несогласные, прямой линией — согласные границы, двойным пунктиром — границы этапов, косо заштрихованы временные отрезки без формирования осадков)

теривского яруса на Мангышлаке, кызылқырскую свиту и морские барремские отложения Туаркыра, и, возможно, барсакельмескую свиту Устюрта.

Во втором цикле четко выделяются отложения начальной, основной (максимальной) и заключительной стадий трансгрессии, причем отложения максимальной стадии занимают самую большую площадь, испытывают наименьшее влияние суши или являются наиболее мористыми и глубоководными. Начальные и заключительные стадии трансгрессии совмещают в себе черты, присущие циклу, и специфические особенности смежных циклов и охватывают несколько меньшую площадь: с одной стороны, в начальные стадии трансгрессивных циклов осадконакопление происходит только в наиболее пониженных участках, а с другой стороны, отложения заключительных стадий часто бывают размыты во время наступления следующего трансгрессивного цикла. Во втором цикле раннемеловой трансгрессии время максимальной стадии примерно соответствует нижнему баррему, т. е. времени образования нижебарремских пелитоморфных известняков без примеси терригенного материала на Копетдаге, нижней части окузбулакской свиты, нижним преимущественно глинистым частям кугусемской, барсакельмесской и кызылқырской свит и т. п.

3. Третий, окончательный, этап раннемеловой трансгрессии, приведший к повсеместному погружению территории, начался в нижнем апте. В него были вовлечены и Карабогазский свод, и большая часть Центральнокызылкумских поднятий, и горные области Тянь-Шаня и Гиссара. Там, где существовал небольшой перерыв в осадконакоплении перед началом третьего этапа, отложения его начальных стадий имеют черты, напоминающие отложения предыдущего второго этапа: красноцветность пород калигрекской свиты в юго-западных отрогах Гиссара, небольшая мощность нижеаптского горизонта конденсации в Центральном Мангышлаке и т. п.

4. Максимальное распространение осадков каждого из выделенных трансгрессивных (а также и регрессивных; например гаурдакского) циклов приходится примерно на его середину. Время формирования начальных звеньев трансгрессивных отложений будет во вновь захватываемых трансгрессией областях более поздним по сравнению с районами, где процесс осадконакопления не прерывался или прерывался незначительно. В связи с этим датировку каждого трансгрессивного этапа (цикла) можно проводить либо по времени максимального распространения трансгрессии, либо по самым ранним моментам ее возникновения в областях непрерывного осадконакопления.

Четкое понимание процесса развития раннемеловой трансгрессии и точная ее датировка на всех этапах должны способствовать правильному и обоснованному сопоставлению недостаточно фаунистически охарактеризованных нижнемеловых отложений Средней Азии.

В. Е. ЖЕЛЕЗНЯК, А. Е. КАМЕНЕЦКИЙ

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАВНИННОГО КРЫМА И НА ПРИЛЕГАЮЩЕМ ШЕЛЬФЕ

Органогенные постройки в мелководных фациях неокома и апта установлены во многих районах Средиземноморья. В Румынии известно месторождение нефти, приуроченное к рифовому массиву баррем-аптского возраста (ургонская фация). Небольшие органогенные тела поздневаланджинского и готеривского возраста описаны в естественных обнажениях Горного Крыма (Кузьмичева, Шала, 1962; Кузьмичева, 1964; Шала, 1965).

Вопрос о распространении органогенных известняков и рифогенных построек в отложениях нижнего мела Равнинного Крыма представляет интерес не только в связи с оценкой нефтегазоносности района, но и как опыт прогноза геологического строения шельфа и методики поисков органогенных тел.

Первое упоминание в литературе о наличии органогенных известняков аптского возраста в разрезе низов нижнего мела Тарханкутского полуострова принадлежит А. М. Волошиной (Волошина, Проснякова, Орлова-Турчина, 1965). Ею описан прослой известняка с органогенным детритом из скважины у с. Октябрьского на юге Тарханкутского полуострова, залегающий в глинисто-алевро-песчаной пачке основания нижнемелового разреза. Среди фораминифер А. М. Волошиной обнаружены шофателлы и орбитолиты, характерные в Средиземноморье для ургонской фации баррема-апта. Данные спорово-пыльцевых анализов ограничивают возраст этой пачки аптским ярусом (Волошина, Проснякова, Орлова-Турчина, 1965).

Второй разрез органогенных известняков описан также А. М. Волошиной (Волошина, Орлова-Турчина, 1973) по скважине Тендровская № 19 на северном побережье Каркинитского залива. А. М. Волошина относит эти известняки к альбскому ярусу. Авторы настоящей статьи считают их аптскими, сопоставляют с ургонской фацией и рассматривают их как краевую часть органогенной постройки, протягивающейся под современным шельфом Каркинитского залива. Анализ фациальных взаимоотношений внутри аптского и альбского комплексов позволяет сделать вывод о том, что только в аптское время существовали условия для развития органогенных тел.

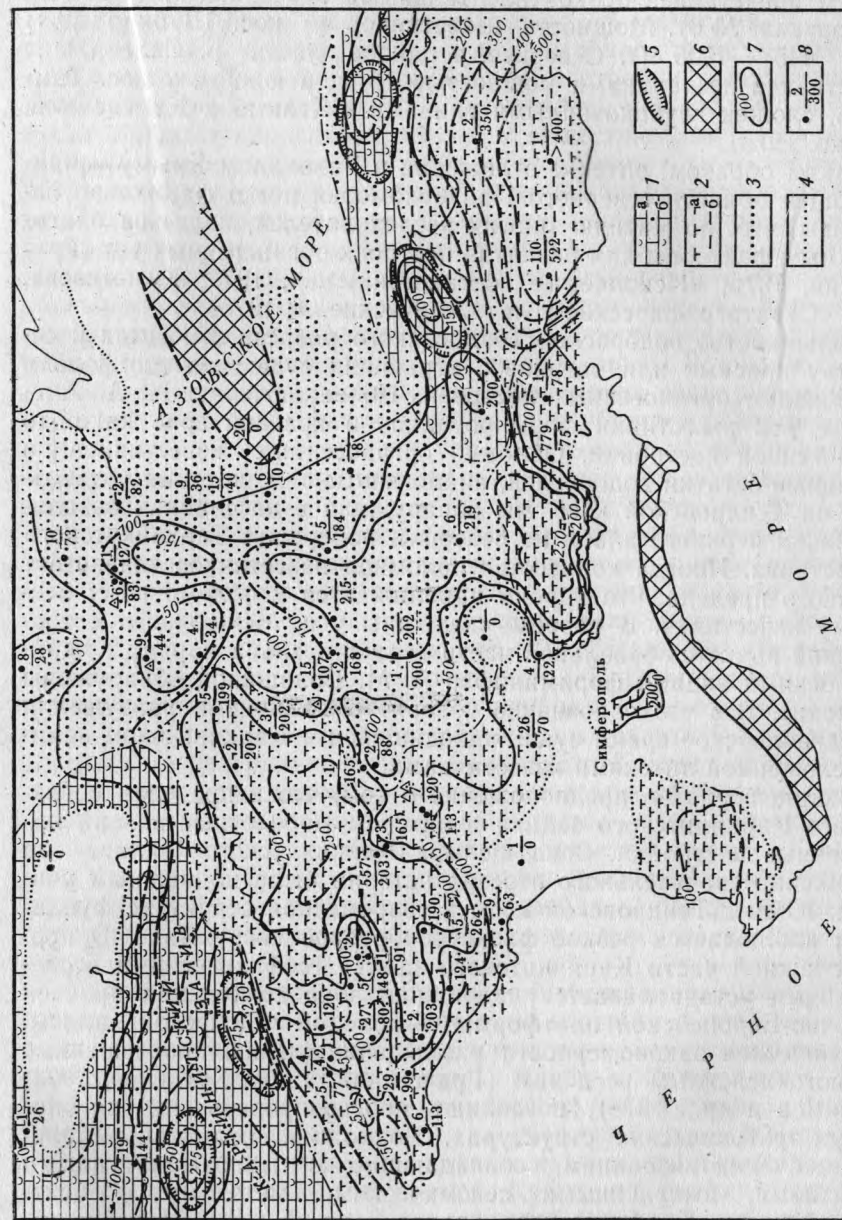
Известняки Тендровской косы составляют нижнюю часть нижнемелового разреза и залегают на кристаллических породах докембрия. Они образованы остатками раковин пелеципод, брахиопод, мшанок, криноидей, многочисленных водорослей и единичных кораллов и фораминифер. Некоторые участки породы почти напо-

ловину состоят из водорослей. Водоросли известняков определял И. А. Антропов (объединение Крымморгеология). Основная масса остатков принадлежит представителям рода *Lithophyllum* и единичные — представителям рода *Lithothamnium*, которые приобрели значение с мела. Прямых данных для более точного определения возраста нет. Мнение А. М. Волошиной (Волошина, Орлова-Турчина, 1973) об альбском возрасте известняков основано на единичной находке водоросли *Paraphyllum primaevum* Leptoine (определение К. Б. Кордэ) и, на наш взгляд, недостаточно обоснованно. В аналогичных по составу и положению в разрезе известняках скважины Большеклиновская № 1 (инт. 2094—2120 м), расположенной в 30 км к северу, в шлифах обнаружены срезы фораминифер, напоминающие *Gaudryina* cf. *neocomica* Chal., *Hedbergella* aff. *aptica* Agal., *Epistomina* sp., характерные для аптского яруса (определения Л. М. Голубничей и В. Е. Железняк). Последнее косвенным образом говорит в пользу аптского возраста тендровских известняков. Перекрываются известняки песчаными мергелями с фораминиферами альбского яруса.

В известняках Тендровского разреза содержится песчаная примесь (3—5%) и аутигенный глауконит. Мощность известняков 129 м. Севернее, в Большеклиновском разрезе, примесь терригенного материала возрастает до 15%, и вверх известняки постепенно замещаются песчаниками. Мощность известняков уменьшается до 26 м. По направлению к Каховке известняки полностью замещаются песчаниками (Волошина и др., 1966) и мощность их еще больше сокращается. В восточном направлении известняки протягиваются до пос. Строгановка (скв. Строгановская № 7), а затем замещаются также песчаными субконтинентальными образованиями, среди которых изредка прослеживаются прослои известняков с морской фауной (Карлов, Грязнов, 1957). В этом же направлении постепенно уменьшается и мощность разреза, а в северной части шельфа Азовского моря аптские отложения отсутствуют и, по-видимому, не отлагались.

Центральная часть Равнинного Крыма представляет собой область распространения глинисто-алевритовых пород (см. рисунок). Мощность их 150—200 м. В южных частях Равнинного Крыма и в естественных выходах Крымских предгорий для апта характерны исключительно глинистые фации небольшой мощности (70—80 м). Последние прослеживаются и на юге Керченского полуострова, однако их мощность здесь значительно возрастает.

В восточной части Равнинного Крыма у пос. Шубино глубокой скважиной установлен еще один разрез органогенно-обломочных известняков. Известняки залегают на среднеюрских аргилитах и перекрываются алевrolитами с фораминиферами аптского возраста. Помимо перекристаллизованных обломков мшанок, кораллов, криноидей и морских ежей они содержат фораминиферы, характерные, по заключению Л. М. Голубничей, для аптского и барремского ярусов. Возраст известняков Шубинского разреза, на наш



Карта мощностей и литологических комплексов аптских отложений Равнинного Крыма и прилегающих шельфов: 1 — известняки органогенные (а), песчаные и органогенные (б); 2 — аргилиты известковистые (а), известковистые (б); 3 — песчаники; 4 — алевrolиты; 5 — органогенные постройки; 6 — области сноса; 7 — изопакиты; 8 — скважины, числитель — номер скважины, знаменатель — мощность аптских отложений

взгляд, может быть ограничен аптом, так как южнее Шубино аптские глины залегают на валанжине, а к северо-западу от него барьер представлен субконтинентальными песчаниками (скв. Нижнегорская № 6). Мощности известняков у пос. Шубино 49 м (инт. 4457—4506 м). Севернее, в районе устья р. Салгир, апт представлен песчаниками мощностью 18 м, а южнее, у пос. Тамбовка, сложен глубоководными глинами (Железняк, Каменецкий, Яценко, 1976).

Таким образом, аптские отложения в Равнинном Крыму и прилегающей области северного Причерноморья резко фациально изменчивы, что, по мнению многих исследователей, является благоприятным фактором для развития построек органогенных тел (Грачевский, 1976; «Ископаемые органогенные...», 1975; Кузьмичева, 1964; «Стратиграфические и литологические...», 1975).

Большинство водорослей Тендровского разреза относится к семейству красных или багряных, играющих существенную роль в образовании органогенных построек. По заключению И. А. Антропова, эти известняки формировались в краевой зоне какой-то органогенной постройки. Обломки органогенных известняков и окатанные остатки водорослей, аналогичные тем, которые установлены на Тендровской косе, мы обнаружили в песчаниках базальной пачки верхнего альба на северном побережье Тарханкутского полуострова. Иногда количество обломков известняков возрастает до такого предела, что порода приближается к обломочному песчаному известняку. В разрезе скважины у с. Межводного в терригенной пачке из базальной части верхнего альба наряду с верхнеальбскими видами фораминифер А. М. Волошиной обнаружены и аптские. Все это однозначно говорит о наличии и разрушении в позднеальбское время суши, находящейся в Каркинитском заливе и сложенной аптскими известняками.

Вполне вероятно предположение о том, что в пределах современного Каркинитского залива в аптском море существовали органогенные постройки. Зона шельфа Каркинитского залива на протяжении значительного отрезка истории была подвижным участком. Южнее Тендровской косы в современной структуре фундамента наблюдается резкое флексуобразное погружение. В пределах южной части Каркинитского залива геофизическими исследованиями устанавливается подвижная зона сочленения древней Восточно-Европейской платформы и молодой Скифской плиты. Тектонические закономерности размещения рифов, прослеженные по многочисленным регионам (Грачевский, 1976; Кузнецов, 1971; Максимов и др., 1976), позволяют прогнозировать их на подобных тектонических структурах. Возможно, что положительные значения изодинам, совпадающие с малоамплитудными поднятиями, выявленными сейсмическими методами в центральной части Каркинитского залива (по Б. Д. Безверхову), представляют собой останцы органогенных массивов аптского возраста. Последние скорее всего являлись краевыми рифами (по

классификации В. Г. Кузнецова, 1971). Очевидно, они формировались далеко от берега, имели на переднем фланге обширное поле мелководных известняков и прибрежных песчаников, предрифовые фации также были мелководными отложениями.

Известняки, установленные у пос. Шубино, по-видимому, составляют краевую фацию органогенной постройки. Фациальное замещение к северу песчаными отложениями, а к югу глубоководными глинами наводит на мысль о существовании органогенной постройки типа барьерного рифа (Грачевский, 1976; Кузнецов, 1971), который протягивался восточнее Шубино вдоль южной части шельфа Азовского моря. Глины предрифовой фации темные тонкоотмученные, с конкрециями и микровключениями сидеритов, по характеру и мощности являются, по всей вероятности, депрессивными отложениями. Увеличение мощности глин на Керченском полуострове может указывать либо на прерываемость барьеров, либо на влияние кавказских источников сноса. В южной части шельфа Азовского моря вдоль предполагаемой зоны рифов геофизическими методами фиксируется зона глубинных разломов, соответствующих уступу или флексуре, южнее которой предполагается максимальная зона прогибания в пределах более молодого Индольского прогиба.

Таким образом, аптский морской бассейн имел сильно расчлененный рельеф дна. Северная и восточная его части, примыкающие к Украинскому кристаллическому массиву и суше северной части шельфа Азовского моря, представляли поле накопления мелководных песчаных образований. Углубление дна бассейна на северо-западе в пределах современного Каркинитского залива, связанное, очевидно, с оживлением глубинных разломов, и удаленность от источников сноса способствовали развитию органогенных построек. В центральной части Равнинного Крыма накапливались глинистые и реже песчаные породы. На юге в глубоководных котловинах у подножия гор отлагались глины. Их происхождение рассмотрено в ранее опубликованной статье (Железняк, Каменецкий, Яценко, 1976). По северному краю (район Шубино) эти котловины окаймляли рифогенные постройки, к северу от которых простиралось упомянутое выше поле песчаных пород (см. рисунок).

Палеогеографическая обстановка альбского века была неблагоприятной для развития органогенных построек. Хотя среди альбских песчаников Горного Крыма известны небольшие прослои полидетритовых известняков, разрез альба в Равнинном Крыму можно назвать терригенно-кремнисто-вулканогенным. Широко развиты алевритистые глины, алевролиты, кремнеаргиллиты, спонгалиты, опоки, туффиты, туфы и лавы андезитовых порфиритов. На северо-западе Равнинного Крыма (Тарханкутский полуостров) отложения очень бедны фауной, единичные фораминиферы мелкорослые и тонкостенные. В фациальном ряду наиболее мелководными являются мергели, опоки, карбонатные алевроли-

ты, песчаники. Все это говорит об очень подвижной среде накопления осадков и малом содержании в воде карбоната кальция, что представляет собой отрицательные факторы для рифостроителей.

На северном побережье Тарханкутского полуострова нижнеальбские отложения сложены песчаниками, среднеальбские отсутствуют, а верхнеальбские представлены пестрым комплексом мелководных образований. В сторону Каркинитского залива тенденция изменения пород следующая: возрастает роль терригенного материала, опок, среди обломков пород появляются домеловые, за счет мелкозернистого карбоната возрастает общая карбонатность разреза. Сказанное свидетельствует о наличии области размыва в пределах Каркинитского залива, окаймленной полосой терригенно-карбонатных пород. Присутствие фаций почти бестерригенных водорослевых известняков к северу от этой суши сделало бы картину фациальных взаимоотношений нелогичной. Осталось бы необъяснимым и наличие в базальных слоях верхнего альба на севере Тарханкутского полуострова смешанной апт-альбской ассоциации фораминифер.

Таким образом, органогенные известняки, установленные в Крыму у пос. Шубино, а также у Тендровской косы и у пос. Большеклиновка, мы считаем аптскими и рассматриваем их как пририфовые фации. Сами органогенные постройки расположены на шельфе Каркинитского залива и в южной части шельфа Азовского моря. Для изучения предполагаемых районов развития органогенных построек необходимы специальные сейсмические работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Волошина А. М. и др. Нижнемеловые отложения северо-восточного Пришивашья. — «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1966, № 10.
- Волошина А. М., Орлова-Турчина Г. А. Литолого-стратиграфическая характеристика разрезов параметрических скважин северного Причерноморья. — В сб.: Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности юга СССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. Львов, 1973.
- Волошина А. М., Проснякова Л. В., Орлова-Турчина Г. А. Новые данные о возрасте нижнемеловых пород Тарханкутского полуострова (Крым). — «Палеонтол. сб. Львовск. ун-та», № 2, вып. 2. Львов, 1965.
- Грачевский М. М. Погребенные барьерные рифы и поиски в их пределах месторождений нефти и газа. — В сб.: Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. «Труды ВНИГНИ», 1976, вып. 194.
- Железняк В. Е., Каменецкий А. Е., Яценко Т. В. Фациальные обстановки раннемеловых бассейнов Равнинного Крыма в связи с их нефтегазоносностью (по минералого-геохимическим показателям). — В сб.: Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Киев, 1976.
- Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М., «Наука», 1975.
- Карлов Н. Н., Грязнов В. И. О неоконских отложениях Причерноморской впадины. — «ДАН СССР», 1957, т. 115, № 1.

- Кузьмичева Е. И. Стратиграфическое распространение шестилучевых кораллов (склерактиний) в неоконе Горного Крыма и условия их существования. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1964, т. 39, № 2.
- Кузьмичева Е. И., Шаля А. А. Органические образования в неоконских отложениях Центрального Крыма. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разв.», 1962, № 12.
- Кузнецов В. Г. Основные черты геологии рифов и их нефтегазоносность. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1971.
- Максимов С. П. и др. Тектонические закономерности распространения рифов, их нефтегазоносность и методика поисков. — В сб.: Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. «Труды ВНИГНИ», 1976, вып. 194.
- Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. Под ред. Р. Е. Кинга. М., «Недра», 1975.
- Шаля А. А. Нижнемеловые отложения Крыма и условия их образования. Автореф. канд. дис. М., 1965.

А. С. АРСАНОВ

ОПЫТ ЕСТЕСТВЕННОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРОНОЦКОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Кроноцкий район Восточной Камчатки привлекает внимание геологов тем, что здесь обнаружены прямые признаки нефтегазоносности (источники нефти на реках Богачевка и Третья, выходы газа на реках М. Чажма и Б. Чажма). Этот район представляет также значительный интерес в отношении выявления особенностей и закономерностей, связанных с переходом от океана к континенту.

По количеству исследований незначительный по площади Кроноцкий район занимает едва ли не первое место на Камчатке, однако результаты их скромны. Стратиграфические схемы разных исследователей противоречивы, четкая палеонтологическая характеристика различных частей разреза отсутствует, геологические карты не передают объективные особенности тектонической структуры. Все это заставляет признать, что геологическое строение рассматриваемого участка до сих пор не познано в той степени, которая необходима для обеспечения эффективных поисков нефти и газа. Объективной причиной низкой эффективности регионально-геологических исследований в Кроноцком районе является его исключительно сложное строение, близкое к строению Восточных Карпат. Методические ошибки связаны с недостаточным учетом этой сложности и с попытками использовать при изучении данной территории методы, оправдывающие себя в районах с пологим залеганием слоев, не испытавших напряженной складчатости (составление нормального разреза путем описания обнажений

то отдельным пересечениям вдоль долин крупных рек без контроля геологическим картированием).

Со времени первых исследований Кроноцкого района Б. М. Штемпелем, Н. М. Лазаренко, Л. А. Гречишкиным (Гречишкин, 1935) здесь выделялись (снизу вверх) богачевская, кроноцкая и тюшевская свиты, охватывающие возрастной интервал от палеогена до миоцена включительно. Позднее М. Ф. Двали и Б. Ф. Дьяков поместили базальные горизонты тюшевской свиты, на основании определения

возраста, сделанного А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, в самую верхнюю часть разреза под названием свиты Горячих Ключей плиоценового возраста (Двали, 1955). Эта ошибка сохранилась и в схемах, предложенных последующими исследователями (Грязнов и др., 1955; Плешаков, Несвит, 1957; Белова и др., 1961). Свита Горячих Ключей, содержащая многочисленные остатки раковин моллюсков и пласт спонголита, получила название раkitинской свиты и в стратиграфической схеме, принятой на Охинском совещании

Рис. 1. Схема строения базальных горизонтов свит и подсвит богачевской и тюшевской серий

(1961), также занимает наиболее высокое положение в разрезе палеоген-миоценовых отложений района.

Наши исследования (1963—1966 гг.) были посвящены прежде всего построению нормального разреза отложений тюшевской серии. Эта задача решалась путем увязки отдельных обнажений по маркирующим пластам или характерным последовательностям пластов (пачек). Одновременно выявлялась послойная палеонтологическая характеристика разреза. Учитывая чрезвычайно сложное тектоническое строение района, стратиграфические работы контролировались геологическим картированием крупного масштаба центральной части Кроноцкого района (бассейны рек Валентина, Б. Чажма, Раkitинская, Таловая, Александровка, руч. Мудреный). В результате работ было подтверждено залегание раkitинской свиты ниже отложений тюшевской серии, однако возраст раkitинской свиты, по И. Г. Прониной (1969), отвечает среднему миоцену.

При расчленении разреза раkitинской свиты и тюшевской серии мы стремились выделить естественные стратиграфические подразделения, т. е. такие, которые отвечают естественным этапам

геологической истории района. Последние в данном случае отвечают зафиксированным в разрезе циклам осадконакопления (Леонов, 1973, 1974). Задача облегчалась тем обстоятельством, что раkitинская свита и тюшевская серия в юго-восточной части поля распространения залегают с четко выраженными краевыми несогласиями на более древних отложениях кроноцкой серии (рис. 1). Базальные конгломераты в основании ряда пачек явились, таким образом, реперами, по которым устанавливались нижние, трансгрессивно залегающие части циклов.

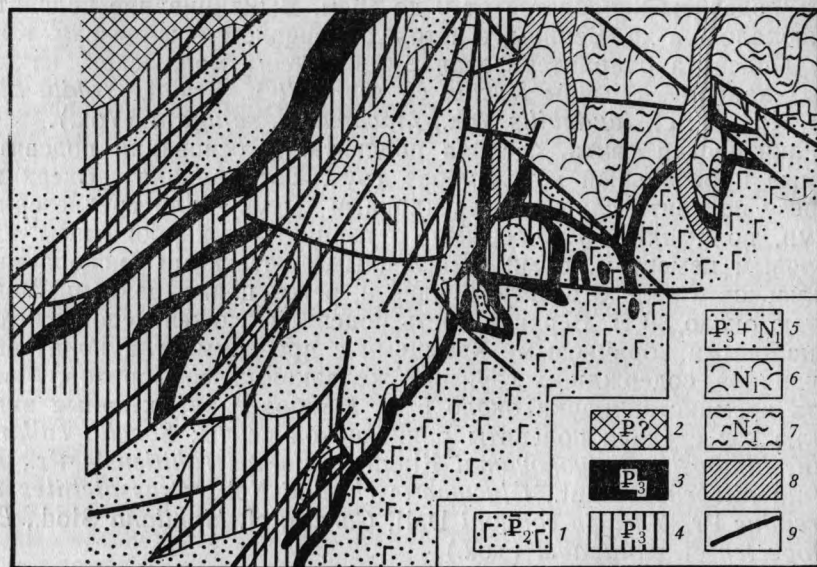


Рис. 2. Геологическая карта центральной части Кроноцкого района: 1 — козловская свита; 2 — палеоген (?); 3 — раkitинская свита; 4 — таловская свита; 5 — конусная свита; 6 — оленинская свита; 7 — валентиновская свита; 8 — четвертичные отложения; 9 — разломы

На северо-западных склонах гор Кроноцкого полуострова на вулканогенно-осадочных отложениях козловской свиты кроноцкой серии, содержащих, по А. М. Садреву и Б. К. Долматову (1965), остатки моллюсков *Variamussium pillarensis* Slod., *Ctenamussium inouei* Omori, с угловым несогласием залегают раkitинская свита (рис. 2). Раkitинская свита подразделяется на три подсвиты, отделяющиеся друг от друга поверхностями размыва и конгломератами.

Раkitинская свита, нижняя подсвита. В обнажениях на руч. Бородавкина, в среднем течении р. Раkitинская, на руч. Кривой

подсвита представлена чередованием песчаников, алевролитов, гравелитов, углистых глин и листоватых глинистых песчаников с отпечатками листьев и прослойками спрессованного растительного детрита. В среднем течении р. Раkitинская в составе подсвиты присутствуют пласты ракушняка *Mytilus middendorffi* Grew. В средних течениях руч. Кривой и р. Раkitинская в отложениях подсвиты встречены прослой блестящего угля мощностью до 15 см. Базальные горизонты подсвиты представлены валунно-галечными конгломератами мощностью до 1,5 м или песчаниками и углистыми глинами, не содержащими гальки и гравия. Мощность подсвиты колеблется от 0 до 45 м. Выклинивание подсвиты наблюдалось в хр. Верном, в истоках и среднем течении руч. Кривой. Подсвита охарактеризована комплексом моллюсков, из которых наиболее обычны *Nucula* cf. *schmidti* L. Krisht., *Yoldia djakovii* Slod., *Y.* cf. *laudabilis* Yok., *Macoma* cf. *sejugata* (Yok.).

Раkitинская свита, средняя подсвита. В основании подсвиты размыв и базальный конгломерат (руч. Бородавкина). Вверх по разрезу подсвита сложена песчаниками мелко- или среднезернистыми, полимиктовыми, серыми, с глинистым, карбонатным или опаловым цементом, с многочисленными остатками ископаемых моллюсков в виде отпечатков, ядер и, реже, целых раковин, мощностью около 30 м. Верхняя часть подсвиты сложена спонголитом и опаловыми коричневыми кремнями с прослоями глауконитовых песчаников, содержащих горизонт желваковых фосфоритов. Мощность кремнистой пачки около 5 м. Наиболее характерные виды моллюсков средней подсвиты раkitинской свиты: *Sacella calkinsi* Moor, *Limopsis* aff. *yokoyamai* Khom., *Chlamys rakitiensis* Pr., *Limatula pilvoensis* Laut., *Glycymeris chitanii* Yok., *Crassatellites inguirendus* Pr., *Thracia condoni* Dall, *Cardita* cf. *kinkilana* Slod., *Delectopecten* cf. *watanabei* (Yok.).

Раkitинская свита, верхняя подсвита. В основании подсвиты размыв. На поверхность размыва налегает глауконитовый песчаник с галькой мощностью до 1,8 м, местами переходящий в мелкогалечный конгломерат (руч. Кривой). Выше по разрезу залегают относительно однородные глинистые песчаники и алевролиты с обильным сингенетичным глауконитом. Породы неяснослоистые; с поверхности выветривания приобретают вишнево-бурую окраску за счет пленок гидроокислов железа; в сухом выветрелом состоянии выбеливаются на значительную глубину. Песчаники и алевролиты данной пачки довольно крепкие, в осыпях дают кусковатую или хрящеватую щебенку с характерным при ударе стуком фарфоровых черепков. Верхняя часть разреза подсвиты более песчаная, что свидетельствует, по-видимому, о регрессии моря. В отложениях подсвиты установлено несколько пластов выбеливающихся пелловых туфов. Окаменелостей не обнаружено. Мощность подсвиты около 40 м.

Все три подсвиты раkitинской свиты присутствуют в классическом обнажении на правом берегу р. Тюшевка, в 0,5 км выше

устья р. Волчьа (против Горячих Ключей). В составе средней подсвиты здесь много конгломератов, а остатки моллюсков представлены крупнораковинными видами, характерными для прибрежной зоны (*Pododesmus*, *Cardita*, *Cardium* — фаунистический комплекс Горячих Ключей).

На северо-западе изученной площади раkitинская свита установлена в поле распространения богачевской свиты, в понимании Л. А. Гречишкина, или чажминской подсвиты ивановской свиты, в понимании И. Б. Плешакова. Так, на левом берегу р. Александровка, в овраге, в 2 км выше устья руч. Ключ Крутой, висячем крыле крупного надвига обнажены (снизу вверх): 1) аргиллиты и алевролиты кремнистые, серые, крепкие, с опаловым и опалово-глинистым цементом, содержащие остатки диатомей и радиолярий, с поверхности выветривания ржаво-бурые (мощность 20 м); 2) туфопесчаник серый (мощность 1,5 м); 3) песчаник голубовато-серый, известковистый (мощность 0,8 м); 4) кремнистые алевролиты с горизонтами мелких фосфоритовых желваков размером 0,5—3,0 см (мощность 3 м); 5) опаловые и халцедоновые бежевые кремни с линзами темно-коричневого халцедонового кремня мощностью до 1,5 м (мощность около 5 м). Выше на размытую поверхность кремнистых отложений налегает гравелит темно-зеленый несортированный полимиктовый с глауконитом мощностью 0,3 м, сменяемый вверх по разрезу глауконитовыми песчаниками и алевролитами мощностью около 20 м. Описанный разрез соответствует верхней части средней подсвиты и верхней подсвите раkitинской свиты. Выше по течению р. Александровка в оврагах ее левого берега ниже кремнистых отложений с фосфоритовыми желваками залегают толща мелкозернистых песчаников и алевролитов синевато-серых в свежем сколе, на выходах «ржавых». Породы массивные или грубослоистые, крепкие, трещиноватые. В песчаниках встречаются обломки обугленной древесины размером до 3 см, растительный детрит, линзовидные известковые стяжения. Мощность до 100 м. Эта часть разреза соответствует, по нашему мнению, средней и нижней подсвитам раkitинской свиты, которые в бассейне р. Александровка не отделяются поверхностью размыва. Выше по разрезу в обнажениях на р. Александровка залегают отложения таловской свиты тюшевской серии.

Чажминская подсвита ивановской свиты в верховьях р. М. Чажма (руч. Орлянского) имеет в целом аналогичное строение, характеризующееся общим алевролитовым составом отложений с пластами пудинговых песчаников с растительным детритом в нижней части разреза, прослоями кремнистых алевролитов кремового цвета в средней части. В основании разреза залегают пачка базальных конгломератов мощностью около 10 м. Из окаменелостей здесь встречены *Yoldia watasei* Kanehara, *Acila kholmensis* L. Krisht., *Nuculana* sp., *Trominina* sp.

Название «чажминская свита» мы сохраняем лишь за этими отложениями. Часть чажминской подсвиты ивановской свиты, по

И. Б. Плешакову, и часть чажминской свиты, по А. М. Садрееву, представленная розовыми туффитами, приобретающими с поверхности зеленую окраску, и зелеными туфами и туфопесчаниками, залегают ниже алевролитов с фауной. Взаимоотношения наблюдались в овраге левого склона долины р. Иванова в 8 км выше устья руч. Начало. Здесь на толще зеленых туффитов и туфов залегает пачка слоистых серых халцедоновых кремней мощностью около 20 м, на которые налегает валунно-галечный конгломерат с галькой подстилающих кремней и разнообразных вулканических и кремнистых пород. Мощность конгломерата около 15 м. Выше по разрезу залегает толща алевролитов серых, «ржавых» с поверхности выветривания, содержащих известковые стяжения, относящихся к чажминской свите, в нашем понимании. За толщей зеленых туффитов и туфов мы оставляем название ивановской свиты. Ивановская свита соответствует горизонту зеленых аргиллитов и туфов, выделенному Л. П. Грязновым, который он относил к верхней части нижнебогачевской свиты. По нашему мнению, чажминская свита на руч. Орлянского является стратиграфическим аналогом раkitинской свиты; накопление этих отложений происходило в более удаленной от берега части бассейна, о чем свидетельствуют встреченные здесь остатки моллюсков из родов *Acila*, *Nuculana*, *Yoldia* и отсутствие несогласий внутри разреза свиты. Раkitинская свита отвечает крупному естественному этапу развития, характеризующемуся постепенным развитием трансгрессии моря в восточном направлении и относительно спокойным тектоническим режимом (преобладание однородных глинисто-алевролитовых отложений).

Выше в нормальном разрезе Кроноцкого района залегает существенно флишoidная тюшевская серия, которая подразделяется (снизу вверх) на таловскую, конусную, оленийскую и валентиновскую свиты. Налегание тюшевской серии на раkitинскую свиту наблюдалось во многих обнажениях на правом берегу р. Раkitинская (западный склон горы Чажма, овраги правого склона долины руч. Кривой, хр. Верный, руч. Стан) и в оврагах левого склона долины р. Александровка.

Таловская свита. В овраге правого склона долины руч. Кривой, на южном склоне горы Чажма, наблюдаются базальные горизонты таловской свиты, представленные песчаниками туфогенными, плохо сортированными, с обильными валунами и галькой и с мелкогалечным конгломератом в основании пачки. Мощность около 30 м. В пачке песчаников присутствуют пласты выбеливающихся пепловых туфов мощностью до 0,5 м. Пачка с размывом залегает на отложениях верхней подсвиты раkitинской свиты. В обнажениях на руч. Стан описанная пачка песчаников с угловым несогласием налегает на отложения кроноцкой серии. На водоразделе хр. Верный она замещается валунно-галечными конгломератами. Вверх по разрезу пачка песчаников с галькой постепенно, но быстро сменяется толщей алевролитов с рассеянной

галькой и гравием и редкими прослоями мелкозернистых песчаников (мощность до 250 м), которая, в свою очередь, сменяется толщей незакономерного чередования песчаников и алевролитов мощностью до 700 м. Алевролиты количественно преобладают.

Наиболее обширные поля распространения отложений таловской свиты находятся в верхнем течении р. Таловая, в бассейнах р. Александровка, ручьев Начало, Ключ Крутой, Мудреный (р. Ольховая), Ночлежный и Осыпь. Отложения таловской свиты вскрыты также скважинами на Конусной буровой площади выше кремнистых алевролитов с глауконитом, относящихся к верхней подсвите раkitинской свиты. В таловской свите присутствуют пласты выбеливающихся пепловых туфов мощностью до нескольких метров, являющиеся хорошим маркирующим горизонтом. Общая мощность таловской свиты около 1000 м. Палеонтологические остатки в ней исключительно редки; практически это «немая» толща. Из окаменелостей, характерных для таловской свиты, можно отметить моллюски *Yoldia cerussata* Slod., *Y. nitida* Slod. (руч. Комсомольский).

Конусная свита. В обнажениях в среднем течении руч. Ночлежный наблюдается залегающая на отложениях таловской свиты мощная толща ритмично слоистых песчано-алевролитовых отложений, характеризующаяся резким преобладанием песчаников, общей мощностью около 900 м, выделяемая под названием конусной свиты. Конусная свита подразделяется на пять литологически своеобразных пачек, которые хорошо картируются: 1) пачка туфогенных песчаников (120 м); 2) пачка алевролитов (130 м); 3) пачка слоистых песчаников (200 м); 4) «ребристая» пачка равномерного чередования песчаников и алевролитов (до 270 м); 5) пачка пемзовых песчаников (до 200 м). Песчаниковые пачки также имеют ритмичное строение, но алевролиты в них составляют лишь 10—20% общей мощности.

На правом берегу р. Раkitинская конусная свита имеет более однородное строение, и выделение перечисленных пачек здесь затруднено. На южных склонах горы Чажма конусная свита налегает непосредственно на базальную пачку таловской свиты. Отложения конусной свиты установлены также в поле распространения богачевской свиты, в понимании Л. А. Гречишкина, М. Ф. Двали, И. Б. Плешакова и Л. П. Грязнова. Так, на руч. Мудреный и в верхнем течении его левых притоков выше отложений таловской свиты залегают слоистые туфогенные песчаники с прослоями алевролитов, венчающиеся толщей относительно мягких светло-серых пемзовых песчаников. В кровле пачки бурых туфогенных песчаников залегает пласт выбеливающегося пеплового туфа, аналогичный пласту, прослеженному на значительное расстояние в бассейне руч. Ночлежный. Таким образом, становятся понятными указания М. Ф. Двали о залегании «богачевской» свиты выше отложений таловской свиты. М. Ф. Двали отмечал литологическое отличие «богачевских» песчаников на руч. Муд-

ренный (р. Ольховая) от песчаников, вскрывающихся в районе выхода нефти на р. Богачевка, однако ни он, ни последующие исследователи не придали значения этому обстоятельству.

Оленинская свита. В обнажении, расположенном в вершине бухты Ольга, на маломощные отложения раkitинской свиты, представленные залегающими на базальтах кроноцкой серии конгломератами, спонголитом и глауконитовыми песчаниками и алевролитами, налегают несортированные песчаники с галькой и валунами, сменяющиеся вверх по разрезу флишиодным чередованием песчаников и алевролитов. В верхней части обнажения залегает пласт выбеливающегося желтоватого пеплового туфа мощностью около 0,2 м. В обнажениях по руч. Стан аналогичные отложения с размывом налегают на базальную пачку таловской свиты и содержат многочисленные остатки моллюсков *Solemya tokunagai* Yok., *Thyasira* ex gr. *bisecta* Conrad.

В нижней части оленинской свиты преобладают песчаники с остатками моллюсков *Nucula* cf. *psjakauphensis* Khom., *Nuculana crassatelloides* Laut., *Yoldia arcuata* Pr., *Y. scapha* Yok., *Y. triangulata* L. Krisht., *Y. cf. thraciaeformis* Störer, *Y. (Cnesterium) nabiliana* Sim., *Hiatella arctica* L. Мощность песчаниковой части разреза в междуречье Раkitинской и Б. Чажмы около 100 м. Выше в разрезе обособляется пачка преобладающих серых алевролитов с известковыми стяжениями и редкими прослоями мелкозернистых песчаников и остатками моллюсков *Yoldia caudata* Khom., *Y. cf. chojensis* Sim., *Nuculana (Borissia) alferovi vengeriensis* L. Krisht., *Mytilus edulis* L. Мощность пачки около 250 м.

Валентиновская свита. В междуречье Раkitинской и Б. Чажмы на левобережье р. Валентина алевролиты оленинской свиты сменяются вверх по разрезу мягкими бурыми песчаниками с прослоями алевролитов (мощность около 50 м), которые перекрываются толщей диатомитов мощностью около 140 м. Фаунистические остатки в валентиновской свите относительно редки. Наиболее характерные виды моллюсков: *Yoldia scapha* Yok., *Y. thraciaeformis* Störer. Отложения валентиновской свиты вскрываются также на берегу бухты Ольга в овраге, текущем с горы Обнажение.

Отложения, вскрытые на руч. Мутный и представленные чередованием песчаников и алевролитов, содержащих многочисленные остатки моллюсков *Nuculana crassatelloides* Laut., *N. (Borissia) alterovi* Slod., *Yoldia scapha* Yok., *Y. triangulata* L. Krisht., *Y. aff. caudata* Khom., *Y. chojensis* Sim., на основании сходства комплекса фауны сопоставляются нами с отложениями оленинской свиты бассейна р. Раkitинская. Ранее М. Ф. Двали относил эти отложения к таловской подсвите тюшевской свиты.

Таким образом, в поле распространения богачевской свиты, в понимании Л. А. Гречишкина и Л. П. Грязнова, устанавливается наличие отложений, соответствующих раkitинской, таловской, конусной и оленинской свитам сводного стратиграфического разреза

той части Кроноцкого района, которая лежит юго-восточнее надвига Гречишкина. М. Ф. Двали принимал за опорный разрез богачевской свиты разрез в верховьях р. Богачевка, в районе выхода нефти. Однако взаимоотношения богачевской и тюшевской свит он обосновывал наблюдениями по руч. Мудреный и р. Таловая, где, как показано выше, «богачевские» песчаники являются стратиграфическими аналогами конусной свиты. В связи с возникающей неясностью, а также с тем, что обнаженность в верховьях р. Богачевка неудовлетворительная и не позволяет выяснить взаимоотношения богачевского разреза с подстилающими и перекрывающими толщами, мы предлагаем сохранить термин «богачевская серия», имеющий историческое значение, за отложениями раkitинской свиты, которые, как было показано, являются стратиграфическими аналогами чажминской свиты. Отложения, вскрытые в левом берегу р. Богачевка, в районе выхода нефти, мы называем трухинской толщей, используя название, предложенное И. Б. Плешаковым для существенно песчаниковой части богачевского разреза.

Изложенные данные по стратиграфии Кроноцкого района показывают, что предстоит еще большая работа по составлению нормального разреза северо-западной части района, что немислимо, по нашему мнению, без детального картирования всей полосы, расположенной к северо-западу от надвига Гречишкина.

При корреляции разреза Кроноцкого района с подразделениями Международной геохронологической шкалы были приняты во внимание следующие обстоятельства. Ископаемые моллюски нижней подсвиты раkitинской свиты *Nucula* cf. *schmidti* L. Krisht., *Yoldia* cf. *laudabilis* Yok., *Macoma* cf. *sejugata* (Yok.) встречаются в маcигарской и гастелловской свитах Сахалина. Комплекс фауны средней подсвиты раkitинской свиты эндемичен: подобного комплекса не встречено в других районах Тихоокеанского подвижного пояса. Общим элементом с маcигарским фаунистическим комплексом здесь является лишь *Delectopecten watanabei* (Gok.), характерный для нижней части холмской свиты. Редко встречаемые в таловской свите *Yoldia cerussata* Slod., *Y. nitida* Slod. характерны для нижней половины ваямпольской серии Западной Камчатки, сопоставляемой с маcигарской и холмской (нижней частью) свитами Сахалина. В разрезе западного берега п-ова Ильинского наблюдается смена фаунистического комплекса с *Variamussium* маcигарским фаунистическим комплексом, характеризующим алугинскую свиту (Голяков, 1966). Таким образом, устанавливается соответствие раkitинской свиты маcигарской и алугинской свитам. Маcигарский фаунистический комплекс на Сахалине сменяется вверх по разрезу комплексом с *Nuculana crassatelloides* Laut. (верхняя часть холмской свиты) (Криштофович, 1964). В Кроноцком районе фаунистический комплекс с *Nuculana crassatelloides* Laut. характеризует отложения оленинской свиты (тюшевский фаунистический комплекс) (Пронина, 1969).

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ (АНТРОПОГЕНОВОЙ) СИСТЕМЫ В СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В строении четвертичных отложений и рельефа Западно-Сибирской низменности отчетливо выражена субширотная зональность, возникшая в результате деятельности материковых льдов и трансгрессий арктического бассейна. Все три крупные субширотные зоны низменности (северная ледниково-морская, центральная ледниково-континентальная и южная внеледниковая) отличаются и характером нижней границы четвертичной системы.

Северная ледниково-морская зона изучена слабее других зон, что подтверждается картами опорных разрезов, охарактеризованных фауной; особенно мало изучены междуречья крупных рек и внутренние районы полярного побережья (рис. 1). Южная граница этой зоны условно может быть принята между 63 и 64° с. ш.

Центральная ледниково-континентальная зона протягивается до 59—60° с. ш. на западе и до 61°30' у устья Подкаменной Тунгуски на востоке. У ее южной границы располагаются своеобразные краевые накопления среднеплейстоценового (самаровского) оледенения. В долинах рек в подпорных бассейнах они образуют континентальную бассейновую морену, на междуречьях — камовые или грядовые накопления ледникового материала. Вследствие осцилляций ледникового края и подпорных бассейнов южная граница этой зоны не может быть геометрически четкой, поэтому здесь выделяется приледниковая переходная подзона.

Южная внеледниковая зона простирается от 60° с. ш. до предгорий юго-восточного склона Урала и северных предгорий Восточного Казахстана, Алтая, Салаира, Саян. Внеледниковая зона расширяется на юге и сужается на северо-востоке.

Во всех трех зонах отложения, в разрезах которых можно решать вопрос о снижении границы четвертичной системы до основания апшеронского или акчагыльского яруса, выражены существенно различно.

СЕВЕРНАЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКАЯ ЗОНА

Основная особенность строения этой зоны — широкое развитие здесь в пределах верхнекайнозойских речных врезов преимущественно морской серии отложений, достигающей мощности 300 м, большая часть которой не выходит на дневную поверхность. На западе в бассейне Оби морские отложения различного

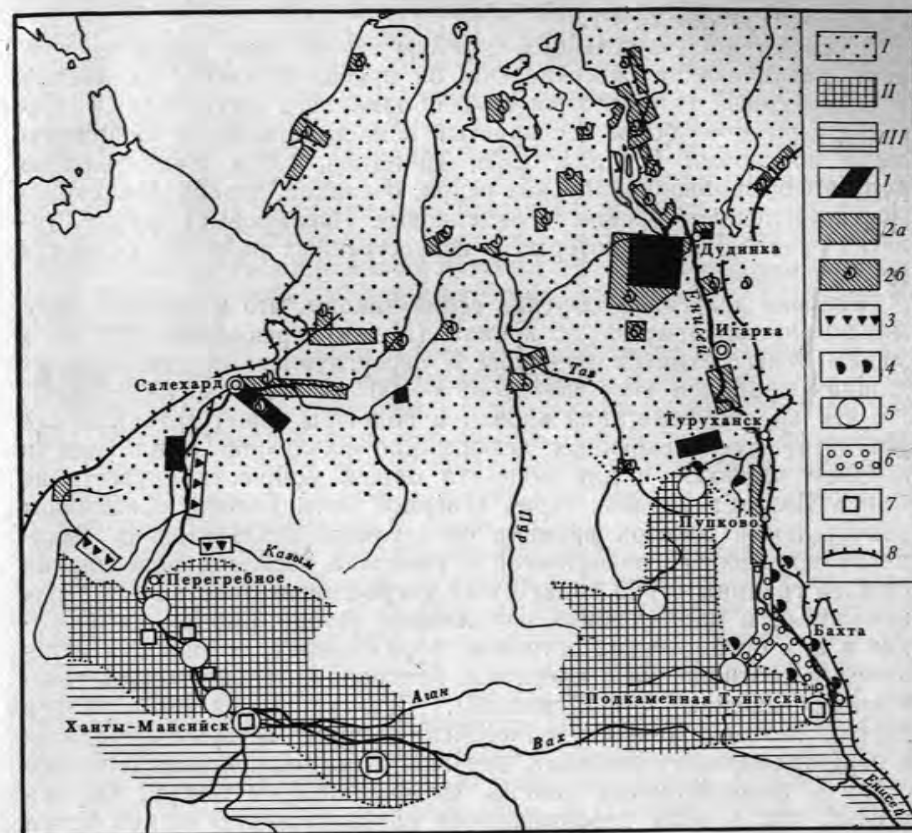


Рис. 1. Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валуносодержащих отложениях Западно-Сибирской низменности (по С. А. Архипову, В. И. Гудиной и С. Л. Троицкому, 1968): 1 — зона распространения отложений, содержащих валуны и остатки морских организмов. Местонахождения: 1 — фораминифер в отложениях ямальской и усть-енисейской серий (свит); 2 — фораминифер (а) и морских моллюсков (б) в салехардских (салаемальских) и санчуговских (санчуговско-тазовских) отложениях; 3 — спикул губок в салехардских отложениях; 4 — обломков и отдельных створок раковин морских моллюсков в санчуговско-тазовском горизонте. II — зона распространения немых отложений, содержащих валуны. Местонахождения: 5 — группа скважин или обнажений, в разрезах которых валунные отложения не содержат никаких органических остатков; 6 — то же в пределах Енисейской впадины под толщей отложений санчуговско-тазовского горизонта; 7 — отторженцы и гляциодислокации; 8 — границы Западно-Сибирской низменности. III — зона распространения валуносодержащих и фациально связанных с ними отложений с остатками пресноводных моллюсков и остракод

возраста объединяются в ямальскую серию; на востоке в бассейне Енисея им соответствует усть-енисейская серия (Архипов, Гольберт, Гудина, 1973).

Состав пород, слагающих морскую серию снизу вверх по разрезу, различный: в бассейне Оби он преимущественно глинистый и алевроитовый с прослоями грубообломочного материала, в бассейне Енисея — более песчаный и насыщенный грубообломочными прослоями (Гудина, 1976; Троицкий, 1972). Значительную роль в формировании морских серий, очевидно, играли ледниково-морские, ледово-морские и ледниковые (шельфовые) фации, генетические признаки которых в искусственных разрезах остаются не изученными.

Условия залегания морских серий таковы, что в бассейне Оби максимальные отметки их кровли (Мужи) превышают 200 м, а минимальные отметки подошвы в переуглубленных современных днищах прадолин колеблются от —100 до —250 м (Яре-Сале). Но эти высоты залегания кровли и подошвы серий возникли как результат многочисленных деформаций различной амплитуды в позднем кайнозое и для подсчета общей мощности служить не могут. Возраст морских серий северной зоны Сибири охватывает значительный отрезок времени от верхнего эоплейстоцена (минделя) до верхнего плейстоцена и голоцена. Основой определения нижней границы серий является их ингрессивное залегание в верхнемеловых и палеогеновых отложениях севера Сибири, содержание в них органических остатков: фораминифер, остракод и пелеципод и соотношение с древними, предположительно эоплейстоценовыми, моренами (шайтанской). Остатки губок (*Hibolites*) и других мезозойско-нижнекайнозойских форм, которые находятся в переотложенном состоянии, связаны с ингрессией морского бассейна в разработанные долины крупных прарек севера, но возможно, что в этом переотложении органических остатков играл роль и ледниковый фактор.

Фауна фораминифер изучена В. И. Гудиной (1962—1976). Нижняя часть морской толщи мощностью от 15 до 70 м сложена суглинками и супесями с рассеянной галькой и гравием или валунными мореноподобными суглинками и супесями. В них встречаются фораминиферы, отнесенные автором к тильтимскому комплексу, распространенному в Нижнем Приобье на Мужинском Урале и среднем течении р. Полуй. Сходный по составу (и структуре) комплекс фораминифер (болгохтохский) распространен в низовьях Енисея, на Таймырской низменности и р. Котуй. Характерные черты этого самого древнего комплекса фораминифер морских серий: 1) присутствие арктических и бореально-арктических видов, приспособившихся к незначительному опреснению вод; 2) обедненность видового состава комплекса; 3) примесь в основании разрезов переотложенных дочетвертичных фораминифер. Основными формами (доминантными, по автору), встреченными в массовом количестве, являются: *Elphidium subclavatum* Gud.,

E. obesum Gud., *Criboelphidium granatum* Gud., *C. goesi* Juv., *Protelphidium orbiculare* (Brady). В комплексе содержатся также многочисленные, но своеобразные формы (акцессорные, по Гудиной): *Islandielfa islandica* (Norv), *Cassidulina subacuta* Gud., *Tappanella arctica* Gud., *Stainforthia loeblichii* (Feyling-Hanssen). Древнейший комплекс фораминифер относится к обитателям холодноводных бассейнов небольших глубин (не более 500 м) с отрицательными температурами придонных вод и соленостью несколько ниже нормальной (30—32‰). Палеогеографические условия обитания фораминифер ближе всего стоят к позднеледниковью. Генезис отложений морской серии ледниково-морской, накопление во время рецессии ледника и в начальный — ингрессивный этап плейстоценовой трансгрессии Арктического бассейна на севере Сибири.

Возраст всей нижней пачки морской серии оценивается как конец раннего — начало среднего плейстоцена (миндель — начало миндель-рисса), причем в стратиграфической схеме они располагаются выше морены «древнего» оледенения, установленной на Печорском севере, в бассейне Сосьвы (шайтанская морена) и в низовьях Енисея. Оценку возраста этой морены до сих пор можно считать дискуссионной (Гудина, 1976).

Верхняя граница верхнеэоплейстоценовых (миндельских) отложений Северной Сибири согласная и на миндель-рисские отложения с тильтимским (или болгохтохским) комплексом фораминифер без следов перерыва в осадконакоплении ложатся морские слои сравнительно небольшой мощности (20—45 м) среднелейстоценового возраста (миндель-рисс), содержащие наряду с фораминиферами раковины моллюсков. Они выделены под названием слоев с обским или туруханским комплексом фораминифер, входящих в палеонтологическую зону *Miliolinella rugiformis*.

В морских фациях северной зоны, в Приенисейской ее части, встречены также диатомовые водоросли: наряду с четвертичными заключены диатомеи палеогенового, неогенового и более древнего возраста, а также споры и пыльца, носящие следы неоднократного переотложения (Гудина, 1976). Все эти находки подтверждают ингрессивный характер морской серии отложений и вследствие своей несингенетичности оснований для понижения ее нижней границы не дают. В Приенисейской Сибири (бассейн Курейки) в озерно-аллювиальной глинистой толще погребенной прадолины П. И. Дорофеевым указывается холодостойкая тундровая флора с *Betula nana* L., *Larix* cf. *sibirica*, *Dryas octopetala* L., которую автор считает древней, вероятно плиоценовой, но в составе самой флоры плиоценовые формы или комплексы не приводятся (Дорофеев, Межвилк, 1956). Оценку возраста следует считать условной, так как подтверждения плиоценового возраста погребенного аллювия или морских серий до настоящего времени не имеется.

Следовательно, наиболее древний возраст верхнекайнозойских морских толщ северной ледниково-морской зоны — нижнеплейсто-

лее древние элементы разреза эоплейстоцена известны в южной переходной подзоне (приледниковой) вблизи устья Иртыша (Фениксова, 1974).

В восточной части ледниково-континентальной зоны (в бассейне Енисея) под мореной максимального оледенения у устья р. Бахта известны находки рога *Alces latifrons* Dawk. (Зарина и др., 1961) — лесной формы тираспольского фаунистического комплекса, свидетельствующей о нижнеплейстоценовом возрасте и межледниковом характере верхних слоев туруханской свиты, подстилающей здесь самаровскую морену. В центре низменности в древних досреднеплейстоценовых долинах сохранились континентальные фации аллювия с остатками наземной лесной и тундровой флоры и лесной фауны (ларьякская свита), которая позволяет утверждать, что ледник в этой зоне двигался по суше со значительно расчлененным рельефом.

Таким образом, центральную ледниково-континентальную зону можно охарактеризовать четкой «абляционной» нижней границей, где отсутствуют непрерывные разрезы плейстоценовых и эоплейстоценовых (нижнечетвертичных) отложений, и перерыв на границе возник как результат последующего ледникового выноса.

ЮЖНАЯ ВНЕЛЕДНИКОВАЯ ЗОНА

Южная внеледниковая зона Западно-Сибирской низменности характеризуется большой полнотой разрезов, содержащих различные органические остатки пограничных слоев плиоцена и нижнего плейстоцена, что может быть положено в обоснование новой нижней границы системы.

Значительное количество фаунистических находок приурочено к приледниковой зоне, имеющей нечеткие границы в пространстве. В бассейне Оби в крупной новейшей тектонической впадине — Ханты-Мансийской, — унаследованной от древних этапов развития плиты, известны нижнеплейстоценовые отложения. В низовьях Иртыша в непрерывном разрезе на основании фауны млекопитающих тираспольского комплекса (*Archidiscodon wüsti*) был выделен нижний плейстоцен и по фауне хазарского комплекса (*Mammuthus trogontherü* M. Pavl.) — средний плейстоцен (Волкова, 1977). Фауна млекопитающих нижнего плейстоцена залегает под нижним слоем бассейновой морены и ниже озерных отложений семейкинской свиты нижнего плейстоцена. Под глинами нижнего плейстоцена залегает толща аллювиальных песков с прослоями глин (больше 50 м), в которых выделены климатические и ландшафтные изменения обстановки осадконакопления, синхронные похолоданиям и потеплениям эоплейстоцена (талагайкинская свита; Каплянская, Тарноградский, 1974). Аллювий этой древней долины пра-Иртыша содержит элементы более древнего плиоценового осадконакопления. Но провести границу плиоцена и плей-

стоцена в этой однородной толще аллювиальных песков невозможно из-за отсутствия биостратиграфических данных (Фениксова, 1974).

В более южных районах внеледниковой зоны широко развиты разнообразные аллювиальные, озерно-аллювиальные, половодно-ледниковые фации и фации подпорных бассейнов (Фениксова, 1974, 1977). Наиболее древние фаунистические остатки встречаются на юго-западе и юге в отложениях кустанайской, селетинской, иртышской и кочковской свит и в битекейских слоях Пришимья.

В кустанайской свите найдены и определены: *Paracamelus praebactrianus* Orl., *Camelus praebactrianus* Orl., *Archidiscodon meridionalis* Nesti, *Ananculus arvernensis* Cr. et Job., *Prochotona ex gr. exinia-gigas* (Arg. et Pidopl.), *Trogonthierium minus* New., характеризующие нижнюю часть кустанайской свиты (Бобоедова, 1974; Вангенгейм, 1977). В опорном разрезе битекейских слоев в Пришимье комплекс той же фауны совместно с фауной пелеципод, остракод и мелких млекопитающих рассматривался многократно (Шанцер и др., 1967; Бобоедова, 1974; Волкова, 1977; Вангенгейм, 1976). В кустанайской свите также известна фауна моллюсков и остракод. Как и для битекейских слоев, для нижних слоев кустанайской свиты характерны различные униониды, скульптурованные *Viviparus polytropys* L. и другие гастроподы (*Bithynia kirgisorum* Lindh.); для верхних — *Valvata piscinalis* Lindh., *Sphaerium capillaceum* Lindh., *Corbicula fluminalis* Müll. (Бобоедова, 1974). В битекейских слоях Пришимья содержится характерная фауна мелких млекопитающих — разнообразные *Lagomorpha* и бесцементные корнезубые полевки. По присутствию видов *Miomys hintoni* Feif. и *M. polonicus* Kov. битекейский стратотипический разрез коррелируется с нижневилафранкскими отложениями Центральной Европы. Фауна полевок может рассматриваться как руководящая для плиоцена (эоплейстоцена) и положена в основу выделения опельзон для Северной Евразии (Вангенгейм, Зажигин, 1972; Вангенгейм, 1976). Кустанайская свита залегает с перерывом на отложениях павлодарской свиты верхнего миоцена и нижнего плиоцена, содержащих гиппариновый комплекс фауны в стратотипическом разрезе у Павлодара на Иртыше и в красно-бурых глинах Тургайского прогиба. Последние сопоставляются с кумак-тушлинскими слоями Южного Урала, содержащими остатки *Mastodon borsoni* Наяу (Яхимович, 1965; Бобоедова, 1974).

Возраст кустанайской свиты датируется концом среднего плиоцена и поздним плиоценом по совокупности всех палеонтологических данных (N_2^{2-3}). По сопоставлению со схемой Понто-Каспийской области это соответствует апшеронскому и ачкагыльскому ярусам или кьяльницкому ярусу. По общей схеме четвертичной (антропогеновой) системы возраст кустанайской свиты определяется как нижний эоплейстоцен или нижний вилафранк Центральной Европы (Вангенгейм, Зажигин, 1972; Бобоедова, 1974).

Выше кустанайской свиты залегает жуншилинская свита мощностью от 18 до 95 м. Фауна млекопитающих (*Rhinoceras aff. mercki* Jaeg.) предположительно связывается с отложениями этой свиты; фауна моллюсков и остракод не найдена.

Возраст жуншилинской свиты определяется как переходный от верхнеплиоценового до нижнеплейстоценового на основании согласного залегания и постепенного перехода с подстилающей кустанайской свитой и врезом в жуншилинскую свиту тобольской террасы (миндель-рисской) современных долин с фауной хазарского комплекса *Mammuthus trogontherii*. Возможно, что жуншилинская свита соответствует апшеронскому ярусу, как это предполагает А. А. Бобоедова (1974). В юго-западном участке внеледниковой зоны нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы наиболее обоснованно может быть понижена до подошвы кустанайской свиты и битекейских слоев, т. е. до подошвы акчагыльских отложений Понто-Каспия или морских слоев астиийского яруса Средиземноморья с абсолютным возрастом от 3,3 до 3,5 млн. лет.

На юге внеледниковой зоны, в Прииртышье, на отложениях павлодарской свиты верхнего миоцена и нижнего плиоцена (N_1^3 — N_2^1) или на разновозрастных отложениях иртышской свиты с размывом залегает аллювиальная пачка песков с гравием в основании мощностью от 10 до 15 м, выделенная под названием подпуск-лебяженских слоев. В ней внизу содержатся остатки архичного слона *Archidiscodon gromovi* Gar. et Alex., *Equus stenonis* Cochi, *Miomys* cf. *coelodus* Kretz, *M.* cf. *plioaenicus* F. Major.; вверху — фрагментарные остатки *Archidiscodon* cf. *meridionalis* (Nesti), *Eguus* cf. *süssenbornensis* Wüst. Внизу встречен также комплекс остракод, общий с остракодами кочковской свиты Кулунды. Фауна млекопитающих базальных подпуск-лебяженских слоев относится к хазарскому комплексу, а в верхней части она более молодая. Весь стратотипический разрез подпуск-лебяженских слоев Э. А. Вангенгейм (1976) относит к среднему эоплейстоцену, считая их возраст более молодым, чем возраст битекейских слоев. Палинологические данные свидетельствуют о широком развитии во время формирования подпуск-лебяженских слоев луговой и степной растительности, а в конце формирования — лесостепной с участием широколиственных (Волкова, 1977). Подпуск-лебяженские слои согласно перекрываются кулундинской свитой четвертичного возраста. Возраст подпуск-лебяженских слоев соответствует верхнему плиоцену и началу эоплейстоцена (N_2^3 — Q_1^1), следовательно, между ними и подстилающими слоями павлодарской свиты значительный перерыв (не менее 1 млн. лет), соответствующий приблизительно среднему плиоцену (Фениксова, 1964).

На север и восток от Павлодарского Прииртышья плиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения распространены широко, но стратиграфия их разработана слабо. Выделенная В. А. Мар-

тыновым (1961) кочковская свита не имеет местами биостратиграфической характеристики, и ее «аналоги» выделяются исследователями по общему стратиграфическому положению или литологическим признакам. В стратотипических разрезах Приобья кочковская свита делится на три пачки (снизу вверх): барнаульскую, ерестинскую и кубанкинскую. В нижней найдены остатки *Archidiscodon* sp.? *meridionalis* (Nesti) и своеобразной лошади *Allohippus* (Рясина, 1962). Кроме остатков крупных и мелких млекопитающих таманского комплекса в ней содержатся своеобразный комплекс остракод, получивший название кочковского, и богатые захоронения спор, пыльцы, плодов и семян. По остаткам плодов и семян основу флоры составляют ныне живущие виды Западной Сибири с примесью вымерших экзотических и реликтовых видов: *Azolla integracialica* Nikit., *A. pseudopinada* Nikit., *Salvinia glabra* Nikit., *S. tuberculata* Nikit., *S. natans* (Z) All. Присутствуют остатки растений с другими современными ареалами (бореальная тайга, субальпийская или альпийская зона): *Salvinia natans* (Z) All., *Potamogeton filiformis* Pers., *P. aloinus* Bald., *P. oltusififormis* Mert. et Koch, *Carex panciflora* Lightf., *Potentilla anserina* L. и др. Древесные формы и кустарники представлены семенами березы, ели, ивы, ольхи, бузины. Эти семенные комплексы типичны для безлесных разнотравно-луговых степей с болотно-озерными водоемами (Никитин, 1970).

По палинологическим исследованиям устанавливается многократная смена развития растительности (6 фаз) — от чередования лесостепей современного типа до развития открытых пространств с зеленомошными болотами и долинными лесами; и дальнейшего становления растительности, по структуре близкой к современной лесотундре и даже тундре. Миграция арктических и гипарктических форм на юг достигала 800—1000 км от района их современного обитания (Волкова, 1977).

На Предалтайской равнине кочковская свита также делится на три подсвиты. В нижней (троецкой) подсвите известны остатки грызунов: *Miomys polonicus* Kow., *M. hintoni* Feif и др. В средней (козихинской) подсвите в стратотипе найдены остатки *Miomys plioaenicus* F. Major., *M. coelodus* Kretz?., *Allohippus* sp. В тех же отложениях на р. Таловке известен неполный скелет *Archidiscodon* cf. *meridionalis* (Nesti). В отложениях верхней (раздолинской) подсвиты найдены многочисленные остатки грызунов и зайцеобразных: *Miomys plioaenicus* F. Major., *M. pusillus* Meh., *M. intermedius* Nev., *Villanyia fejervayi* (Korm.), *Prolagurus* (P) *pannonicus* (Korm.), *Alophaimys plioaenicus* (Korm.), *Palaeoloxodon* sp., *Equus* sp. (Адаменко, Зажигин, 1965).

На огромном пространстве от предгорий Рудного Алтая и Салаира до Омского и Тарского Прииртышья и Иртыш-Ишимского междуречья, где развита кочковская свита, литологический ее состав многократно меняется. В ней выделяются аллювиальные, озерные и субаэральные фации и наблюдаются резкие колебания

мощности, зависящие от характера древнего рельефа. Максимальная мощность свиты 80 м. По возрасту кочковская свита отвечает большому диапазону: она залегает на таволжанской свите миоценового возраста или павлодарской свите нижнеплиоценового возраста и перекрывается среднеплейстоценовыми отложениями красnodубровской свиты. Оценивается возраст кочковской свиты в разных районах Западно-Сибирской плиты по-разному: от среднеплиоценового, одновозрастного азийскому ярусу Европы, до раннеплейстоценового, соответствующего миндельскому в Альпах (Адаменко, Зажигин, 1965). В стратотипе Кулундинского Приобья возраст кочковской свиты отнесен к позднему плиоцену — эоплейстоцену (Мартынов, 1968); в Барабинской степи и Тарском Прииртыше он оценен от эоплейстоцена, соответствующего апшерону Понто-Каспия, до раннего плейстоцена (миндель).

Такое различие в оценке возраста свиты зависит от относительной редкости палеонтологических характеристик, а также от изменчивости литологии и генезиса отложений свиты, когда нет уверенности в корреляции разрезов на больших пространствах. Только один показатель остается во всех оценках неизменным — нижняя граница свиты и нижний предел возраста — среднеплиоценовый, что свидетельствует в пользу выбора самого значительного снижения границы четвертичной (антропогенной) системы до подошвы азийских слоев с абсолютным возрастом 3—3,5 млн. лет. Отложения кочковской свиты, отвечающей непрерывному осадконакоплению нижней части верхнего кайнозоя, залегают с размывом на павлодарской свите нижнего плиоцена, что делает нижнюю границу наиболее четкой. Вполне возможно, что в перерыв между свитами попадают те отложения плиоцена, которые соответствуют на юге Западной Сибири различным стратиграфическим интервалам — апшерону и части акчагыла, поэтому в различных районах нижняя граница имеет несколько различное положение.

В настоящее время рубеж среднего и нижнего плиоцена — наиболее естественная историческая граница четвертичной системы (антропогена) в Сибири. Этот рубеж характеризуется активизацией тектонических движений в преакчагыльское время, которая привела к размыву кровли нижнего плиоцена, что следует из залеганий с размывом кустанайской и кочковской свит (и биткейских слоев) на подстилающих породах, а также изменениями растительности, климата и животного мира. Растительность и климат изменялись от субтропического типа к бореальному, растительные зоны испытали значительное смещение к югу. Среди крупных млекопитающих появились южные слоны, авернские мастодонты, лошади (*Equus stenonis*), верблюды — типичные представители антропогенной фауны (виллафранк Европы). В составе фауны мелких млекопитающих наблюдается расцвет полевок рода *Mitomys*, позволяющий положить эту фауну в основу детальной стратиграфии (оппельзоны; Вангенгейм, 1975). В мала-

кофауне также наблюдаются изменения, выразившиеся в обеднении видового состава их комплекса и сохранении отдельных представителей среднеплиоценовой левантинской фауны, наряду с появлением эндемичных, типично сибирских унioniд и широким распространением бореальной фауны современного облика (вальват, корбикул, пизидиумов и др.) (Фениксова, 1977).

Следовательно, основные критерии для утверждения границы в основании среднего плиоцена в южной и юго-западной частях Западно-Сибирской низменности имеются.

В юго-восточной части внеледниковой зоны в Обской области между устьями рек Инь и Томь нижняя граница четко определяется по фауне млекопитающих, моллюсков и флоре в основании верхнекиреевской подсвиты (Фениксова, 1974, 1977). В Приенисейской области миоценовые отложения представлены красноцветными песчано-галечниковыми отложениями, обогащенными лимонитом и местами каолинитом (кирнаевская свита), и слагают участки погребенных долин пра-Енисея в пределах новейших тектонических впадин. В Тасеевской впадине в озерно-аллювиальных отложениях пра-Енисея спорово-пыльцевые спектры характеризуются обильными остатками теплолюбивой широколиственной флоры миоценового облика: *Juglans*, *Planera*, *Nyssa*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Magnolia*, *Liquidambar*. Плиоценовые отложения в этом районе врезаны в отложения кирнаевской свиты и слагают самые древние аллювиально-пролювиальные грубообломочные толщи выдвинутых террас крупных рек (XI, X IX), придолинные поверхности выравнивания и участки погребенных долин (Фениксова, 1964). Плиоценовый возраст определяется в них по врезу в миоценовой толще, остаткам *Rhinouras* sp., *Elephus* sp. и спорово-пыльцевым спектрам переходного типа: сосново-березовых лесов с примесью ольхи и реликтами широколиственных теплолюбивых форм миоценового облика. В серии более низких террас (VII, VIII) или погребенных рек Енисея и Ангары содержится фауна млекопитающих таманского комплекса: *Equus süssenbornensis* (Вангенгейм, 1975); *Archidiscodon*, близкого к *A. meridionalis tamensis*.

Следовательно, в Приенисейской части внеледниковой зоны нет четкого разделения плиоценовых отложений на ярусы, поэтому к рубежу среднего и нижнего плиоцена здесь следует относить эрозивный врез между X и IX надпойменными террасами. Такой принцип, несмотря на некоторую условность возраста, вполне отвечает моменту оживления неотектонических движений, установленному в преакчагыльское время в юго-западной и нижней частях внеледниковой зоны, на границе нижнего и среднего плиоцена. Современные материалы по строению нижних частей разрезов четвертичных отложений и пограничных плиоценовых отложений в Западно-Сибирской низменности показывают, что наиболее четкой естественноисторической границей четвертичной (антропогенной) системы в новом объеме является граница в основании сред-

него яруса плиоценового отдела. В наиболее полных разрезах внеледниковой зоны низменности на юго-западе она может быть проведена в основании кустанайской свиты среднего-верхнего ярусов плиоценового отдела, на юге — в основании кочковской свиты и на юго-востоке — в основании верхнекиреевской подсвиты или подошве аллювия X надпойменной террасы Енисея и Ангары. Центральная ледниково-континентальная зона не имеет биостратиграфически охарактеризованной нижней границы, и ее условно можно назвать «абляционной». В северной ледниково-морской зоне из-за отсутствия плиоценовых отложений вопрос о понижении границы четвертичных отложений решаться не может.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М., Зажигин В. С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты Южной Кулунды. — В сб.: Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. М., «Наука», 1965.
- Архипов С. А., Гольберт В. В., Гудина В. И. О так называемом морском плиоцен-плейстоцене Енисейского севера. — «Изв. Новосибир. отд. Геогр. о-ва СССР», вып. 6. Новосибирск, 1973.
- Архипов С. А., Гудина В. И., Троицкий С. Л. Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валунных отложениях Западной Сибири в связи с вопросом о их происхождении. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Сибири. М., «Наука», 1968.
- Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. — «ДАН СССР», 1976, т. 231, № 5.
- Бобоедова А. А. Стратиграфия и условия образования плиоценовых и четвертичных отложений Тургайского прогиба. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М., «Наука», 1976.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница. — В сб.: Докл. к Междунар. коллоквиуму по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой», т. 2. М., «Наука», 1972.
- Волкова В. С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. Новосибирск, 1977.
- Гросвальд М. Г. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов (на примере европейской Арктики). — «Мат-лы гляциол. исслед. (МГТ). Хроника обсуждения», вып. 16. М., «Наука», 1970.
- Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск, 1976.
- Дорофеев П. И., Межвилк А. А. О плиоценовых отложениях и флоре р. Курейки. — «ДАН СССР», 1956, т. 110, № 3.
- Зарина Е. П. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. — «Мат-лы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Нов. сер.», вып. 4. М., изд. ВСЕГЕИ, 1961.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», т. 214. Л., «Недра», 1974.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965.

- Мартынов В. А. Поздненеогеновые (раннеантропогенные) отложения юга Западной Сибири. — В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968.
- Никитин В. П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды). — «Труды Ин-та геологии и географии Сиб. отд. АН СССР», 1970, вып. 92.
- Ряпина В. Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Приобья. — «Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1962, № 27.
- Троицкий С. Л. Палеогеографическое районирование плейстоценовых морских бассейнов Северной Евразии по распространению моллюсков. — В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск, 1972.
- Фениксова В. В. Строение неоген-четвертичного покрова внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1964, № 6.
- Фениксова В. В. Водные отложения верхнего кайнозоя бассейна среднего течения Оби. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1974, № 5.
- Фениксова В. В. Верхний кайнозой юго-востока Западно-Сибирской низменности. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977.
- Шандер Е. В. и др. Кайнозой центральной части Казахского щита. — «Мат-лы по геологии Центрального Казахстана». М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Шумилова Е. В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби. Новосибирск, 1974.
- Яхимович В. Л. Антропоген Южного Урала. М., «Наука», 1965.

А. В. КОЖЕВНИКОВ

АНТРОПОГЕН ПРЕДГОРИЙ КАВКАЗА (проблемы стратиграфии и палеогеографии)

Антропоген предгорий Кавказа — это осадки Каспийского и Черного морей, а также континентальные их аналоги, заполняющие предгорные прогибы и межгорные впадины. Среди не вполне решенных проблем, возникающих при изучении антропогена предгорий Кавказа, прежде всего следует назвать стратиграфическое его расчленение и установление нижней его границы.

В качестве одного из возможных вариантов нижней границы антропогена уже давно рассматривается подошва ачкагыльских отложений (Громов и др., 1969). Однако известно, что нижнеачкагыльский (молдавский) комплекс фауны млекопитающих своими корнями уходит в киммерий и продуктивную толщу, в «средний плиоцен» Понто-Каспия. С этим отрезком геологической истории, вероятно, связано формирование фауны грызунов «кучурганского гравия» (Шевченко, 1965), появление родов *Leptobus*, *Cervus* (Алексеева, 1974), предков африканских слонов и, главное, австралопитеков (Иванова, 1974; Maugice, 1976), что позволяет еще более расширить пределы антропогена. С таким решением хорошо согласуются многие особенности регионального стратиграфического расчленения новейших осадочных образований Каспийско-Черноморско-Кавказского региона (Жижченко, 1968; Кожевников, 1968).

Региональная стратиграфия каспийско-черноморских осадочных серий, в том числе и в предгорьях Кавказа, основывается на анализе цикличности хода событий — смены фаун, солености бассейнов, осадочного процесса (Андрусов, 1918).

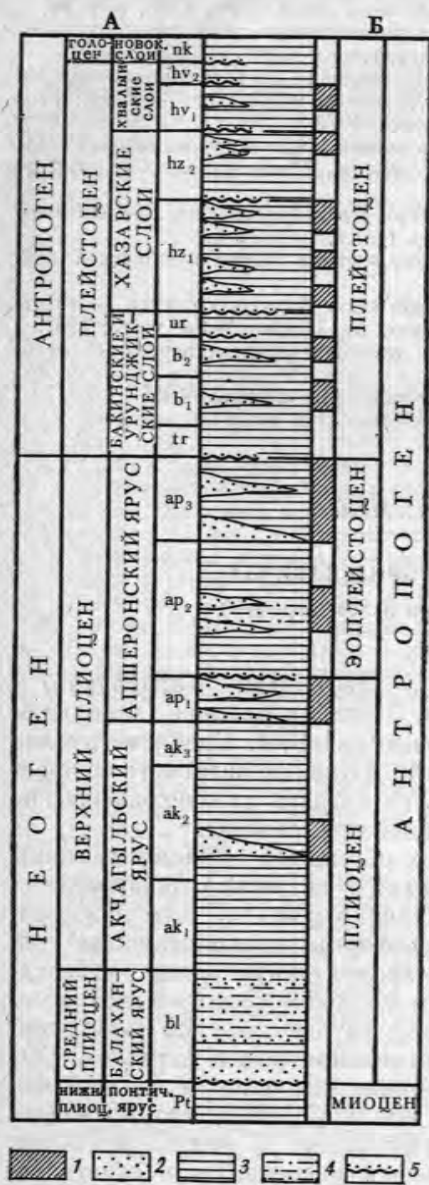


Рис. 1. Стратиграфическое подразделение каспийских отложений (А — традиционное, Б — один из возможных вариантов); 1 — зоны похолоданий, выявленные по палинологическим и иным данным; 2 — пески; 3 — глины; 4 — алевроиты; 5 — границы размыва

Вместе с тем, как правильно отметил в «Основах стратиграфии» Г. П. Леонов (1973, 1974), принципы выделения циклов и ритмов, особенно для верхней антропогеновой части каспийских и черноморских разрезов, разработаны не в полной мере. Это усложняется в настоящее время все большей и большей дробностью обособляемых стратиграфических подразделений.

Сводный разрез антропогеновых отложений замкнутого Каспия в предгорьях Кавказа представлен на рис. 1. На глинистую понтическую часть продуктивной толщи ложится грубообломочная свита перерыва. Выше следуют песчано-глинистые отложения, составляющие балаханскую, сабунчинскую и сураханскую свиты, сначала с эвригалинными (*Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones.)), а затем пресноводными (*Cyprinotus salinus* (Brady), *Heterocypris incongruens* (Ram.)) остракодами, жившими, лишь в опресненных зонах этого в основном засоленного бассейна.

Сураханская свита по палеомагнитным данным в значительной мере синхронна нижнему акчагылу, являясь его прибрежной прес-

новодной фацией. В ином варианте над продуктивной толщей в непрерывном разрезе лежат глины нижнего акчагыла с *Cardium dombra* Andrus., *Maetra karabugasica* Andrus., пески «среднего акчагыла», по А. А. Али-заде (1969), с лимнеидами, песчано-глинистые отложения с кардиумами и мактрами и, наконец, глины с обедненной солоноватоводной фауной, постепенно переходящие в мощную (более 100 м) глинисто-алевритовую толщу так называемого «нижнего апшерона» с *Pseudocatillus catilloides* (Andrus.), *Dreisena eichwaldi* (Andrus.), *Limnea (Radix) lessonae* Andrus., *Unio pseudorumanus* Tschep., *Anodonta transcaucasica* Bog.

Граница между нижним и средним апшероном в большинстве случаев соответствует перерыву в осадконакоплении (Али-заде, 1973). Вышележащие песчано-глинистые отложения содержат *Apscheronia propinqua* (Eichw.) и другие солоноватоводные формы. Над этим интервалом разреза в западной части Куринской впадины выделяется опресненный «средний апшерон» — мощная галечно-песчано-суглинистая свита с лимнеями, гидробиями, дрейсенами и корбикулами (Султанов, 1964). Вышележащие глины снова содержат солоноватоводный фаунистический комплекс с *Apscheronia propinqua* (Eichw.). Завершают апшерон серые глины с прослоями песков, с фауной опресненного бассейна (*Hurcania intermedia* (Eichw.) и др.).

Бакинские отложения начинаются мелководной тюркянской свитой, охарактеризованной пресноводными и эвригалинными остракодами бакинского типа. Переход от тюркянской свиты к нижнебакинским отложениям с *Didacna parvula* Nal. и *D. catillus* Eichw. в тех местах, где эта свита выделяется, чаще всего постепен. Между нижне- и верхнебакинскими слоями с *Didacna rudis* Nal. и *D. carditoides* Andrus. в пределах поднимающихся территорий устанавливается граница размыва. В прогибах разрез непрерывен.

Особое место в сводном разрезе каспийского антропогена (см. рис. 1) занимают урунджикские слои с *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. (мингечаурские, по Б. Г. Векилову, 1969). От бакинских отложений в прибрежных районах они отделены границей размыва (Федоров, 1957). Вместе с тем известно, что урунджикская фауна тяготеет к верхнебакинской.

Постурунджикская (предхазарская) регрессия по сравнению с преурунджикской была не менее отчетливой. Выше соответствующей границы размыва, ярко выраженной в разрезах окраин Каспийского бассейна, располагается мощная нижнехазарская солоноватоводная толща с *Didacna subpyramidata* Prav., *D. naliokini* Wass. и затем верхнехазарские отложения с *D. surachanica* Andrus. Последние в прибрежных зонах древнего Каспия отделены от нижнехазарских перерывом в осадконакоплении. Имеется перерыв и в основании вышележащих хвалынских, а также новокаспийских слоев.

Уже самый общий анализ последовательности слоев и свит, охарактеризованных выше (см. рис. 1), показывает, что в целом они составляют один осадочный цикл, соизмеримый с предшествующими мезотическим и понтическим. Этот цикл высшего порядка начинается со свиты перерыва продуктивной толщи. Именно здесь фиксируется наиболее крупная регрессия, связанная с интенсивным тектоническим опусканием Южно-Каспийской впадины и одновременным энергичным воздыманием Кавказа (Милановский, 1963). На этом рубеже возник замкнутый Каспий, существующий по настоящее время.

Все остальные трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии замкнутого Каспия были обусловлены изменениями баланса между стоком в него и испарением с его поверхности (Туголесов, 1948). Тектонические движения в пределах акватории и окружающей суши сдерживали или, наоборот, усиливали трансгрессивное (или регрессивное) состояние Каспия в целом и в пределах отдельных районов. Речной сток в замкнутый Каспий в течение антропогена испытывал резкие колебания. Уже предбалаханская регрессия, имеющая тектоническое происхождение, была усилена влиянием аридного климата южного Прикаспия во время формирования продуктивной толщи. Таким образом, циклы и ритмы, выделяющиеся в сводном разрезе каспийского антропогена, имеют в подавляющем большинстве случаев гидрологическую и в конечном счете климатическую основу.

Колебания климата, несомненно общепланетарные, были усилены в связи с возникновением оледенения. Это заключение относится не только к плейстоцену, но и к более ранним этапам развития замкнутого Каспия — акчагыльскому и апшеронскому. Наличие акчагыльских и апшеронских ледниковых образований в настоящее время установлено для центральных районов Большого Кавказа (Милановский, 1966), аналогичные обстановки зафиксированы для Исландии, предполагаются для Скандинавского полуострова.

Анализируя последовательность свит и соподчиненность циклов в антропогене предгорий Кавказа (см. рис. 1), необходимо иметь в виду четыре наиболее характерных состояния Каспийского бассейна: 1) регрессивное; 2) трансгрессивное солоноватоводное — с постепенным оттеснением опресненных зон к приустьевым участкам крупных речных артерий; 3) трансгрессивное опресненное — с распространением опреснения на всю акваторию; 4) трансгрессивное зональное, когда в пределах акватории наряду с опресненными сохраняются и солоноватоводные зоны.

Основание разреза (см. рис. 1) — балаханская, сабунчинская и сураханская свиты — соответствует постепенному расширению размеров замкнутого Каспия до размеров нижеакчагыльского бассейна. Нижеакчагыльский бассейн развивался как солоноватоводный с постепенным оттеснением пресных вод в эстуарии и лиманы — к предгорьям Кавказа. «Средний акчагыл», по

А. А. Али-заде (1969), воспринимается в качестве регрессивной фазы в развитии Каспия. Однако даже в пределах поднимающихся структур (Апшеронский полуостров) переход между нижеакчагыльскими слоями и опесчаненным «средним акчагылом» вполне постепенен. Опреснение Каспия в это время было значительным и, вероятно, охватывало почти всю акваторию Каспийского бассейна. Солоноватоводный бассейн, сменивший среднеакчагыльское опреснение, является для акчагыла максимальным. Но следующая фаза в развитии Каспия, соответствующая пресноводному «нижнему апшерону», представляется трансгрессивной в еще большей степени. С. А. Ковалевский (1936) отмечал, что это самый крупный разлив пресных вод из всех, которые переживал когда-либо замкнутый Каспий. Опреснение бассейна, по-видимому, было полным (или почти полным). Лишь после «нижнеапшеронской» пресноводной трансгрессии фиксируется первое крупное сокращение размеров Каспийского бассейна и завершается трансгрессивный цикл, все свиты которого начиная со «свиты перерыва» в средней части продуктивной толщи связаны друг с другом постепенными переходами. Новый цикл начинается с регрессивных слоев, лежащих в основании солоноватоводного апшерона. Следующая существенная регрессия намечается лишь в предхарьковское время. Регрессий подобных размеров впоследствии Каспий уже не испытывал.

Таковы крупные регрессивно-трансгрессивные циклы в разрезе каспийского антропогена, имеющие климатическую основу. Как можно видеть (см. рис. 1), они имеют мало общего с принятым стратиграфическим его расчленением. Каспийская стратиграфия базируется либо на анализе развития моллюсковых фаун (Колесников, 1950; К. А. Али-заде, 1954; А. А. Али-заде, 1969, 1973), либо на обобщении климатических ритмов. Последнее опирается на детализацию ранее разработанной палеонтологической основы путем привлечения комплекса данных — литолого-фациальных, палеонтологических, основанных на изучении остракод, диатомей, пресноводных и наземных моллюсков; макро- и микромаммалий, а также радиологических и палеомагнитных (Ковалевский, 1936; Кожевников, 1966, 1977; Лебедева, 1974; Никифорова и др., 1976; Кожевников, Милановский, Саядян, 1977).

Принципы выделения климатических ритмов могут быть разными. Наиболее естественно начинать снизу, и тогда каждый ритм будет состоять из двух свит — солоноватоводной и опресненной (см. рис. 1). Но возможно и обратное соотношение.

Ритмичность особенно характерна для верхней, плейстоценовой, части разреза кавказско-каспийского антропогена (см. рис. 1), но масштаб ритмов здесь иной, существенно меньший. Ритмы подобного масштаба могут быть выделены и в акчагыле — апшероне. В частности, на этой основе проведено стратиграфическое расчленение продуктивной толщи. По данным К. А. Али-заде и Э. М. Асадулаева (1972), балаханская свита, так же как и ниже-

лежащая свита перерыва, сложена преимущественно песками. Сабунчинская свита, по сравнению с балаханской, более глиниста, сураханская опесчанена. Последняя формировалась в условиях интенсивного поступления песчаного материала в прибрежную зону акчагыльского бассейна со стороны Большого Кавказа. Прибрежные пески в пределах более глубоких участков морского дна замещались глинами.

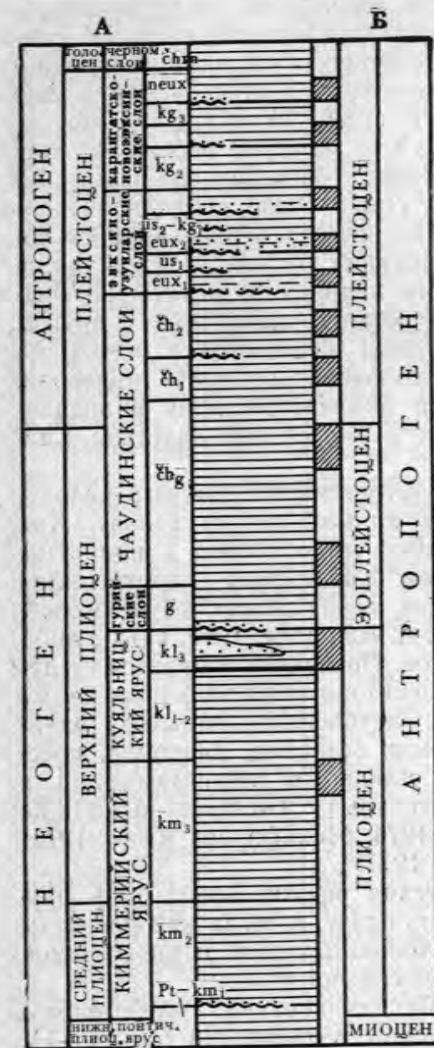


Рис. 2. Стратиграфическое подразделение черноморских отложений (А — традиционное, Б — один из возможных вариантов). Условные обозначения см. к рис. 1

Фацей глин, развитых в удаленных от гор разрезах, является и опесчаненный «средний акчагыл», по А. А. Ализаде (1969), — песчанность распространяется на значительные пространства.

Поддаются более детальному расчленению на основе фациального анализа и самые верхи акчагыла. В схеме С. А. Ковалевского (1936) для района Аджиноурских предгорий им соответствует рустамдагская свита с тремя галечниковыми горизонтами, вклинивающимися в песчано-глинистые отложения с морской акчагыльской фауной. «Нижний апшерон» также подразделяется С. А. Ковалевским на две свиты — предкудбарекскую и кудбарекскую. При этом используются чисто фациальные признаки — верхняя свита более опесчанена по сравнению с нижней. При детальном изучении прибрежных фацей опесчаненного «среднего апшерона» в нем выделяются два галечных горизонта — в основании и кровле разреза.

Еще больше возможностей для детального расчленения самых верхов апшерона. В разрезах Ортабулаг, Гердыманчай, Геокчай (Султанов, 1964) над галечниками «среднего апшерона» есть еще

два песчано-галечных горизонта, среди которых нижний, по-видимому, начинает, а верхний — завершает коджашенскую свиту, по С. А. Ковалевскому (1936). Характерно, что у северного подножия Большого Кавказа в разрезах Александрийской опорной скважины (низовья Терека) в верхнем апшероне также выделяются два опесчаненных горизонта (Кожевников, 1966, 1977).

Среди бакинских слоев и синхронной им нижеуштальской свиты в разрезах Карамарьямского увала (Восточный Аджиноур) фиксируется двукратное поглубение разреза, вплоть до появления в нем галечных пачек. В разрезах Нижнекуринской впадины среди глин бакинского возраста встречены соответствующие песчаные прослойки значительной мощности. Среди хазарских отложений выделены четыре песчаных горизонта, отличающихся повышенным содержанием пироксенов, роговой обманки и магнетита, что указывает на поступление материала со стороны Большого Кавказа (Пашалы, 1964). В разрезах Терско-Дагестанского прогиба этим горизонтам соответствуют «теречные» горизонты, по М. М. Жукову (1938), сложенные мощными песками (в переслаивании с глинистыми интервалами разреза, содержащими хазарскую морскую фауну).

В условиях интенсивно опускающихся предгорных прогибов и межгорных впадин, когда осадконакопление практически непрерывно, появление галечных фацей в прибрежных морских разрезах и песчаных на значительном удалении от берегов морского бассейна может означать только одно — активизацию поступления обломочного материала со стороны прилегающей горной суши. Активизация речного стока сопровождалась опреснением мелкоморья, что привело к появлению пресноводных моллюсков и остракод, обеднению солоноватоводных комплексов моллюсковых фаун, присутствию в спорово-пыльцевых спектрах подобных горизонтов пыльцы березы, принесенной из зоны высокогорного, обычно приледникового, березового редколесья (Исаева-Петрова, 1972). Фациостратиграфические данные подкрепляются экостратиграфическими. Горизонты опесчанивания — опреснения морских вод увязываются с похолоданиями в горах Большого Кавказа, с ледниковыми и субледниковыми климатическими фазами, а солоноватоводные условия в прибрежных зонах — с межледниковыми (и субмежледниковыми). Таким образом, основа всей этой фацио- и экостратиграфии преимущественно климатическая. Ритмы, которые в этом случае выделяются, естественно, объединяют два смежных горизонта — межледниковый и ледниковый (несколько осторожнее — теплый и холодный), но они могут быть расположены и в обратном порядке.

На западе Большого Кавказа во впадинах, связанных с Азово-Черноморским бассейном, условия для выявления дробной климатической ритмичности не так благоприятны, как на востоке (рис. 2). Расчлененность разреза Рионской впадины и тем более Индоло-Кубанского прогиба значительно хуже.

Необходимо подчеркнуть преобладание черноморских фаун в возрастном интервале от понта до чауды (Давиташвили, 1933, Жиженко, 1958). Это делает границу в подошве киммерия палеонтологически не ощутимой, но с иных позиций она улавливается. Площади, занятые киммерием в Западно-Кубанском прогибе и Рионской впадине, значительно меньше, чем пределы распространения понтических отложений. Несогласие между киммерием и понтом в предгорьях Кавказа фиксируется повсеместно. Чаще всего оно связано с подошвой камышбурунского горизонта. С климатостратиграфической точки зрения особый интерес в разрезе киммерия вызывают дуабские слои с *Congeria* и обилием пресноводных форм. Связь киммерийских отложений с куяльнички¹ весьма тесная (Челидзе, 1964). Фауна слоев, переходных от киммерия к куяльнику, смешанная. В гурийских разрезах над переходными слоями залегают слои с *Didacna medeae* Dav., *Didacnomya phasiaca* Dav. и другой характерной куяльничкой фауной. Завершают разрез куяльника песчаные глины с *Dreisena colchica* Kip., *Micromelania* sp., *Pyrgula* sp. (дрейсеновый горизонт).

Площади морского осадконакопления в гурийское время по сравнению с куяльнички резко сокращаются. Особенно заметно это для Индоло-Кубанского прогиба — море с *Didacna* cf. *digressa* Liv. сместилось на запад, в индольскую часть (Эберзин, 1940). Но и в Гурии гурийские отложения с *Didacna digressa* Liv. налегают на куяльник с размытом и угловым несогласием. Вверх они постепенно переходят в слои так называемой «гурийской чауды» с *Didacna tschoudae* Andrus.

Таким образом, в предгорьях Западного Кавказа, так же как и на востоке, может быть выделен осадочный цикл, начинающийся с подошвы камышбурунского горизонта киммерия. Предгурийское несогласие может соответствовать предсреднеапшеронскому. Следующий регрессивно-трансгрессивный цикл заканчивается в преддревнеэвксинское время (см. рис. 2).

Особенности тектонического развития Индоло-Кубанского прогиба, Рионской впадины и прилегающих территорий, вместе с относительной опресненностью Азово-Черноморских бассейнов от понта до чауды, затрудняют фиксацию климатических ритмов. Можно отметить пресноводную фауну дуабских слоев, верхнекиммерийские конгломераты по рекам Отапи и Оходжи, опреснение в верхах куяльника. В Индоло-Кубанском прогибе с этой точки зрения интересно расположение слоев с *Avimactra subcaspia* Andrus. Кроме таманских, связанных с верхами куяльника (Эберзин, 1940), известны слои с *Avimactra* в основании куяльничкого разреза на границе с киммерием (Семенов, 1966). Они разделены и перекрываются слоями относительно опресненными. Верхнекуяльничкое (куяльничко-гурийское, переходное) опреснение было общим для Каспийского и Черного морей, о чем свидетельствует

¹ Имеется в виду кавказский куяльник, более древний по сравнению с одесским стратотипом.

распространение дрейсенси, псевдокатиллюсов, а также своеобразного комплекса остракод (Негодаев-Никонов, Шнейдер, 1972).

Обособлению климатических ритмов способствуют палинологические данные. И. И. Шатилова (1967) фиксирует резкое обеднение термофильных спорово-пыльцевых спектров в верхах киммерия гурийских разрезов (появление сосновых и еловых древостоев), для переходных куяльничко-гурийских слоев (ель в предгорьях, березовое редколесье у верхней границы леса). Сокращение процентного содержания пыльцы термофильных родов и увеличение хвойных улавливается в нижней части гурийской чауды и во время формирования верхних ее горизонтов.

Сравнение сводных разрезов восточных и западных предгорий Кавказа (см. рис. 1, 2) показывает большую дробность стратиграфического расчленения акчагыла и апшерона по сравнению с куяльником и гурием. Обращает на себя внимание (см. рис. 1, 2) возможное соответствие верхнего киммерия и нижнего акчагыла, а также верхов апшерона гурийской чауде по палеомагнитным данным (Зубаков, Кочегура, 1974). На западе детальностью отличается расчленение верхней части черноморского антропогена. После возникновения системы проливов, связывающих Черное море со Средиземным (в верхах чауды?), ритмика осадконакопления в Черноморском бассейне оказалась связанной с чередованием фаз его существенного осолонения и опреснения. Последовательность горизонтов, выделенных на этой основе А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938), в настоящее время существенно видоизменилась (см. рис. 2). Выделяются древнеэвксинские слои с каспийской фауной (ранние и поздние), узунларские (ранние и поздние) с *Cardium edule* L., *Syndesmia*, *Patella*, *Balanus*, ашейские с *Chione gallina* L., *Paphia senescens* (Coc.), *Cardium edule* L., карангатские ранние и поздние с *Chione gallina* L., *Paphia senescens* (Coc.), *Cardium tuberculatum* L., *Scrobicularia plana* (Costa), а также новозэвксинские и черноморские с фауной каспийского типа и современной (Федоров, 1963, 1969; Островский, 1968). Выделяется ряд горизонтов еще не названных.

Слои с фауной каспийского типа отвечают условиям одностороннего стока из Каспия либо условиям изоляции Черного моря от Средиземного. Их нижние горизонты регрессивны. Слои со средиземноморской фауной формировались в условиях свободного водообмена со Средиземным морем и Мировым океаном во время межледниковой. Жесткая фиксация межледниковых горизонтов в черноморской схеме позволяет относить остальные горизонты разреза к ледниковым и субледниковым моментам времени. Для Рионской впадины подобное деление подтверждается палинологическими данными (Церетели, Мамацашвили, 1975). Слои с пылью широколиственных чередуются здесь со слоями, содержащими пыльцу сосны, березы, травянистых. На некоторых стратиграфических уровнях (середина, верхняя часть среднего плейстоцена) из долин Супсы, Ингури, Риони в глинистый морской

разрез вклиниваются песчано-галечные свиты, что указывает на активизацию стока рек под влиянием оледенений. Детальное стратиграфическое расчленение опирается в данном случае на результаты фациального и экостратиграфического анализа, проводимого на палеоклиматической основе. Ритмы состоят из межледниковых и ледниковых горизонтов.

Сопоставление стратиграфических схем западных и восточных предгорий Большого Кавказа на уровне детального стратиграфического расчленения (см. рис. 1, 2) обнаруживает хорошее совпадение числа выделяемых ледниковых (и субледниковых) горизонтов. На Каспийском побережье Большого Кавказа они выражены в виде морских террас. Среди последних нет межледниковых уровней (за исключением самых молодых новокаспийских). В этом отношении каспийскую схему существенно дополняет черноморская, где террасы представлены преимущественно в межледниковом варианте. Сочетание террасовых рядов Каспийского и Черноморского побережий Большого Кавказа дает достаточно полную последовательность, по крайней мере, в рамках среднего-верхнего плейстоцена (Кожевников, 1977). Дальнейшая детализация стратиграфических схем кавказского региона возможна на основе анализа террасовых рядов горных речных долин.

Подводя итог сказанному, следует еще раз подчеркнуть, что рассмотренные выше толщи осадков в восточных предгорьях и на западе Большого Кавказа составляют осадочные циклы, формирование которых происходило, в первом приближении, одновременно — в возрастном интервале середина «среднего плиоцена» привычной понто-каспийской схемы — настоящее время. Одновременность этих циклов вполне естественна. Несогласия, их начинающие, возникли в связи с общим воздыманием Большого Кавказа, последовавшим после относительно спокойной в тектоническом отношении понтической эпохи. Регрессивные фазы, зафиксированные в основании среднего апшерона и гурийских отложений, имеющие климатические причины, также были усилены тектоническими движениями — поднятием предгорных районов. Их синхронность в этой связи весьма вероятна. Синхронными в какой-то мере следует считать предхазарскую и преддревнеэвксинскую регрессивные фазы.

Общепринятое стратиграфическое деление, проводимое на основе анализа эволюции солоноватоводных фаун, не вполне соответствует выделенным осадочным циклам (см. рис. 1, 2). Гео-стратиграфический подход по сравнению с биостратиграфическим приводит в данном случае к несколько иным результатам. Не удается вполне согласовать этапы развития солоноватоводных фаун и с климатической ритмикой. Суть возникающих противоречий легче всего проиллюстрировать на примере опресненного «нижнего апшерона». Униониды и анодониты, определенные из этой свиты А. Л. Чепалыгой (Никифорова и др., 1976), являются бореальными формами современного типа. Остракоды этого интервала

разреза, по данным Н. Н. Найдиной (Стеклов, 1966), представлены пресноводными и эвригалинными видами широкого возрастного диапазона. В спорово-пыльцевой диаграмме разреза скв. Александрийской «нижнему апшерону» соответствует зона, где из смешанных спектров полностью исчезает пыльца широколиственных (Маслова, 1960).

Детальное изучение этой части каспийского антропогена по разрезу Карадаг (Али-заде, Алескеров, Мамедьярова, 1972) показало, что здесь наряду с лимнеями, дрейсенами, гирканиями и псевдокатиллюсами встречены угнетенные кардиумы и мактры, а также мелкие *Apscheronia propinqua* Eichw. Граница между акчагылом и апшероном, по этим данным, оказывается внутри «нижнего апшерона», что естественно, так как акчагыльская солоноватоводная фауна сменялась апшеронской в результате этого почти общекаспийского опреснения и общекавказского похолодания. «Нижний апшерон» — не единственная свита, возраст которой оказывается спорным, если основываться на результатах анализа эволюции солоноватоводных моллюсков. Таков, вероятно, переход от апшеронских к бакинским отложениям (опресненный верхний апшерон, тюркянская свита), от бакинских к хазарским (урунджикские слои).

В разрезах западных предгорий Кавказа возраст переходных свит разными исследователями также трактуется по-разному. Например, дрейсеновые слои, по-видимому синхронные «нижнему апшерону» Прикаспия, Г. Ф. Челидзе (1964) относит к верхам куяльника, а Т. Г. Китовани и З. А. Имнадзе (1975) настаивают на их нижнегурийском возрасте. Вывод из сказанного может быть только один. Детальные стратиграфические шкалы антропогена необходимо строить на климатостратиграфической основе, отдавая предпочтение результатам фациального анализа и изучению тех групп организмов, которые наиболее четко отражают смены температур и солености бассейнов. Но остается проблема объединения климатических ритмов в циклы, проблема обособления более крупных стратиграфических подразделений на основе естественной периодизации осадочного процесса.

Имея в виду климатическую основу стратиграфического расчленения антропогена, естественно начинать каждый цикл с похолодания — опреснения. Как можно было видеть, именно такие изменения условий среды приводили к смене моллюсковых фаун. Исходя из этого принципа рекомендуется проводить нижнюю границу антропогена под мореной первого равнинного оледенения (МСК, 1964), под калабрием Средиземноморья (XXIV сессия МГК, 1972), под претегеленскими субледниковыми слоями (Zagwijn, 1974). Однако мнение о соответствии нижней границы антропогена подошве акчагыла (Никифорова и др., 1976) не имеет четко выраженной климатостратиграфической основы. Оно базируется на результатах изучения эволюции наземных макро- и микромаммалий. Подобный подход, если учесть данные о доста-

точно раннем появлении млекопитающих, характерных для антропогена, позволяет опустить нижнюю его границу под свиту перерыва продуктивной толщи и под какие-то, вероятно не самые нижние, горизонты киммерия. С геостратиграфических позиций этот рубеж кажется естественным и начинается собой последний цикл черноморско-каспийского осадконакопления, соизмеримый с предшествующим ему понтическим. В свете последних данных о возрасте слоев, пограничных между миоценом и плиоценом в океанических разрезах (около 5 млн. лет, Berggren, 1971), антропоген, ограниченный подобными возрастными рамками, будет состоять из плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И. Основные этапы развития раннеантропогеновой фауны млекопитающих Восточной Европы. Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Али-заде А. А. Акчагыл Азербайджана. Л., «Недра», 1969.
- Али-заде А. А. Апшерон Азербайджана. М., «Недра», 1973.
- Али-заде А. А., Алескеров Д. А., Мамедьярова Т. М. О распределении фауны по разрезам апшеронского яруса Азербайджана и ее значении в расчленении апшеронских отложений. — «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1972, № 2.
- Али-заде К. А. Акчагылский ярус Азербайджана. Баку, 1954.
- Али-заде К. А., Асадулаев Э. М. Плиоцен Азербайджана. — В кн.: Геология СССР, т. 17. М., «Недра», 1972.
- Андрусов Н. И. Взаимоотношения эвксинского и каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. — «Изв. АН. Сер. 6», 1968, т. 12, № 8.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история Черного моря. М.—Л., 1938.
- Векилов Б. Г. Антропогеновые отложения северо-восточного Азербайджана. Баку, 1969.
- Громов В. И. и др. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогеновой) системы. Хронология и климаты четвертичного периода (МГК, XXI сесс., докл. сов. геологов, пробл. 4). М., «Наука», 1969.
- Давиташвили Л. Ш. Общая характеристика и происхождение фауны моллюсков понто-каспийского неогена. Л.—М., 1933.
- Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Гос-топтехиздат, 1958.
- Жижченко Б. П. Основы корреляции третичных отложений южных областей Советского Союза. Граница третичного и четвертичного периодов (МГК, XXIII сесс., докл. сов. геологов). М., «Наука», 1968.
- Жуков М. М. Геоморфология района проектирования Терско-Маньчского канала. — «Труды МГРИ», 1938, т. 1.
- Зубаков В. А., Кочегура В. В. Средний-поздний плиоцен Восточного Причерноморья. — В кн.: Геохронология СССР, т. 3. Л., «Недра», 1974.
- Иванова И. К. Роль геолого-тектонических и палеогеографических факторов в становлении гоминид. — В кн.: Первобытный человек и природная среда. М., «Наука», 1974.
- Исаева-Петрова Л. С. Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. — В кн.: Палинология плейстоцена. М., «Наука», 1972.
- Китовани Т. Г., Имнадзе З. А. Плиоценовые отложения юго-западной части Колхидской низменности Грузии. — «Труды ВНИГНИ», груз. отд., вып. 188. Тбилиси, 1975.

- Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджинора. Баку—Москва, 1936.
- Кожевников А. В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Кожевников А. В. Нижняя граница и стратиграфическое расчленение антропогена Кавказско-Карпатской области. — В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов (МГК, XXIII сесс., докл. сов. геологов). М., «Наука», 1968.
- Кожевников А. В. Основы стратиграфии антропогена Кавказско-Карпатской горной области. — В кн.: Проблемы геологии четвертичного периода. Ереван, 1977.
- Кожевников А. В. Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., «Наука», 1977.
- Кожевников А. В., Милановский Е. Е., Саядян Ю. В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Объяснительная записка к регионально-корреляционной стратиграфической схеме четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа. Ереван, 1977.
- Колесников В. П. Акчагылские и апшеронские моллюски. — «Палеонтология СССР», 1950, т. 10, ч. 3, вып. 12.
- Лебедева Н. А. Корреляция морских и континентальных отложений эоплейстоцена и нижнего плейстоцена Понто-Каспийской области. Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1973; т. 2, 1974.
- Маслова И. В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по ярусу Александринской опорной скважины. — «Труды ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18).
- Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, № 3.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. — В сб.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Негодаев-Никонов К. Н., Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод и граница четвертичной системы. — В кн.: Граница между неогеном и четвертичной системой, т. 3. М., «Наука», 1972.
- Никифорова К. В. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода. Инженерная геология. Проблемы гидрогеологии аридных зон (МГК, XXX сесс., докл. сов. геологов). М., «Наука», 1976.
- Островский А. Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена побережья Северо-Западного Кавказа. Автореф. канд. дис. Ростов н/Д, 1968.
- Пашалы Н. В. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку, 1964.
- Семененко В. Н. Геология и стратиграфия киммерийских и куяльницких отложений Северного Приазовья. Автореф. канд. дис. Одесса, 1966.
- Степлов А. А. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. — «Труды ГИН АН СССР», 1966, вып. 163.
- Султанов К. М. Апшеронский ярус Азербайджана. Баку, 1964.
- Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — «Труды ГИН АН СССР», 1957, вып. 10.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 88.

- Федоров П. В. Проблемы корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии (ИНКВА, докл. сов. геологов. Париж, 1969). М., «Наука», 1969.
- Церетели Д. В., Мамацашвили Н. С. Новые данные о средне- и верхне-плейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности. — «Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода», 1975, № 43.
- Челидзе Г. Ф. Плиоцен. Западная зона Грузинской глыбы и Гурийская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы. — В кн.: Геология СССР, т. 10, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Тбилиси, 1967.
- Шевченко А. И. Фаунистические комплексы мелких млекопитающих из верхнекайнозойских отложений юго-западной части Русской равнины. — В кн.: Стратиграфическое значение антропогенных фаун мелких млекопитающих (VII конгр. ИНКВА). М., «Наука», 1965.
- Эберзин А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Неоген, т. 12. М.—Л., 1940.
- Berggren W. A. Neogene chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. — «Hung. Geol. Soc. Bul.», 1971, vol. 101.
- Maurice T. Tephrochronologie, magnitostatigraphie et paleoenvironment de l'homme du bassin plioleptozene a Hadar (Ethiopie). «4-eme Reun. annu. sci Terre». Paris, 1976.
- Zagwijn W. H. The Pliocene-pleistocene boundary in western and southern Europe. — «Boreas», vol. 3. Oslo, 1974.

1936

Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношения с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 14, вып. 4, с. 284—321.

1939

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист М-38. М., Геолгиздат. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона. — «Учен. зап. Моск. ун-та. Геология», вып. 26, с. 3—53.

1947

К вопросу о строении и возрасте верхних горизонтов палеогеновых отложений Русской платформы. — «Учен. зап. Моск. ун-та. Геология», т. 2, с. 131—162.

1948

Геологическое строение северной части района Кавказских минеральных вод. — В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 5. М., изд. МГРИ, с. 62—64.

1950

О фациальной изменчивости майкопских отложений в западной части Центрального Предкавказья в связи с проблемой их стратиграфического расчленения. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр.», № 6, с. 69—78.

1952

Опыт естественного стратиграфического деления нижнепалеогеновых отложений Центрального Предкавказья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 3, с. 102—106.

1953

К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр.», № 6, с. 33—45.

К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. — В кн.: Памяти проф. А. Н. Мазаровича. М., изд. МОИП, с. 31—57.

«Киевский ярус», «Каневский ярус», «Камышинский ярус», БСЭ, изд. 2.

1955

К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр.», № 8, с. 17—31.

1956

Историческая геология. М., Изд-во Моск. ун-та. «Кривлевская свита», «Курашасайская свита». — В кн.: Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, с. 504, 521.

Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. — «Учен. зап. Моск. ун-та. Геология», вып. 176, с. 87—103 (совместно с Г. А. Логиновой).

1957

Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых отложений Русской плиты. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр.», № 1, с. 169—182.

1959

Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Верхнего Амура. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 34, вып. 5, с. 151.

1960

Верхнеюрский отдел. Стратиграфия. — В кн.: Геологическое строение восточной части Северного склона Кавказа («Труды КЮГЭ», вып. 2). Л., Гостоптехиздат, с. 41—49.

К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Русской равнины и Северного Кавказа. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 35, вып. 5, с. 62—82.

Соотношение палеоцен-нижнеэоценовых отложений Русской плиты и Северного Кавказа. — «Сов. геология», № 3, с. 17—27.

1961

К вопросу о стратиграфическом положении и возрасте так называемых «онкофорных слоев» Северных Ергеней. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 36, вып. 2, с. 39—62 (совместно с В. П. Казаковой).

О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана. — «Учен. зап. Моск. ун-та. Геология», вып. 192, с. 26—57 (совместно с Н. В. Живаго).

Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М., Изд-во Моск. ун-та.

Стратиграфия и планктонные фораминиферы «переходных» от мела к палеогену слоев Центрального Предкавказья. — В кн.: Сборник трудов геологического факультета МГУ (к 21 сессии МГК). М., Изд-во Моск. ун-та, с. 29—53 (совместно с В. П. Алимариной).

Correlation of paleocene-lower eocene deposits on the Russian Platform and North Caucasus. — «Inter. Geol. Review», vol. 3, N 10, s. 17—27.

1962

Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам. — В кн.: Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, с. 307—332 (совместно с Н. В. Безносковым, В. П. Казаковой, Ю. Г. Леоновым, Г. А. Логиновой, Д. И. Пановым).

Исследования в области стратиграфии по кафедре геологии МГУ в период с 1918 по 1930 г. Геолого-минералогические науки в МГУ в период с 1930 до середины 40-х годов. Кафедры исторической геологии и палеонтологии за время с 1946 по 1953 г. — В кн.: История геологических наук в Московском университете, ч. 3. М., Изд-во Моск. ун-та, с. 245—247, 267—275, 276—282.

К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Советских Карпат, Северного Кавказа, Украины и Северного Приаралья. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 5, с. 3—6.

Краткий обзор предыдущих исследований. Основные стратиграфические комплексы и главнейшие элементы структуры Верхнего Приамурья (совместно с Т. О. Федоровым). Основные этапы геологического развития области Верхнего Амура. — В кн.: Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины Верхнего Амура. М., Изд-во Моск. ун-та, с. 15—19, 20—22, 156—160.

О некоторых вопросах стратиграфии палеогеновых отложений Нижнего Поволжья. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 37, вып. 1, с. 85—100.

Проблема цикличности в истории Земли. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 4, с. 3—12.

La division zonale des dépôts jurassiques du Caucase septentrional fondée la faune d'Ammonites. Colloque du jurassique, Luxembourg, 1962. Volume des Comptes Rendus et Memoires publie par l'Institut grand-ducal. Section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques, с. 835—849 (совместно с Н. В. Безносковым, В. П. Казаковой, Ю. Г. Леоновым, Г. А. Логиновой, Д. И. Пановым).

1963

К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 4, с. 34—35.

1964

Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов. — В кн.: Междунар. геол. конгресс 22 сесс. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., «Наука», с. 48—59.

Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М., Изд-во Моск. ун-та (совместно с В. П. Алимариной).

Историко-геологические типы развития геосинклиналией. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», с. 59—71.

1965

О некоторых вопросах стратиграфии палеогеновых отложений Южных Ергеней. — «Труды науч.-исслед. лабор. геол. критериев оценки перспектив нефтегазоносности», вып. 13, Л., «Недра», с. 47—53 (совместно с В. П. Алимариной, С. Б. Кочарьянц, В. Т. Фроловым).

О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 4, с. 15—28 (совместно с В. П. Алимариной, Д. П. Найдным).

1967

Палеогеновая система. — В кн.: Геология СССР, т. 11. М., «Недра», с. 579—603.

1970

Историзм и актуализм в геологии. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 3, с. 3—15.

1971

К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 3, с. 27—44.

1973

Возникновение стратиграфии. Стратиграфия. — В кн.: История геологии. М., «Наука», с. 35—40, 64—73, 105—111, 174—179.

Складчатая область Атласид. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», с. 133—151.

Основы стратиграфии, т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та.

1974

Геосинклиальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 3, с. 21—31.

Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 2, с. 32—47 (совместно с Г. А. Логиновой, Д. И. Пановым).

Основы стратиграфии, т. 2. М., Изд-во Моск. ун-та.

Principal zones and regions of sedimentation within the Near-Middle East part of Alpine Belt of Europe and Asia in Jurassic, Cretaceous and Palaeogene times. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Memoria XIV: «Contributi stratigrafici e paleogeografici sul Mesozoico della Tetide». Milano, с. 251—289 (совместно с Г. А. Логиновой, Д. И. Пановым).

1975

Проблема цикличности в региональной стратиграфии. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, с. 41—42.

1977

Проблема цикличности в региональной стратиграфии. — В кн.: Основные геотектонические вопросы цикличности седиментогенеза. М., «Наука», с. 155—167.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. Е. Милановский. К семидесятилетию Георгия Павловича Леонова . . .	3
--	---

Часть I.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ

В. В. Меннер. Природа стратиграфических подразделений	9
Б. С. Соколов. Некоторые вопросы стратиграфии верхнего докембрия и положение венда	20
М. В. Дуранте. Возможности выделения зональных фитостратиграфических подразделений (на примере флороносных верхнепалеозойских отложений Северной Евразии)	29
Н. В. Безносков. О границах среднего отдела юрской системы	38
В. П. Казакова. К вопросу о границе ааленского и байосского ярусов	43
Д. П. Найдин. Стратиграфическое и географическое распространение позднемеловых белемнитид	56

Часть II.

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

М. В. Муратов. Особенности тектоники Гималаев в связи с проблемой принадлежности их к геосинклинальным складчатым областям	71
Ч. Б. Борукаев. О характере развития земной коры в докембрии	80
Ю. Г. Леонов. Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах	89
М. Г. Леонов. Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты)	104
В. В. Друщиц, В. Н. Шиманский. Метазойский этап развития органического мира	115
И. А. Добрускина. Соотношения в развитии флоры и фауны при переходе от палеозоя к мезозою	127

Часть III.

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

В. Т. Фролов, Т. И. Фролова. Регионально-стратиграфическая схема среднепалеозойских образований северной части Магнитогорского мегасинклинория и ее историко-геологическое содержание	140
---	-----

Д. И. Панов. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа	153
З. В. Кабанова. Развитие раннемеловой трансгрессии на территории Средней Азии	164
В. Е. Железняк, А. Е. Каменецкий. Органогенные постройки в нижнемеловых отложениях Равнинного Крыма и на прилегающем шельфе	175
А. С. Арсанов. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки	181
В. В. Фениксова. Нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы в структурно-фациальных зонах Западно-Сибирской низменности	192
А. В. Кожевников. Антропоген предгорий Кавказа (проблемы стратиграфии и палеогеографии)	205
Научные труды профессора Г. П. ЛЕОНОВА	219

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Зав. редакцией *И. И. Щехура*

Редактор *Н. В. Барина*

Художественный редактор
М. Ф. Евстафьева

Переплет художника *В. С. Казакевича*

Технические редакторы
З. С. Кондрашова, Г. Д. Дегтярева

Корректоры
Л. А. Костылева, И. А. Мушникова

Тематический план 1978 г. № 105

ИБ № 539

Сдано в набор 09.11.77

Подписано к печати 01.09.78

Л-80008 Формат 60×90/16

Бумага тип. 1

Гарнитура литературная. Высокая печать

Физ. печ. л. 14,0+0,75 (2 вкл.)

Уч.-изд. л. 16,72. Изд. № 154

Зак. 267. Тираж 1770 экз.

Цена 2 р. 90 к.

Издательство
Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы

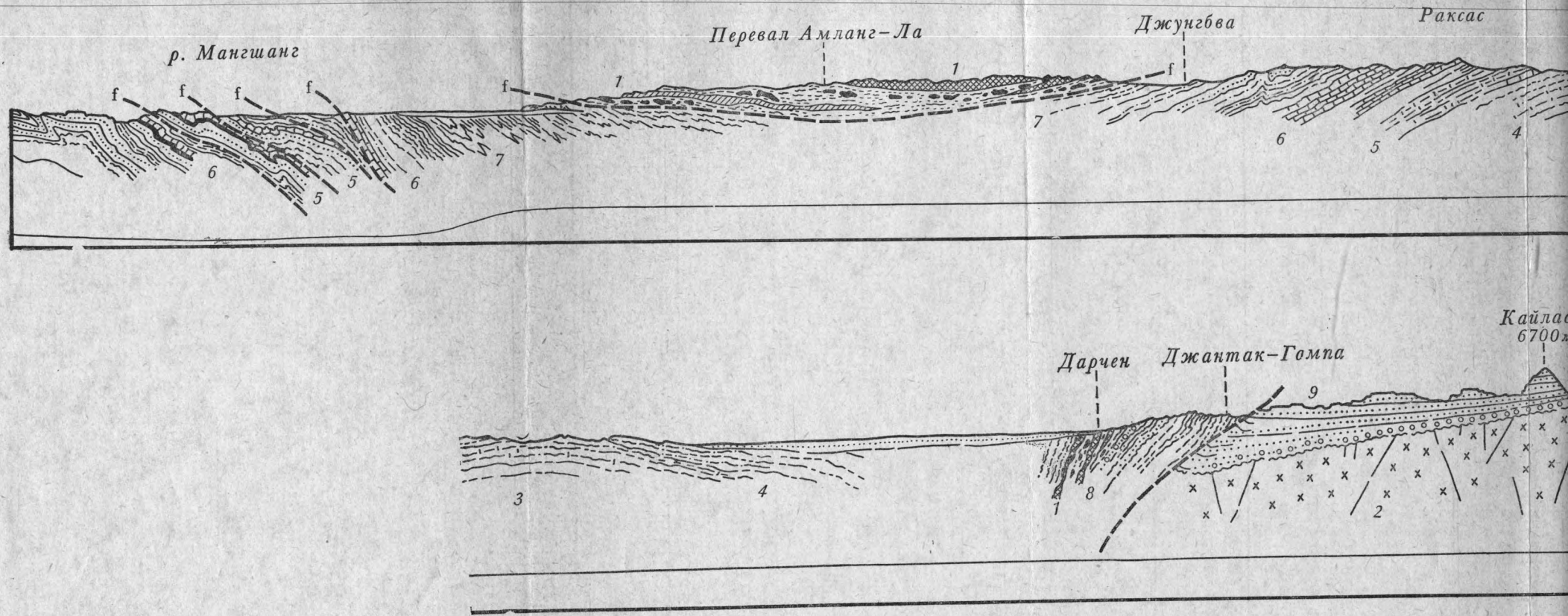


Рис. 2. Разрез северной окраины Гималаев, на котором показаны край трога Инда, тибетский молассовый комплекс гор Кайлас и покров перевала Амланг-Ла (из Гансера, 1967):

1 — основные и ультраосновные породы; 2 — граниты домиоценовые; 3 — кристаллические сланцы с кварцитами, мраморами и пегматитами докембрия; 4 — серия Мартоми-габрианг (кембрий?); 5 — ордовик — девон, кварциты Шила и Мут; 6 — триас — юра; 7 — верхняя юра — самые низы мела, сланцы Спити; 8 — мел, песчаники с экзотическими глыбами (черное); 9 — эоцен (?), конгломераты Кайласа; *f* — разрывные нарушения

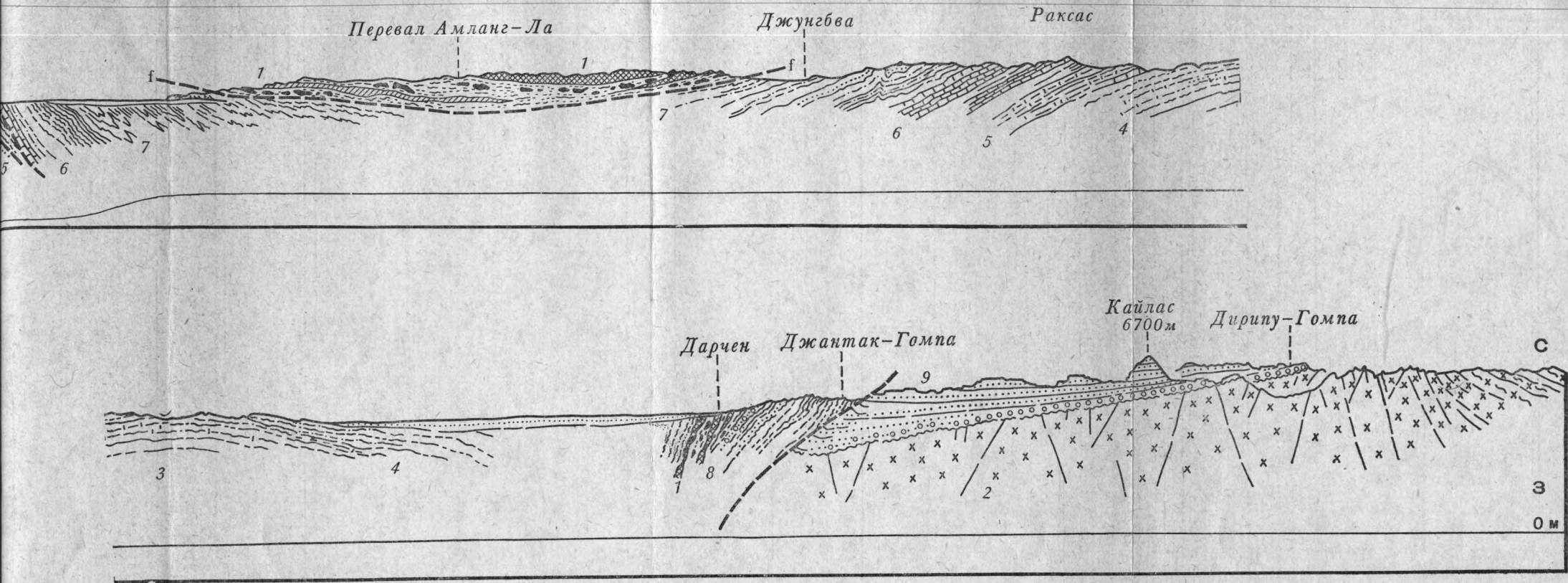
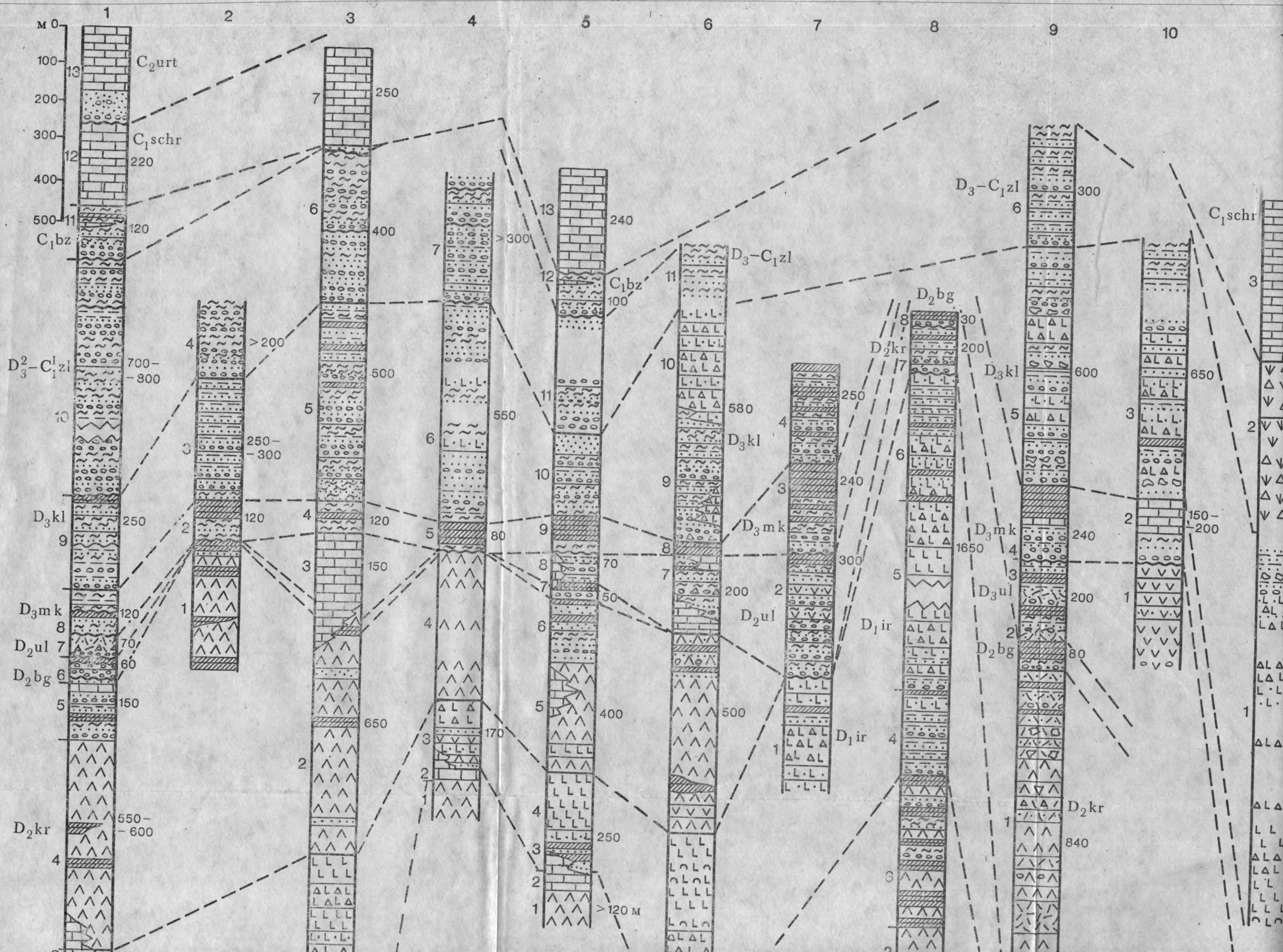


Рис. 2. Разрез северной окраины Гималаев, на котором показаны край трого Инда, тибетский молассовый комплекс гор Кайлас и покров перевала Амланг-Ла (из Гансера, 1967):

1 — основные и ультраосновные породы; 2 — граниты домиоценовые; 3 — кристаллические сланцы с кварцитами, мраморами и пегматитами докембрия; 4 — серия Мартоми-габрианг (кембрий?); 5 — ордовик — девон, кварциты Шиала и Мут; 6 — триас — юра; 7 — верхняя юра — самые низы мела, сланцы Спити; 8 — мел, песчаники с экзотическими глыбами (черное); 9 — эоцен (?), конгломераты Кайласа; *f* — разрывные нарушения



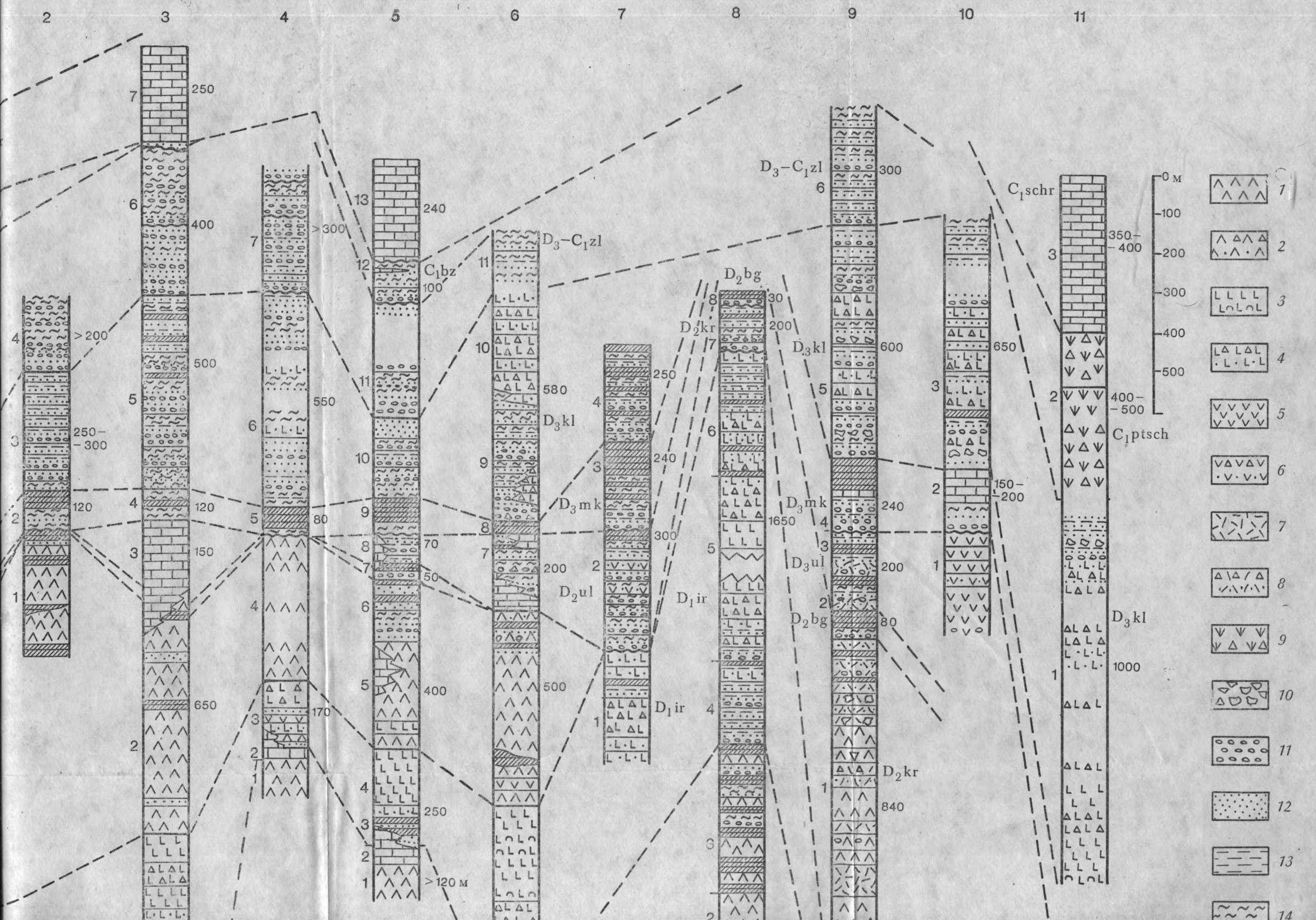


Схема сопоставления разрезов среднепалеозойских образований северной части Магнитогорского метасинклиналя по простиранию западной, Вознесенской, зоны (разрезы 1—7) с севера и восточной (разрезы 8—11) с запада на восток.

Разрезы: 1—р. и пос. Атлиг, оз. Песочное; 2—пос. Петровский; 3—оз. Алакуль, гора Ауштау; 4—р. Шарлатма; 5—д. Шарлатма; 6—с. Вознесенка, гора Аратай, д. Ково; 8—с. Подъяковка, гора Мужайская; 9—д. Курманно; 10—р. Асиля; 11—хр. Чебарты, д. Лиучино и д. Первомайская. Условные обозначения на колонках: 1—диабазы; 2—туфы андезитов (лапты и липариты); 3—андезито-базальтовые и базальтовые порфириты и их лавоборкчия; 4—туфы андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов грубые и песчаные; 5—андезиты; 6—туфы андезитов (лапты и липариты); 8—туфы кислых эффузивов грубые и песчаные; 9—трахандезиты и их грубые туфы; 10—брекчия; 11—конгломераты и гравелиты; 12—песчанники; 13—сланцы; 15—кремни, яшмы; 16—известники. Цифры справа от колонки — мощности.

