ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор Б.С. Соколов





# Российская академия наук

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 5 № 5 1997 Сентябрь-Октябрь

Основан в 1993 г. Выходит 6 раз в год ISSN: 0869-592X

Главный редактор Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора М. А. Семихатов

Ответственный секретарь А. Б. Герман

### Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин, К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22, Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

Москва Издательство "Наука" Международная академическая издательская компания "Наука"

<sup>©</sup> Российская академия наук Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 1997 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

Том	5,	номер	5,	1997
-----	----	-------	----	------

Проблема расчленения метаморфических образований для целей картографирования В. И. Шульдинер, Е. М. Заблоцкий	3
Остракоды и замковые брахиоподы ордовика Московской синеклизы (скв. Гаврилов Ям) Л. М. Мельникова, Ю. Е. Дмитровская	10
Фораминиферовая зональность верхнего карбона севера Уральской области З. П. Михайлова, В. А. Чермных	24
Стратиграфия и условия формирования верхнепермско-триасовых отложений Аксу-Кендырлинской ступени (Южный Мангышлак) С. Н. Жидовинов, В. Г. Грошев, Ю. А. Волож, В. В. Липатова	35
Мелеховский горизонт – новый стратон гжельского яруса верхнего карбона (Восточно-Европейская платформа) М. Х. Махлина, Т. Н. Исакова	44
Корреляция верхнепермских отложений Волго-Уральской области и Кузнецкого бассейна Н. К. Есаулова	54
Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений шельфа и побережья северо-западной части Татарского пролива Н. Н. Кузьмина, Е. Е. Талденкова, О. А. Куликов, Т. В. Орешкина, Л. Д. Сулержицкий, М. Е. Туркова, И. М. Хорева, Г. М. Шумова, Дж. Брайэм-Грэтт	65
Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса В. Ф. Белый, М. И. Райкевич, Б. В. Белая	78
Дробные стратоны С. Л. Афанасьев	90
Оледенение Гондваны и распространение кораллов в ордовике В. Л. Лелешус	98
краткие сообщения	
Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы М. Н. Алексеев, Б. А. Борисов, А. А. Величко, Ю. Б. Гладенков, Ю. А. Лаврушин, С. М. Шик	105
Первые находки древнеэвксинско-узунларских отложений на побережье Болгарии А. А. Свиточ, Т. А. Янина	109

# **Contents**

# Vol. 5, No. 5, 1997

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAHK Hayka/Interperiodica Publishing (Russia). Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

3
10
10
24
35
44
54
65
78
90
98
105
109

УДК 552.4:[550.8:582]

### ПРОБЛЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

© 1997 г. В. И. Шульдинер, Е. М. Заблоцкий

Всероссийский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия Поступила в редакцию 24.07.95 г.

Обсуждены вопросы, касающиеся методической основы и специфики расчленения и картографирования метаморфических подразделений, их таксономии и номенклатуры. Главные предложения относятся к уточнению ряда важнейших понятий и обоснованию необходимости разработки таксономической системы метаморфических подразделений и их номенклатуры. К высшему таксону отнесены региональные подразделения — метаморфические комплексы, иерархический уровень которых определяется их существенной ролью в строении крупных элементов земной коры — структурно-формационных зон (областей). Основными картографируемыми подразделениями считаются таксоны более низкого уровня — метаморфические формации (устойчиво повторяющиеся парагенезы метаморфических пород). Метаморфические подразделения представляют собой вторичные геологические тела и не должны рассматриваться и изображаться на общих (не специализированных) геологических картах как единицы, равнозначные по статусу первичным — стратиграфическим и плутоническим подразделениям.

*Ключевые слова.* Метаморфические комплексы, метаморфические формации, таксономия, картографирование, петрографический кодекс.

Главной особенностью геолого-картографического метода исследования является индивидуализация каждого картируемого геологического тела в системе пространственно-временных соотношений. Именно на индивидуализацию геологических тел направлена процедура расчленения и корреляции при изучении осадочных, магматических и метаморфических образований. Хронологически неповторимыми, уникальными являются элементы стратиграфической шкалы – стратоны (следы обстановок) и границы между ними (следы событий); это - основа всех стратиграфических построений (Мейен, 1989). Стратиграфически (в широком смысле) определенный статус в геолого-картографическом моделировании имеют и интрузивные образования, которые в некоторых стратиграфических кодексах выделяются в специальных тип литодемических подразделений или литостратиграфических подразделений "особого рода" (North American..., 1983; International Subcomission..., 1992).

Тот же стратиграфический подход геологи пытались осуществить и при расчленении глубоко преобразованных метаморфических комплексов. Характерное для них стратиформное (а правильнее сказать "стратоподобное") строение интерпретировалось как напластование и наделялось свойствами стратиграфического разреза (сукцессии). Такой подход, однако, во многом не оправдал себя (Шульдинер, 1992). В отношении картируемых стратоподобных элементов метаморфических комплексов ("металитонов") в случаях

интенсивных преобразований не удается ни конкретизировать их первичную природу, ни выявить первичное событийное содержание границ между ними. Исходная моногенность метаморфических тел требует специальных доказательств, которые обычно не являются исчерпывающими, несмотря на отнесение тех или иных образований к пара- или ортопородам. Слоевидная текстура отдельных метаморфических тел может маскировать разнообразные первичные структуры и соотношения: изоклинальную складчатость, зоны дизъюнктивных дислокаций, зоны параллельных магматических инъекций, стратиграфические несогласия, тектонические зоны дезинтеграции, метаморфо-метасоматических преобразований и т.п. Геология кристаллических метаморфических комплексов не располагает индикаторами возрастной последовательности, локализованными вблизи граничных поверхностей разновозрастных тел, как это характерно для осадочных и магматических образований. В отличие от тех и других, метаморфические тела характеризуются преобладанием структурно-вещественных признаков преобразования над признаками условий первичного образования. Расчленение, картирование метаморфических комплексов не выявляет хронологической индивидуальности составляющих их элементов, не делает статус метаморфических подразделений низкого ранга стратиграфически определенным. В целом результаты изучения геологии кристаллического метаморфического комплекса соответствуют лишь первой, структурно-литологической стадии расчленения и корреляции.

Осознание этого положения привело к отказу от стратиграфического подхода в пользу расчленения метаморфических комплексов на структурно-вещественной основе, что и зафиксировано в недавних изданиях Петрографического кодекса (1995) и инструкций по составлению геологических карт (Индустрия..., 1995 г.).

Петрографический комплекс гласит: "Метаморфические комплексы, сложенные горными породами, которые в процессе метаморфизма значительно или полностью утратили признаки исходных пород, вследствие чего природа их субстрата не реконструируется по прямым визуальным признакам, выделяются как самостоятельные петрографические подразделения... Выделение и картирование метаморфических комплексов следует производить с использованием реально наблюдаемых структурно-вещественных признаков. На геологических картах должны изображаться... выделяемые по этим признакам комплексы метаморфических пород... Реставрация субстрата в этом случае допускается только как интерпретационный вариант и на карте не демонстрируется" (с. 47). Цитированное положение означает (хотя в явной форме это и не оговорено), что метаморфические образования должны изображаться на геологических картах как самостоятельные подразделения, равноправные со стратиграфическими и плутоническими. Такое нововведение оказалось довольно неожиданным. Опыт структурно-вещественного расчленения метаморфических образований почти отсутствует, и его методическая основа разработана очень слабо. Петрографический кодекс, подробно излагающий принципы расчленения, корреляции и описания магматических подразделений, дает лишь схематическое, совершенно недостаточное для картирования изложение тех же принципов по отношению к метаморфическим объектам. Этот недочет нельзя поставить в вину авторам нынешней версии кодекса, ибо она отражает реальное состояние проблемы на сегодня. Однако составление геологических карт нового поколения масштаба 1:1000000 и 1: 200000 уже началось, и методические недоработки в отношении метаморфических образований неизбежно должны отразиться на качестве карт.

Вместе с тем, проблема эта не проста и нуждается в дальнейшем обсуждении. Здесь мы рассмотрим три главных вопроса, касающихся методической основы и специфики выделения и картографирования метаморфических подразделений, их таксономии и номенклатуры.

1. О методической основе выделения метаморфических подразделений на геологических картах. Нередко можно слышать (и это так или

иначе проступает в формулировках различных методических руководств), что поскольку метаморфические породы составляют такой же, как осадочные и изверженные, самостоятельный петрографический класс, то и образуемые ими геологические подразделения должны получить на геологических картах статус, равный статусу стратиграфических и плутонических подразделений. Между тем, классификация картографируемых геологических подразделений основывается, как известно, отнюдь не на петрографических признаках и не совпадет с петрографической классификацией пород. Картируются не горные породы, а геологические тела, и классифицируются они не по составу, а по способу и времени формирования в геологическом пространстве. С этой точки зрения картографируемые геологические подразделения делятся на два геолого-картографических класса – первичных и вторичных образований. К первичным подразделениям относятся геологические тела, последовательное формирование которых приводило к образованию новых объемов земной коры. Их дальнейшая классификация проводится по двум признакам: по происхождению (способу формирования), по которому они делятся на стратиграфические и плутонические подразделения (что, повторим, не соответствует делению горных пород на петрографические типы и классы), и по возрасту формирования. Главное изобразительное средство геологической карты – цветовой (или заменяющий его в черно-белых вариантах штриховой) фон – используется для обозначения этих двух признаков. Поскольку первоначальная форма и характер залегания стратонов известны априори, а для плутонов могут быть установлены по их соотношениям со стратонами, изображение их подразделений не геологической карте дает адекватное представление о способе и времени образования соответствующего фрагмента земной коры. Соотнесение же этих начальных характеристик с представленной на карте современной ситуацией позволяет судить о структурной эволюции данного фрагмента.

Класс вторичных подразделений представлен геологическими телами, сформировавшимися путем трансформации уже существовавших геологических тел в ходе структурных и вещественных преобразований слагавших их горных пород. По преимуществу это метаморфические тела — ореолы и зоны геотермального, дислокационного и иных типов метаморфизма, но сюда же относятся и некоторые осадочные объекты (неперемещенные коры выветривания), так что и в этом случае налицо несоответствие с петрографической классификацией. Принципиальные требования стандартной геолого-картографической модели — первично-генетической определенности и хронологической индивидуальности геологичес-

ких тел - на вторичные подразделения не распространяются. Фундаментальное отличие вторичных подразделений от первичных выражается на карте через соответствующий подбор обозначений. Для вторичных подразделений, как правило, используются менее выразительные графические средства – различные крапы и штриховки, наложенные на цветовой фон первичных подразделений; зачастую же обходятся и вовсе без графических обозначений, довольствуясь словесными характеристиками вторичных преобразований в тексте легенды. Возможности графических средств не безграничны, и метод общей (не специализированной) геологической карты состоит в том, что использование эти возможностей направлено прежде всего на отражение пространственных и временных отношений между первичными геологическими объектами, тогда как информация о вторичных подразделениях ограничивается некоторым минимумом, определяемым обычно их значимостью в конкретных случаях.

Иными словами, особенностью общей геологической карты является примат первичных объектов над вторичными. И как бы ни было велико значение метаморфических подразделений в той или иной ситуации, они всегда остаются вторичными и не могут рассматриваться как равнозначные по статусу с объектами первичного класса — стратиграфическими и плутоническими подразделениями.

2. О специфике картографирования высокометаморфизованных образований. В петрографическом кодексе в зависимости от степени преобразования пород предлагается различать собственно метаморфические породы (комплексы) и метаморфизованные породы (комплексы). Критерии их различия сформулированы не очень четко. Метаморфические породы – результат глубоких преобразований с уничтожением "признаков первоначальных текстур, структур и минерального состава". Метаморфизованные породы – "породы, сохранившие в той или иной степени признаки своей первоначальной природы, позволяющие определить не только их происхождение..., но и исходный петрографический состав" (с. 26). Между этими двумя состояниями – сохранностью признаков для достаточно уверенного определения протолита и полным уничтожением исходных особенностей – дистанция очень большая, заполненная всевозможными промежуточными вариантами. В другом разделе кодекса (с. 47) содержится уточнение, согласно которому реставрация субстрата и, соответственно, деление на метаморфические и метаморфизованные образования должна осуществляться лишь по "прямым визуальным признакам" и притом непосредственно в поле.

Этимологически противопоставление терминов "метаморфизованные" и "метаморфические" в указанном выше смысле неудачно и также несет в себе элемент неопределенности: ни тот, ни другой термин, согласно правильному словоупотреблению, не указывает на степень изменений, но лишь на факт и на результат воздействия метаморфизма.

По существу, и сама потребность в делении метаморфических пород по уровню сохранности их исходных особенностей не так уж велика. чтобы быть узаконенной кодексом. Ибо очевидно, что идентификация протолитов зависит только от уровня преобразований, но и от степени изученности метаморфических пород и от возможностей используемый методик, которые непрерывно совершенствуется. Поэтому универсальные критерии деления пород по указанному признаку отсутствуют и не должны регламентироваться. Задачи геологической съемки обязывают геолога максимально продвинуться по пути реставрации дометаморфического субстрата, и степень такого продвижения не должна ограничиваться каким-то заданным пределом (в том числе и возможностями полевой идентификации). И уже в зависимости от конкретного результата, а не от свойств объекта, изученное подразделение должно быть квалифицировано либо как дометаморфическое (т.е. стратиграфическое или плутоническое), либо как метаморфическое.

Проблема картографирования метаморфических подразделений, т.е. геологических тел, сложенных высокометаморфизованными породами с нераспознанным субстратом, состоит в том, что для них может быть достоверно установлена лишь одна из трех требуемых для картографирования характеристик - пространственная, тогда как первичное происхождение и последовательность становления могут остаться и чаще всего остаются невыясненными. Если строго руководствоваться изложенными выше геолого-картографическими принципами, такие тела должны обозначаться на картах с помощью "метаморфического крапа" на белом фоне или на цветном возрастном фоне некоторого нерасчлененного стратиграфического подразделения.

Однако в случаях, когда метаморфические подразделения с нерасчлененной первичной основой занимают на картах большие пространства, подобный способ изображения становится нерациональным из-за того, что главное изобразительное средство карты, а именно цвет, оказывается использованным совершенно недостаточно. Учитывая это обстоятельство, для обозначения высокотемпературных, утративших надежные признаки исходного происхождения метаморфических подразделений, можно допустить применение цветового фона. При этом, однако,

не следует думать, что тем самым мы уравниваем их статус со статусом первичных подразделений. Метаморфические подразделения имеют двойственную природу и в рассматриваемом случае выступают как нераспознанные в силу наложенных преобразований и потому нерасчлененные первичные (стратиграфические и плутонические) тела. Необходимость выделения метаморфических попразделений на карте, как особых самостоятельных единиц, обусловлена не особой их метаморфической природой, а недоизученностью, невозможностью надежного обоснования исходных подразделений. Как картографические единицы они имеют временный статус, по мере продвижения исследований из их состава могут быть выделены первичные тела, и способ их обозначения будет изменен .

Выбор изобразительных средств картографирования метаморфических комплексов зависит не только от степени преобразований, но и масштаба карт, их возможной детальности. Потребность в фоновом изображении должна возникать в первую очередь на крупномасштабных картах районов широкого развития метаморфических образований невыявленной первичной природы. Двойственное использование при этом цвета и для первичных, и для вторичных подразделений может быть оправдано также и необходимостью отражения фактической основы геологических построений. На картах мелкого масштаба предпочтительно сохранение единства принципов изображения с использованием цвета только для первичных подразделений.

В согласии с предложенным подходом и требованием единства геологической летописи должна находиться и индексация возраста метаморфических подразделений на геологических картах: возрастные индексы должны фиксировать установленное или предполагаемое время образования, а не метаморфического преобразования горных пород. Положение метаморфических комплексов в легенде и в стратиграфической колонке также должно отвечать возрасту субстрата. Несоблюдение этого правила будет приводить к картографическим несуразностям: подразделения одного и того же метаморфического комплекса с одинаковым субстратом могут оказаться в легенде на разных возрастных уровнях, если слабо метаморфизованные зоны будут индексированы по возрасту субстрата, а интенсивно метаморфизованные по возрасту метаморфизма; может случиться, что интрузии будут прорывать метаморфические супракрустальные образования, возраст которых согласно индексу моложе интрузий, и т.п. В действующих инструкциях правила возрастной индексации метаморфических подразделений не оговорены.

3. О таксономии и номенклатуре метаморфических образований. Основным метаморфическим подразделением петрографический кодекс называет метаморфический комплекс. Вместе с тем, границы понятия "метаморфический комплекс", объема этого понятия очерчены в кодексе недостаточно четко. Определение таково: метаморфический комплекс – "ассоциация метаморфических пород, которые слагают геологические тела, сформированные в определенном геологическом пространстве и времени, и обладают устойчивыми признаками состава, текстуры, структуры и соотношения с окружающей средой" (с. 46). Что комплексы формировались "в определенном геологическом пространстве и времени" представляется самоочевидным, а что они обладают "устойчивыми признаками состава, структуры, текстуры", наоборот, ошибочным. И что означает "соотношение с окружающей средой"?

Фраза в целом является калькой с определения магматического комплекса в том же кодексе. Но для магматического комплекса имеется разъяснение о его рамках, определяемых его формированием "в определенной геодинамической обстановке в ходе развития единого... интрузивного процесса" (с. 41). В случае же метаморфического комплекса какое-либо разъяснение отсутствует, и вопрос об ограничении понятия "метаморфический комплекс" повисает в воздухе. Похожесть формулировок делу не помогает, поскольку разное происхождение магматических и метаморфических пород определяет принципиальное различие связей, соединяющих эти породы в комплексы, и тем самым обусловливает отсутствие какого-либо соответствия между формально одноранговыми подразделениями тех и других (Шульдинер, Ермолаев, 1989). Приводимое в петрографическом кодексе сопоставление магматических и метаморфических комплексов, вплоть до их отождествления в аспекте картографирования и формационного анализа, представляется не корректным.

Дать определение понятия "метаморфический комплекс" из-за его многозначности действительно трудно, но можно попытаться объяснить смысл этого термина, как он привился в литературе. Прежде всего, это подразделение высокого иерархического уровня. Метаморфический комплекс – проявление регионального метаморфизма и, соответственно, представляет собой региональное подразделение, как это и указано в кодексе. Понятие метаморфического комплекса в смысле масштабности и значимости может быть

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Главная трудность при таком подходе будет возникать при оценке достоверности реконструкций, которая является понятием подвижным, зависимым от общего уровня знаний. Но это такой вопрос, который не может быть регламентирован, его решение в каждом конкретном случае остается на ответственности исполнителя и апробирующих инстанций.

соотнесено с понятием структурно-формационной зоны, области. Размеры выходов метаморфических комплексов на поверхность, как правило, постаточно велики и, по определению В.А. Глебовицкого, соизмеримы с размерами структурноформационных зон. Метаморфический комплекс характеризует существенные особенности строения структурно-формационной зоны, к которой он принадлежит, и во многом определяет ее специфику. Присущие метаморфическому комплексу петрографические особенности не обязательно устойчивы, но в своей совокупности они позволяют охарактеризовать комплекс как генетически единое геологическое тело (группу тел) и очертить его (их) место в геологической структуре и в геологической истории региона<sup>2</sup>.

Такое понимание термина "метаморфический комплекс" закрепилось в большинстве работ по метаморфизму, начиная с пионерных работ Д.С. Коржинского (1939 и др.), в которых он выделил алданский, древнестановой, слюдянский комплексы Восточной Сибири, сохранившие свое значение главных региональных метаморфических подразделений до сего дня.

Вопрос о расчленении метаморфических комплексов на более дробные единицы ни в петрографическом кодексе, ни в инструкциях не рассматривается.

Между тем, в силу своих больших размеров метаморфические комплексы, т.е. петрографические подразделения высшего ранга, элементарными картографическими единицами в общем случае быть не могут. Опыт картирования показывает, что на геологических картах масштаба 1:50000, 1: 200000, а часто и 1: 1000000 в качестве картируемых единиц обычно выделяются петрографически однородные тела, сложенные двумя-тремя видами, иногда более, а иногда и одним видом метаморфических пород. Чаще всего эти тела имеют пласто- или линзообразную форму и при мощности в несколько километров довольно устойчиво прослеживаются на многие километры и даже десятки километров по простиранию. Подразделения этого ранга показывались на большинстве отечественных геологических карт (чаще всего без должных, правда, оснований) как стратиграфические единицы и именовались свитами или сериями. В публикациях по формационному анализу и формационному картированию подразделения этого ранга именуют метаморфическими формациями, парагенерациями, петроформациями (Методические указания..., 1970; Травин, 1975; Шульдинер, 1992).

В таком объеме метаморфическая формация — наиболее употребительный таксон метаморфических подразделений, который в большинстве случаев удовлетворяет потребности расчленения. Иногда возникает необходимость объединения формаций, для чего предлагается таксон среднего уровня — метаморфическая серия (парагенез формаций). Могут быть использованы и вспомогательные таксономические единицы — подкомплекс, подсерия, субформация (Шульдинер, 1992). Проявления локального (контактового, дислокационного) метаморфизма по большей части относятся к подразделениям низких рангов.

В связи с применением термина "метаморфическая формация" обсудим еще один тезис Петрографического кодекса. "Картирование геологических тел горных пород и последующий формационный анализ их совокупностей, объединяемых в магматические (метаморфические) комплексы, – это самостоятельные и неравнозначные элементы региональных геологических исследований. Картирование и геолого-петрографическое изучение того или иного комплекса не всегда сопровождается последующим формационным анализом, но обязательно должны ему предшествовать... Неправомерно методически и по существу ставить вопрос о непосредственном геологическом картировании магматических и метаморфических формаций" (с. 16). Этот тезис можно признать справедливым лишь в том узком значении, в котором он применен в цитате, т.е. по отношению к петрографическим объектам относительно высокого таксономического уровня. В более общем смысле он принят быть не может - по разным причинам.

Во-первых, в формационном анализе термин "формация" традиционно употребляется в двух смыслах: для обозначения индивидуального геологического тела и для обозначения той классификационной группы (вида, класса), к которой это тело принадлежит. О такой двойственности писал еще Ю.А. Кузнецов, говоривший о "конкретных" и "абстрактных" формациях. В магматической геологии конкретную формацию обозначают термином "комплекс", а за магматичесформацией остается ее абстрактное понимание. Однако в осадочной и метаморфической геологии подобных специальных обозначений нет, и термин "формация" используется в

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> В связи с этим встает вопрос о целесообразности выделения петротипов метаморфических комплексов. Метаморфический комплекс - сложное обширное сооружение, которое может быть охарактеризовано как целостный объект; выбор же какой-либо его части или какого-либо отдельного выхода в качестве петротипа может привести к обеднению и искажению его содержания. Получается, что петротип, чтобы быть представительным, должен быть равен всему подразделению. Поэтому требование кодекса об обязательном выделении и описании петротипа применительно к метаморфическим образованиям (с. 53) следует упразднить. Вместе с тем, была бы уместной рекомендация сопровождать характеристику любых петрографических подразделений (в том числе и низкоранговых) тщательным описанием наиболее полно изученных опорных объектов – эталонов, функция которых, как известно (Мейен, 1989), отличается от функции голотипа.

двух смыслах. Неоднозначность термина усугубляется и тем, что он применяется по отношению к формационным подразделениям разного таксономического уровня. Такое положение создает определенное неудобство, но его нельзя исправить запрещающим декретом, необходимо усовершенствовать номенклатурную систему.

Здесь следует еще раз подчеркнуть существенные различия употребления термина "формация" в применении к магматическим и метаморфическим образованиям. Магматическая формация обладает генетической и иерархической определенностью. Введение ее двойного – абстрактного и конкретного - понимания способствует выявлению закономерностей эволюции магматизма во времени и в пространстве. Метаморфическая формация - это конкретная структурно-вещественная единица картирования, первичная генетическая индивидуальность которой скорее вероятна, чем доказана. На современной стадии изученности метаморфические формации остаются результатом эмпирического обобщения. Иерархически (не генетически) они могут соответствовать стратонам или плутонам различного ранга или их сочетаниям. Место метаморфических формаций в иерархии метаморфических подразделений определено в первом приближении. Вместе с тем, метаморфическая формация в силу ограниченной возможности ее хронологической индивидуализации выступает как своего рода абстрактная формация – опорная, базовая литологическая общность.

Другая сторона проблемы заключается в следующем. Каждое геологическое тело - от кристалла до структурно-формационного комплекса является индивидуальным объектом и одновременно представителем своего вида, класса. При этом индивидуальность объекта определяется двумя факторами – внутренним и внешним. Внутренний заключается в специфике объекта, в его оригинальности, неповторимости, внешний - в его особом положении относительно других объектов того же ранга в общей для них структуре. Чем выше иерархический ранг подразделения, тем более усложняется его строение и тем сильнее проявляется его специфика, т.е. внутренний фактор индивидуальности. Таковы метаморфические комплексы - сложные высокоорганизованные тела, неповторимые индивидуальные черты которых часто "заслоняют" их видовые формационные признаки. Выявление последних на этом уровне становится, как и подчеркнуто в кодексе, действительно делом специального, оторванного от непосредственных задач геологической съемки анализа.

В формационных подразделениях более низкого ранга внутренняя специфика проявлена обычно не столь резко, и их индивидуальность

определяется внешним фактором. Например, существует бесчисленное множество трудно различимых песчано-алевролитовых толщ, но каждая из них характеризуется строго определенным положением в стратиграфическом разрезе, что и делает ее индивидуальным, единственным, хронологически неповторимым подразделением свитой N, горизонтом М и проч. Точно так же, если ничем не примечательный гранит образует одну из фаз или фаций известного, хронологически индивидуализированного плутонического комплекса Р, то индивидуальность такого гранита этим вполне определена. Благодаря отсутствию выраженной внутренней специфики низкоранговые подразделения выступают как носители типовых признаков, т.е. как представители "абстрактных" формаций, которые могут быть легко идентифицированы в ходе геологической съемки. Более того, подразделения такого ранга выделяются, как правило, именно по видовым признакам и лишь затем приобретают свой индивидуальный статус. В случае метаморфических низкоранговых подразделений эта вторая операция – идентификация индивидов (индивидуализация) – может остаться и вовсе неосуществленной, из-за того, что структурные, возрастные и генетические отношения метаморфических тел друг с другом и, соответственно, их место в метаморфическом комплексе оказываются нераскрытыми. Таким образом, для метаморфических подразделений низкого таксономического уровня на первый план выступает их видовая характеристика, которая заключается в принадлежности к определенному повторяющемуся парагенезу метаморфических пород, т.е. к метаморфической формации. В этом случае говорить о непосредственном картировании метаморфических формаций вполне правомерно. Остается, правда, вопрос о неоднозначности использования термина "формация", но отсутствие развитой номенклатуры заставляет мириться с этим недостатком. Впрочем, подразумеваемый смысл употребления этого термина бывает, как правило, очевиден из контекста.

Из сказанного должны вытекать правила наименования картируемых метаморфических подразделений. Согласно кодексу, "петрографическое наименование комплекса дается по названию преобладающих или наиболее характерных... пород, которые его составляют" (с. 52). На самом деле, это правило приложимо лишь к метаморфическим подразделениям низшего уровня - метаморфическим формациям (например, гиперстенгнейсовая, амфиболитовая, кварцит-кинцигитовая, но охарактеризовать таким образом пестрые по составу, сложнопостроенные сооружения, какими, как правило, бывают метаморфические комплексы, чаще всего невозможно. Петрографические названия последних должны отражать наиболее общие особенности, присущие конкретным комплексам и подчеркивающие их специфику, например, характер зональности, уровень метаморфизма, глубинность или другие черты - выбор признаков в данном случае не может быть унифицирован (примеры: алданский гранулитовый комплекс, лапландский комплекс высокобарических гранулитов, приладожский зональный низкобарический комплекс, беломорский полиметаморфический высокобарический комплекс и т.п.). В то же время именно географическое название метаморфического комплекса, учитывая его специфичность, служит его главным "опознавательным знаком". Наоборот, конкретную метаморфическую формацию определяют ее состав и принадлежность к метаморфическому комплексу, поэтому собственное географическое название для нее излишне. Исключением могут быть лишь те формации, для которых по какимто признакам доказана их неповторимость, единственность.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы, обсуждавшиеся в статье в связи с расчленением метаморфических образований для целей картографирования, касаются уточнения понятий и некоторых положений об особой категории показываемых на геологических картах подразделений – метаморфических комплексов и формаций. Поскольку геологическая карта представляет собой многофакторную модель геологической реальности, раскрывающую способы и последовательность образования и преобразования геологических тел, используемые в ней средства изображения дифференцированы в отношении первичных и вторичных (наложенных) геологических подразделений. Метаморфические подразделения являются вторичными, и на общих геологических картах они могут изображаться в качестве самостоятельных картографических единиц вместо первичных подразделений лишь в тех случаях, когда они, ввиду невозможности распознания их первичной природы и геологического возраста, могут быть выделены и расчленены только по структурно-вещественным признакам. При этом метаморфические подразделения не должны рассматриваться как равнозначные по статусу первичным – стратиграфическим и плутоническим – подразделениям; они представляют собой результат начальной ступени расчленения и корреляции, конечная цель которых заключается в хронологической индивидуализации и выделении соответствующих подразделений первичного геолого-картографического класса.

К высшему таксону метаморфических подразделений отнесены региональные подразделения — метаморфические комплексы, иерархический уровень которых определяется их существенной ролью в строении крупных элементов земной коры — структурно-формационных зон (областей). Основными же картографируемыми подразделениями являются таксоны более низкого уровня — метаморфические формации (устойчиво повторяющиеся парагенезы метаморфических пород). Индивидуальные (географические) и видовые (формационные) наименования подразделений должны отражать реальные соотношения индивидуальных и видовых особенностей разных таксонов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. М.: Роскомнедра, 1995. 124 с.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 349–366.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Методические указания по формационному анализу высокометаморфизованных комплексов докембрия Украины. Киев: Министерство геологии УССР, 1970. 179 с.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

Травин Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 29 с.

*Шульдинер В.И.* Геологическое картирование высокометаморфизованных комплексов докембрия на петроформационной основе // Отечеств. геология. 1992. № 12. С. 26–36.

Шульдинер В.И., Ермолаев В.А. Геологическое картирование метаморфических формаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 123–132.

International Subcomission on Stratigraphic Classification. Circular 85. Appendix A. 1992. 128 p.

North American Stratigraphic Code // AAPG Bul. 1983. V. 5. № 5. P. 841–875.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 565.33+564.82/85:551.733.1(470.316)

# ОСТРАКОДЫ И ЗАМКОВЫЕ БРАХИОПОДЫ ОРДОВИКА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (СКВ. ГАВРИЛОВ ЯМ)

© 1997 г. Л. М. Мельникова\*, Ю. Е. Дмитровская\*\*

\*Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, ул. Профсоюзная, 123; Россия \*\*Государственное научно-производственное предприятие "Недра", 150013, Ярославль, ул. Валгуши, 28, Россия Поступила в редакцию 25.04.95 г.

В статье приводятся данные комплексного изучения литологии, остракод и замковых брахиопод из ордовикской части разрезов скважин Гаврилов Ям № 1 и № 5. В основу расчленения ордовикских отложений положена региональная стратиграфическая схема для центральной части Восточно-Европейской платформы (Постановления..., 1992). Выявленный комплекс остракод содержит более 50 видов. Распространение остатков остракод по разрезу неравномерное. Богатый комплекс остракод (примерно 65% от общего количества) встречен в отложениях среднего ордовика. Нижнеордовикские отложения охарактеризованы в меньшей степени. Еще меньше остракод в верхнеордовикской части разреза. Анализ видового состава показал существование в Московской синеклизе в среднеордовикскую эпоху большого числа общих видов остракод с Балтоскандией, что может указывать на тесную связь этих бассейнов. Приводится описание шести новых видов остракод, принадлежащих шести родам, два из которых новые. Кроме того, впервые приводится изображение наиболее представительных ордовикских видов остракод Московской синеглазы.

Остатки замковых брахиопод в рассматриваемых разрезах представлены 17 видами, которые, за исключением одного вида, были обнаружены в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика. Верхнеордовикские отложения практически не охарактеризованы замковыми брахиоподами, что, по всей вероятности, было связано со специфическими (возможно, неморскими) условиями седиментации.

*Ключевые слова.* Остракоды, замковые брахноподы, бностратиграфия, литология, ордовик, Московская синеклиза.

Ордовикские отложения Московской синеклизы охарактеризованы различными группами фауны: беззамковыми и замковыми брахиоподами, остракодами, трилобитами, конодонтами, иглокожими, мшанками, граптолитами. Сведения об остракодах Московской синеклизы весьма скудные (Дмитровская, 1989а; Прокофьев, Кузнецов, 1982). Нередко определения остракод были даны до рода, а их описание и изображение до их пор не приводились. Замковые брахиоподы хотя изучены значительно лучше (Алихова, 1969; Дмитровская, 1989б), но также требуют уточнения их распространения в ордовикских породах из керна глубоких скважин Московской синеклизы, так как ранее они изучались в основном из естественных обнажений северо-запада Восточно-Европейской платформы.

Для этой цели, а также для выяснения возможного стратиграфического значения этих групп фауны, были опробованы разрезы двух опорных скважин Гаврилов Ям № 1 и № 5. Обе скважины расположены на Гаврилов-Ямском геофизическом полигоне, к югу от г. Ярославля, в южной палеоструктурной зоне, отвечающей Ростовскому валу, установленному по геофизическим данным

(Дмитровская, 1991). Расчленение ордовикских отложений дано в соответствии с региональной стратиграфической схемой для центральных участков Восточно-Европейской платформы, принятой в ноябре 1991 г. (Постановления..., 1992, рис. 1).

Из разреза Гаврилов Ям обработано 85 образцов с остракодами. Сначала был просмотрен весь керн из ордовикской части разрезов обеих скважин. Для изучения остракод были отобраны лишь те породы, в которых при визуальном осмотре были обнаружены остатки ракушковых рачков. В основном это оказались известняки органогенные и глинистые, а также глинистые сланцы. Для извлечения остатков остракод из более твердых пород применялся физический метод, который сводится к хорошо опробованным операциям: дробление образца на мелкие части, прокаливание в муфельной печи с последующим резким охлаждением. Существенно глинистые породы подвергались сплавлению с гипосульфитом натрия или кипячению с перекисью водорода.

Ниже приводится литологическое описание разрезов скважин Гаврилов Ям № 1 и № 5 с ком-

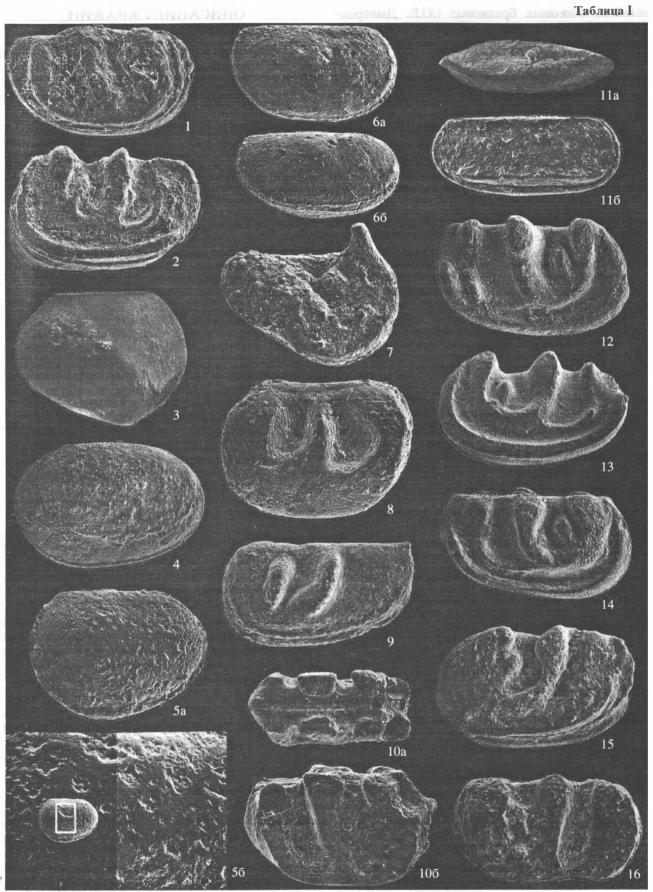
плексами замковых брахиопод (Ю.Е. Дмитровская) и характеристика комплексов остракод с описанием новых таксонов и изображением наиболее представительных видов (табл. I, II, Л.М. Мельникова). Коллекция остракод хранится в Палеонтологическом институте под № 4475.

# ОПИСАНИЕ СКВАЖИН ГАВРИЛОВ ЯМ № 1 И № 5

Ордовикские отложения в скважине Гаврилов Ям № 1 пройдены в интервале 1500–1668 м, а в скважине № 5 – в интервале 1495–1655 м. Ордовикские отложения в этих скважинах характеризуются

e l			Прибалтика		Московская синеклиза											
Система	Система Отдел Ярус		Стандартные граптолитовые зоны	горизонты схемы 1984 г.		горизонты схемы 1991 г.	местные под Западные	Центральные								
L							районы	районы								
Ck Jyp			Acuminatus			·	Варлыг	чнская								
			Persculptus	Поркуни	FII											
		5	Extraordinarius													
	Верхний	Ашгилл	Anceps	Пиргу	F <sub>Ic</sub>	Митинский	Ратынская	Митинская								
	Bep	A	Complanatus													
			Linearis	Вормси	F <sub>I</sub> b											
				Набала	$F_{l^a}$		Himmy									
			Clingani	Раквере	Е		Меглинская									
		то Карадок		Оанду	DIII		Хревицкая	٠٠٠								
			Multidens	Кейла	DΠ		Шундоровская 2									
Ордовикская				Йыхви	$D_{\rm I}$		Грязновская	Кубенская								
				Идавере	C <sub>III</sub>											
	ıň		<u>П</u>	Gracilis	Кукрузе	C <sub>II</sub>	Березайский	Березайская <b>(</b>	Скалинская							
0	Средний	Лландейло	Teretiusculus	Ухаку	C <sub>I</sub> c											
		Тланвирн	Тланвирн	Тланвирн	Планвирн	Тланвирн	Лланвирн	Планвирн	Планвирн			Ласнамяги	C <sub>Ib</sub>	Полометский	Полометская	Лунская
										dustriani Murchisoni  Murchisoni	Азери	C <sub>l</sub> a			}	
			"Bifidus"	Кунда	B <sub>III</sub>	Кундаский	Обуховская	Вексинская								
		fr.	Hirundo	Волхов	B <sub>II</sub>	Волховский	Волховская	Нефедовская								
	ИЙ	E H	Арениг	СНИ	ВН	Extensus					,					
	Нижний	1	Approximatus	Латорп	B <sub>I</sub>			цовская								
		рема- док		Варангу	$\mathbf{A}_{\mathbf{III}}$		Ухри	нская								
		Tpe	Flabelliforme	Пакерорт	Ап	Итинский	Буги	нская								

Рис. 1. Корреляция ордовикских отложений западных и центральных районов Восточно-Европейской платформы (по Ю.Е. Дмитровской, 1991).



следующими отличительными признаками: 1 глинистым составом верхнебугинской подсвиты, входящей в состав итинского горизонта; 2 - карбонатным составом и сокращенной мощностью свит, относимых к волховскому (нефедовская свита), кундаскому (вексинская свита), полометскому (лунская свита), березайскому (скалинская свита) горизонтам; 3 - более полным, по сравнению с разрезами центральной зоны Московской синеклизы, стратиграфическим объемом кубенской свиты за счет ее меньшего размыва в предмитинское время; 4 - отсутствием образований верхнего тремадока (ухринская свита) и нижнего аренига (семенцовская свита). Подстилаются орповикские отложения терригенными породами верхнего кембрия, а покрываются в той или иной степени доломитизированными породами варлыгинской свиты (силур).

Ордовикские отложения в разрезах скважин Гаврилов Ям № 1 и № 5 представлены всеми тремя отделами и начинаются с верхнебугинской подсвиты (итинский горизонт) нижнего ордовика, установленной в интервале 1668–1640 м (скв. № 1) (выход керна 60%) и 1655–1635 м (скв. № 5). Сложена подсвита аргиллитами и алевролитами темно-серыми с зеленоватым оттенком, некарбонатными с подчиненными прослоями глинистых мелкозернистых песчаников. В них обнаружены лишь остатки беззамковых брахиопод из отряда Lingulida и акритархи, позволившие отнести вмещающие их отложения к итинскому горизонту

нижнетремадокского подъяруса. Остатки остракод в верхнебугинской подсвите не обнаружены.

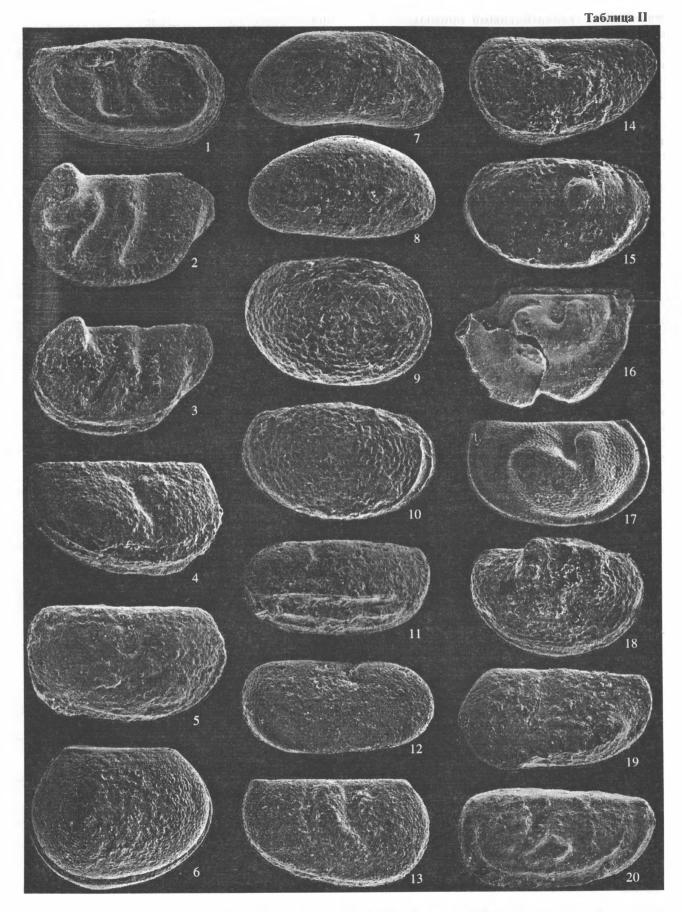
Нефедовская свита (волховский горизонт) вскрыта в интервале 1640—1628 м (скв. № 1) (выход керна 94%) и 1635—1623 м (скв. № 5) и представлена известняками серыми, темно-серыми, в различной степени глинистыми, органогенными; глинами карбонатными и мергелями от зеленовато-серой до пепельно-серой окраски, с тонкими прослоями и конкрециями известняка. Определены брахиоподы Paurorthis parva (Pand.), Productorthis ex gr. obtusa (Pand.), Ahtiella jentzschi (Gag.), Ingria nefedjewi (Eichw.), Ingria sp. nov. 1, позволившие включить свиту в состав волховского горизонта и отнести ее к аренигскому ярусу.

Среди остракод обнаружены Conchoprimitia glauconitica Opik, C.gammae Opik, C.distincta Sarv, Piretopsis (Protallinnella) grewingkii (Bock), Piretopsis (Pr.) gavrilovensis sp. nov., Ogmoopsis vesperi Sarv, Og. ramosa Sarv, Glossomorphites grandispinosus (Hessland), Asteusloffia acuta (Krause), Tvaerenella aff. modesta Sarv.

Вексинская свита (кундаский горизонт) вскрыта в интервале 1628–1624 м (скв. № 1) (выход керна 100%) и 1623–1610 м (скв. № 5). Сложена она зеленовато-серыми и темно-серыми, преимущественно слабоглинистыми известняками в нижней части разреза, переходящими вверх в мергели темно-серые. В самой нижней части свиты (инт. 1628–1626 м) продолжают встречаться Ingria nefedjewi (Eichw.), Ingria sp. nov. 1, перешедшие из нефедовской свиты. Выше по разрезу были обна-

#### **Таблица І.** Остракоды ордовика в скважинах Гаврилов Ям.

1 - Ogmoopsis vesperi Sarv; экз. № 4475/111, раковина со стороны правой створки, L = 0.70 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1627.2 м; нижний ордовик, кундаский горизонт, вексинская свита. 2 – Protallinnella gavrilovensis Melnikova, sp. nov.: голотип № 4475/16, раковина со стороны правой створки, L = 1.75 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1630.7 м; нижний ордовик, волховский горизонт, нефедовская свита. 3 - Conchoprimitia distincta Sarv: экз. № 4475/206, раковина со стороны левой створки, L = 1.40 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1624.5 м; нижний ордовик, кундаский горизонт, вексинская свита. 4 – Conchoprimitia gammae gammae Орік; экз. № 4475/201, раковина со стороны правой створки, L = 1.95 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1597.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 5 - Conchoprimitia microрunctata Hessland: экз. № 4475/211: 5а – раковина со стороны правой створки, L = 1.58 мм; 5б – увеличенный фрагмент поверхности створки с ситовидными порами; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1584.5 м; средний ордовик, березайский горизонт, скалинская свита. 6 – Tvaerenella aff. modesta Sarv: экз. № 4475/46: 6а – раковина со стороны правой створки, L = 1.05 мм; 6б – с брюшной стороны; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1627.5 м; нижний ордовик, кундаский горизонт, вексинская свита. 7 – Glossomorphites grandispinosa (Hessland): экз. № 4475/106, правая створка сбоку, L = 1.15 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1634.5 м; нижний ордовик, волховский горизонт, нефедовская свита. 8 - Disulcina alta Melnikоva, sp. nov.: экз. № 4475/6, левая створка сбоку, L = 1.50 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1583.5 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 9 - Ctenonotella aculeata Melnikova, sp. nov.: голотип № 4475/1, раковина со стороны левой створки, L = 1.10 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1575.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 10 — Lunkiella suavis Melnikova, sp. nov.: голотип № 4475/21, раковина самки со стороны правой створки, L = 1.05 мм: 10а — со спинной стороны, 106 — сбоку; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1595.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 11 – Comptusiella recta Melnikova, sp. nov.: голотип № 4475/31, раковина со стороны правой створки, L = 0.7 мм: 11а - со спинной стороны, 116 - сбоку; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 12, 13 - Tallinnella discreta Melnikova, sp. nov.: 12 - голотип № 4475/11, правая створка сбоку, L = 2.1 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1592.3 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита; 13 – экз. № 4475/12, раковина с брюшной стороны. L = 2.0 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1588.5 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 14 - Tallinnella angustata (Krause); экз. № 4475/81, раковина со стороны правой створки, L = 1.95 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1592.3 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 15 – Tallinnella reticulata Sarv; экз. № 4475/86, раковина со стороны левой створки, L = 1.85 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 16 - Tetrada (Perplana) регріапа (Neckaja); экз. № 4475/246, раковина со стороны левой створки, L = 0.77 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1609.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 5 № 5 1997

ружены Ahtiella gemella (Eichw.), Ingria sp. nov. 2, Iru concava (Pahl.), Orthombonites ex gr. calligramma (Pahl.), Antigonambonites cf. aequistriatus (Gag.), позволяющие отнести свиту к кундаскому горизонту верхнего аренига – нижнего лланвирна.

Среди остракод встречены те же виды, что и в отложениях нефедовской свиты.

Лунская свита (полометский горизонт), вскрытая в интервале 1614—1592 м (скв. № 1) (выход керна 56%) и 1610—1585 м (скв. № 5), представлена известняками пелитоморфными от серых до темно-серых, и мергелями темно-серыми с мелкими гнездами, прослоями и линзами органогенно-обломочных и детритовых известняков. Комплекс замковых брахиопод — Plectambonites planissimus (Pand.), Clitambonites adscendens (Pand.), Leptestia (Leptestia) humboldti (Vern.), Leptaena (Leptaena) sp. nov., Sowerbyella (Viruella) огесночензів Nik. — дает основание относить лунскую свиту к полометскому горизонту, сопоставляемому с верхним лланвирном и нижней частью и лландейло.

Комплекс остракод лунской свиты богат не только в систематическом, но и в количественном отношении. Отсюда определено около 40 видов: Conchoprimitia gammae Opik, C. micropunctata Hessland, Nida nida Sidaravichiene, Sigmoopsis cornuta (Krause), S. Platyceras (Opik), S. lamina Sarv,

Ctenonotella aculeata sp. nov., Longiscula arcuaris Neckaja, L. parrectis Neckaja и др. (рис. 2). Из нижележащего комплекса переходят лишь остракоды родов Conchoprimitia, Tvaerenella и Steusloffia, представленные, однако, уже другими видами.

Скалинская свита (березайский горизонт), вскрытая в интервале 1592—1570 м (скв. № 1) (выход керна 75%) и 1585—1568 м (скв. № 5), сложена мергелями серыми, пепельно-серыми со слабым голубоватым оттенком, горизонтальнослоистыми, в основном плотными, крепкими с небольшими линзами и прослоями известняка серого цвета мощностью до 1.5—2.5 см. Замковые брахиоподы — Leptelloidea leptelloides (Bekk.) — позволяют относить свиту к березайскому горизонту, сопоставляемому с верхней половиной лландейло (зона Nemagraptus gracilis).

Остракоды представлены единичными Nida nida Sidarav., Carinobolbina carinata estona (Opik), Leperditella semen Opik и Ctenonotella aculeata sp. nov.

Кубенская свита (нижняя половина карадока) вскрыта в интервале 1570–1547 м (скв. № 1) (выход керна 65%) и 1568–1540 м (скв. № 5) и сложена в нижней части разреза мергелями от серого до пепельно-серого цвета, плотными, с прослоями (до 10 см) известняка серого цвета. Верхняя часть свиты состоит в основном из доломитизированных известняков серых, с редкими прослоями

#### Таблица II. Остракоды ордовика в скважинах Гаврилов Ям.

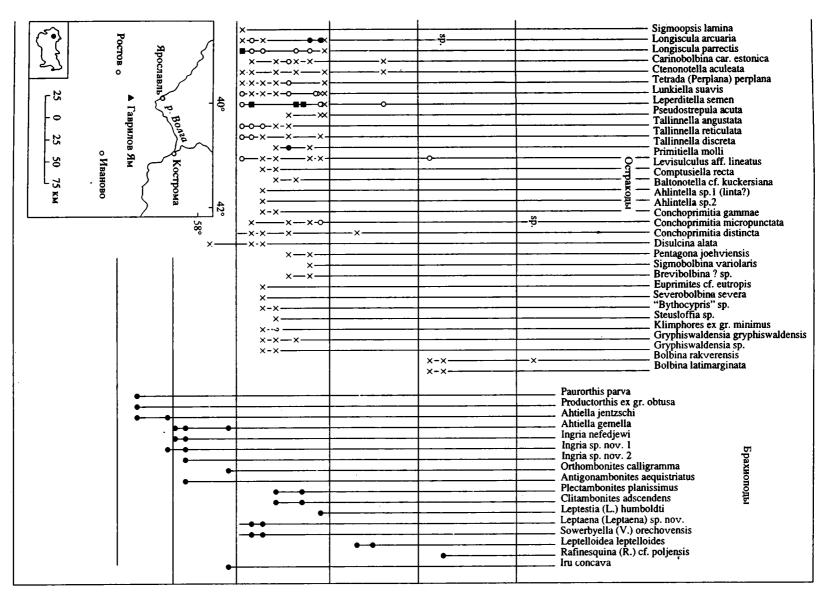
1 – Nida nida Sidaravichiene; экз. № 4475/251, раковина со стороны правой створки, L = 1.15 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1605.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 2 – Sigmoopsis rostrata (Krause); экз. № 4475/131, левая створка сбоку, L = 1.1 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 3 – Sigmoopsis platyceras (Opik); экз. № 4475/136, левая створка сбоку, L = 1.15 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1605.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 4 – Sigmobolbina variolaris (Bonnema); экз. № 4475/161, раковина со стороны правой створки, L = 0.85 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1597.7 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 5 - Euprimites cf. eutropis (Opik); экз. № 4475/40, левая створка сбоку, L = 1.2 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1605.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 6 - Leperditella semen Opik; экз. № 4475/196, раковина со стороны правой створки, L = 1.47 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1609.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 7 – Longiscula parrectis Neckaja; экз. № 4475/231, раковина со стороны правой створки, L = 1.1 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 8 – Longiscula arcuaria Neckaja; экз. № 4475/236, раковина со стороны правой створки, L = 0.95 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 9 -Baltonotella sp.; экз. № 4475/256, раковина со стороны левой створки, L = 1.02 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 10 – Ahlintella ex gr. linta Sidaravichiene; экз. № 4475/216, раковина со стороны левой створки, L = 0.60 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.8 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 11 - Severobolbina severa (Sarv); экз. № 4475/151, левая створка сбоку, L = 1.55 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1583.2 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 12 - Primitiella molli (Воппета); экз. № 4475/246, правая створка сбоку, L = 0.83 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1606.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 13 – Carinobolbina carina estona Opik; экз. № 4475/246, правая створка текноморфы сбоку, L = 0.85 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1588.5 м; средний ордовик, березайский горизонт, скалинская свита. 14 - Hesslandella unica Sarv; экз. № 4475/121, раковина со стороны левой створки, L = 0.70 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 15 – Gryphiswaldensia gryphiswaldensia Schallreuter; экз. № 4475/186, правая створка сбоку, L = 0.65 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1585.5 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 16 – Bolbina latimarginata (Bonnema); экз. № 4475/66, правая створка сбоку, L-домицилиума = 0.91 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1565.4 м; средний ордовик, кубенская свита. 17 -Воlbina rakverensis Sarv; экз. № 4475/61, правая створка сбоку, L = 0.80 мм; скважина Гаврилов Ям-1, глубина 1565.7 м; средний ордовик, кубенская свита. 18 - Klimphores ex gr. minimus (Sarv); экз. № 4475/226, правая створка сбоку, L = = 0.47 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.8 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 19 -Репtagona joehviensis (Sarv); экз. № 4475./171, раковина со стороны правой створки, L = 0.90 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.8 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита. 20 – Steusloffia acuta (Krause); экз. № 4475/91, раковина со стороны правой створки, L = 0.90 мм; скважина Гаврилов Ям-5, глубина 1602.0 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.

Ярус	Горизоит	Свита	5 Глубина, м 8 мощность	5 Масштаб 8 глубин	Литологичес- кая колонка	Литологическая характеристика разреза	Ogmoopsis vesperi Ogmoopsis ramosa Piretopsis (Pr.) grewingkii Piretopsis (Pr.) gavrilovensis Piretopsis (Pr.) gavrilovensis Piretopsis (Pr.) Jennaensis Glossomorphites grandispinosus Conchoprimitia glauconitica Asteusloffia acuta Asteusloffia acuta Asteusloffia sp. T'vaerenella aff. modesta Nida nida Sigmoopsis comuta Sigmoopsis rostrata Sigmoopsis rostrata Sigmoopsis platyceras
Ашгилл	Митинский	Митинская	L <del>4</del>	1520 1540		Переслаивание буровато-коричневых, пепельно-серых алевролитов и мергелей в разной степени известковистых в нижней части и доломиты серые, местами бурые за счет гидроокислов железа, с редкими прослоями известняка серого, плотного в верхней части свиты	Ogmoopsis vesperi Ogmoopsis vesperi Piretopsis (Pr.) grewingkii Piretopsis (Pr.) gavrilovensis Piretopsis (Pr.) loennaensis Piretopsis (Pr.) loennaensis Piretopsis (Pr.) loennaensis Clossomorphites grandispino Conchoprimita glauconitica Asteusloffia acuta Asteusloffia acuta Asteusloffia acuta Nida nida acita Sigmoopsis comuta Sigmoopsis rostrata Sigmoopsis rostrata Sigmoopsis palyveras
Карадок		Кубенская	1570	1560		Мергели серые с прослоями серого известняка в нижней части свиты и известняки серые, доломитистые, с редкими прослоями известняка	
Лландейло	Березайский	Скалинская	ম 1592	1580	/// /// -/-// ///	Мергели серые, горизонтально- слоистые с мелкими линзами и прослоями известняка серого цвета	×
у наирн	Полометский	Лунская	27 1614	1600		Известняки пелитоморфные от серых до темно-серых; мергели с мелкими гнездами, прослоями и линзами органогенно-обломочных и детритовых известняков	
Ллан	Кундаский	Вексинс- кая	1626	1620	/// /// /// 元二	Известняки зеленовато-серые слабоглинистые внизу и мергели темно-серые в верхней части	× × × × × × × × × × × × × × × × × × ×
Арениг	Волховс-	Нефедовс- кая	21 1640	1640		Известняки серые, глинистые, органогенные, глины карбонатные и мергели с тонкими прослоями и гнездами известняка	0 × × ?   × × × ×
Тремадок	Итинский	Верхнебугинская подсвита	83 1668	1660		Аргиллиты и алевролиты темно-серые с зеленоватым оттенком, некарбонатные, с подчиненными прослоями глинистых мелкозернистых песчаников	

Рис. 2. Распространение видов остракод и замковых брахиопод в разрезе скважины Гаврилов Ям № 1.

1 – алевролит; 2 – аргиллит; 3 – песчаник; 4 – мергель; 5 – известняк; 6 – известняк глинистый; 7 – доломит; 8 – известняк доломитистый; 9 – количество экземпляров остракод: × – 1–5, ○ – 6–10, ● – 11–20, ■ – больше 21.

፠



органогенного известняка. Замковые брахиоподы — Rafinesquina (Rafinesquina) cf. poljensis Alich. — вкупе с остатками мшанок, криноидей, конодонтов позволяют отнести вмещающие их образования к нижней половине карадока.

Остракоды обнаружены лишь в прослоях известняка. Для этой части разреза определены Bolbina rakverensis Sarv, B. latimarginata (Bonnema), Sigmoopsis rostrata (Krause), Sigmoopsis cornuta (Krause), Primitiella molli (Bonnema). Легко заметить, что в этом комплексе с невысоким разнообразием лишь два последних вида встречались в нижележащем, а Sigmoopsis rostrata (Krause), Bolbina rakverensis Sarv и Bolbina latimarginata (Bonnema) впервые появляются в разрезе.

Митинская свита (митинский горизонт) вскрыта в интервале 1547—1500 м (скв. № 1) (выход керна 70%) и 1540—1495 м (скв. № 5) и представлена переслаиванием в нижней части буровато-коричневато-серых, пепельно-серых алевролитов и мергелей в разной степени известковистых; в верхней части преобладание доломитов серых, темносерых, участками бурых за счет гидроокислов железа. Среди доломитов отмечается прослой известняка серого, темно-серого, пелитоморфного, плотного. Замковые брахиоподы не обнаружены.

К сожалению, из-за сильной доломитизации пород просмотренные отсюда образцы почти не содержат остатков остракод. Лишь на некоторых поверхностях породы удалось обнаружить ядра остракод, принадлежащие, по-видимому, Bolbina aff. rakverensis Sarv и Conchoprimitia sp.

#### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФАУНЫ

Попробуем оценить биостратиграфическое значение остатков исследуемых групп фауны. Распространение остатков остракод по разрезу неравномерное. Богатый комплекс остракод встречен в отложениях среднего ордовика. Нижнеордовикские отложения охарактеризованы в меньшей степени. Еще меньше остракод в верхнеордовикской части разреза.

Остатки замковых брахиопод в рассматриваемых разрезах распространены также неравномерно. Богатый комплекс брахиопод был обнаружен в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика. Верхнеордовикские отложения практически не охарактеризованы замковыми брахиоподами, что, по всей вероятности, было связано со специфическими (возможно, неморскими) условиями седиментации.

Как уже отмечалось, в отложениях верхнебугинской подсвиты остатки остракод не были обнаружены. Нефедовская и вексинская свиты содержат одинаковый набор видов остракод. Таким образом, по остаткам остракод отложения волховского и кундаского горизонтов в скважинах Гаврилов Ям расчленить не удается. Из перечисленных выше видов нефедовско-вексинской ассоциации (за исключением нового вида Piretopsis (Protallinnella) gavrilovensis) три вида — Conchoprimitia glauconitica (Kummerow), С. gammae Opik и Piretopsis (Protallinnella) grewingkii (Bock) известны из отложений волховского и кундаского горизонтов Прибалтийского региона, а остальные — только из кундаского горизонта того же региона.

Интересно отметить, что в рассматриваемом комплексе остракод не обнаружены зональные виды-индексы: для волховского горизонта Tallinnellina primaria (Opik), а для кундаского горизонта – Pinnatulites procerus (Kummerow). Впервые эти виды были предложены в качестве зональных Н.В. Сидаравичене (1976), и действительно прослеживаются не только в разрезах Эстонии, Литвы, Латвии, Ленинградской области (Сарв и др., 1985), но и в некоторых разрезах Московской синеклизы, как указывал Л.И. Сарв (Прокофьев, Кузнецов, 1982). К сожалению, в цитируемой работе нет четкого указания на то, из каких конкретных скважин Московской синеклизы происходил исследованный Л.И. Сарвом материал, и поэтому нет данных для проведения анализа, объясняющего разницу в таксономическом составе нижнеордовикских остракод из разных скважин Московской синеклизы. На глубине 1614 м остракоды нефедовско-вексинской ассоциации исчезают. Выше по разрезу, т.е. на границе нижнего и среднего ордовика происходит почти полное обновление состава остракод.

В лунской ассоциации остракод отмечается появление новых элементов: Ctenonotella aculeata sp. nov., Tallinnella discreta sp. nov., Disulcina alta sp. nov., Lunkiella suavis gen. et sp. nov., Comptusiella recta gen. et. sp. nov. Остальные виды остракод, характерные для лунской ассоциации скважин Гаврилов Ям, были впервые установлены на территории Прибалтийского региона, за исключением Levisulculus lineatus Jaanusson, известного только из ордовикских отложений Швеции. Ведущее положение в рассматриваемой ассоциации занимают Nida nida Sidarav., Sigmoopsis platyceras (Opik), Tetrada (Perplana) perplana (Neckaja), Tallinnella angustata (Krause), Tallinnella discreta sp. nov., Leperditella semen Opik, Longiscula arcuaria Neckaja, Lunkiella suavis sp. nov.

В отложениях скалинской свиты остракоды встречены лишь в редких образцах, так как значительная часть пород в данном интервале доломитизирована.

Интересным представляется появление в разрезах скважин Гаврилов Ям Bolbina rakverensis Sarv уже в нижнем карадоке (кубенская свита). Ранее Л.И. Сарв (Пылма и др., 1977) отмечал, что этот вид характерен только для оанду-раквереского времени (т.е. для позднего карадока). Отложения митинской свиты практически не содержат остракод.

Анализируя видовой состав рассмотренных выше комплексов остракод, не трудно заметить, что, за исключением новых видов, остальные формы были известны из Прибалтийского региона, в том числе из Норвегии, Швеции, а также из эрратических валунов Центральной Европы. Существование в Московской синеклизе в среднеордовикскую эпоху большого числа общих видов остракод с Балтоскандией указывает на тесную связь этих бассейнов.

Обращает на себя внимание более раннее появление в разрезе Гаврилов Ям некоторых видов. Помимо Bolbina rakverensis Sarv, рассмотренного выше, к ним относятся Nida nida Sidarav., Sigmoopsis cornuta (Krause), S. rostrata (Krause), Leperditella semen Opik, Pseudostrepula acuta (Bonnema), Primitiella molli (Bonnema), Pentagona joehviensis (Sarv), Sigmobolbina variolaris (Bonnema) и др. Возможно это связано с тем, что для данных таксонов бассейн, существовавший на территории Московской синеклизы, был местом их возникновения, а отсюда позднее они мигрировали на запад.

Описание остракод

Семейство Ctenonotellidae E. Schmidt, 1941 Подсемейство Ctenonotellinae E. Schmidt, 1941 Ctenonotella Opik, 1937

Ctenonotella aculeata Melnikova, sp. nov.

**Табл. I, фиг. 9** 

Название вида aculeatus, от лат. – шиповатый Голотип – ПИН, № 4475/1, раковина; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 1,

гл. 1575.9 м; средний ордовик, березайский горизонт, скалинская свита.

*Материал*. Около 10 створок и 3 раковины хорошей и удовлетворительной сохранности.

Диагноз. Раковина слабопреплетного очертания, двухлопастная. Передняя лопасть L2 почти прямая; L3 длиннее и шире L2, слегка изгибается в средней части. Велярная структура в виде тонкого рубцевидного ребра. Поверхность раковины мелкобугорчатая.

Описание. Раковина крупная, слабопреплетного очертания, умеренно выпуклая, двухлопастная. Передний конец высокий, широко округленный; 
задний – скошен в заднебрюшной части. Переднеспинной угол тупой, заднеспинной — суживается, 
превращаясь в шип. Обе лопасти развиты в передней половине створок. Передняя лопасть L2 умеренно выпуклая, почти прямая. L3 длиннее и шире L2, слегка изгибается в средней части. Борозда между лопастями (S2) широкая и мелкая. 
Позади L3, по всей ее длине, развита более глу-

бокая борозда, которая уже и длиннее S2. Вдоль переднего конца развиваются мелкие шипики. Максимальная высота и выпуклость находятся в передней трети раковины. Поверхность раковины мелкобугорчатая.

Велярная структура представлена очень тонким рубцевидным ребром, проходящим от переднеспинного угла до середины заднебрюшного края.

Размеры, мм	1	h	w
Голотип № 4475/1	1.1	0.7	0.6
Экз. № 4475/2	0.6	0.35	_

Изменчивость проявляется в степени заостренности заднего конца. Кроме того, незначительно меняется высота лопастей.

Сравнение, замечания. От наиболее близкого вида Ctenonotella elongata Opik, 1937 из отложения кукрузеского горизонта (СП) Эстонии отличается заостренным шипообразным задним концом. Кроме того, от С. bidens (Krause, 1892), с которым новый вид сближает строение лопастей, отличается строением велярной структуры: у С. bidens велярное ребро довольно широкое со следами лучистости, а у нового вида — в виде рубчика. Хотя не исключено, что рубцевидный облик велярного ребра является следствием неполной сохранности.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, полометский и березайский горизонты; Московская синеклиза.

Семейство Tetradellidae Swartz, 1936 Подсемейство Sylthinae Schallreuter, 1982 Род Disulcina Sarv, 1959 Disulcina alta Melnikova, sp. nov.

Табл. І, фиг. 8

Название вида alta от лат. – широкая.

Голотип – ПИН, № 4475/6, левая створка; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 5, глубина 1604.5 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.

Материал. 7 створок хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина амплетного очертания, высокая с двумя широкими бороздами (S2 и S3). S2 прямая, вертикальная, открытая к спинному краю. S3 неправильно каплевидной формы. Поверхность раковины пористая, а поверхность внутренних пологих склонов борозд струйчатая.

Описание. Раковина средних размеров, амплетного очертания, умеренно выпуклая, высокая. Спинной край прямой, длинный; брюшной – плоско-дугообразный. Передний конец немного выше заднего, который незначительно скошен в заднебрюшной части.

На боковой поверхности створки развиты две широкие, умеренно глубокие борозды. Передняя борозда (S2) прямая, вертикальная, открытая к спинному краю, расположена чуть ближе к переднему концу. S2 начинается ниже спинного края и почти доходит до середины высоты раковины. Вторая борозда (S3) близко расположена к S2 и немного длиннее ее. S3 неправильно-каплевидной формы, очень узкая в спинной части и расширяется к заднему концу. Вдоль заднего конца раковины развит узкий боковой выступ. Максимальная высота и выпуклость расположены посередине. Поверхность раковины пористая, а поверхность внутренних пологих склонов борозд струйчатая.

Размеры, мм	1	h
Голотип № 4475/6	1.50	1.05
Экз. № 4475/7	1.70	1.05

*Изменчивость*. Отмечаются незначительные изменения ширины S3.

Сравнение. От всех известных ранее дисульцин новый вид отличается очень широкими и близко расположенными друг к другу бороздами и пористой поверхностью раковины.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, полометский горизонт; Московская синеклиза.

Подсемейство Tallinnellinae Schallreuter, 1967 Poд Tallinnella Jaanusson, 1957 Tallinnella discreta Melnikova, sp. nov. Табл. I, фиг. 12, 13

Название вида discretus, от лат. – разделенный. Голотип – ПИН, № 4475/11, правая створка; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 5, глубина 1592.3 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.

*Материал*. Около 80 створок и раковин хорощей сохранности.

Диагноз. Раковина преплетного очертания, четырехлопастная. L1 и L3 длинные, немного выступают над спинным краем. L2 короткая и узкая. L4 узкая, в срединной части сильно понижается до полной редукции. Борозды отчетливые. Велярная структура в виде широкого ребра. Поверхность раковины гладкая.

Описание. Раковина крупная, преплетного очертания, четырехлопастная. Спинной край прямой, длинный; брюшной — дугообразно изогнут. L1 и L3 длинные, относительно широкие и высокие, в спинной части утолщены и немного выступают над спинным краем. L2 короткая и узкая. L4 ниже L1 и L3, узкая в своем брюшном окончании, к срединной части сильно понижается до полной редукции, но к спинному краю снова

расширяется и утолщается. Нижние концы лопастей сливаются с соединительным ребром, которое относительно широкое в передней части раковины и суживается к заднему концу. Борозды отчетливые, S1 и S2 мелкие, S3 довольно широкое и немного глубже, чем S2.

Велярная структура представлена широким ребром, которое начинается у переднеспинного угла, и доходит до середины высоты заднего конца. На раковинах самок велярное ребро немного расширено в передне-брюшной части. Между соединительным и велярным ребром развита широкая ложбинка. Поверхность раковины гладкая.

Размеры, мм	1	h
Голотип № 4475/11	2.1	1.3
Экз. № 4475/12	2.0	1.2

*Изменчивость*. Варьирует ширина лопастей и борозд.

Сравнение. От всех ранее известных таллиннелл отличается прерывистым строением L4. Кроме того, от наиболее близкого рода Т. angustata (Krause, 1891) отличается гладкой поверхностью всей раковины.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, полометский горизонт; Московская синеклиза.

Род Piretopsis Henningsmoen, 1953 Подрод Piretopsis (Protallinnella) Jaanusson, 1957 Piretopsis (Protallinnella) gavrilovensis Melnikova, sp. nov.

**Табл. I, фиг. 2** 

Название вида gavrilovensis – от Гаврилова Яма. Голотип – № 4475/16, раковина гетероморфы; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 1, глубина 1630.7 м; нижний ордовик, волховский горизонт, нефедовская свита.

*Материал*. Около 20 створок и раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина амплетного очертания, L1, L3 и L4 доходят до спинного края. L1 ребровидная; L2 короткая; L3 широкая, утолщенная в спинной части; L4 очень узкая ребровидная. Лопасти объединены узким соединительным ребром. Велярное ребро в виде узкого компактного ребра с тонкой штриховкой по наружному краю. Поверхность раковины покрыта бугорками средней величины.

Описание. Раковина крупная, амплетного очертания, умеренно-выпуклая, четырехлопастная. L1, L3 и L4 доходят до спинного края. L1 ребровидная в нижней части и расширяется в спинной части. L2 узкая, короткая, начинается значительно ниже спинного края. L3 широкая, утолщенная в спинной части. L4 очень узкая, реб-

ровидная. Спинное окончание L4, изгибаясь, протягивается вдоль спинного края к заднеспинному углу и немного опускается по заднему краю створки. Лопасти в основании объединены узким соединительным ребром, которое загибается вверх у основания L3. S2 наиболее глубокая, а S3 наиболее широкая и длинная.

Велярная структура представлена узким компактным ребром с тонкой штриховкой по наружному краю. Велярное ребро протягивается от переднеспинного угла до нижнего конца заднего края. На раковинах гетероморф велярное ребро в переднебрюшной части слегка расширено. Между велярным ребром и краем створок развивается мелкий рубчик. Иногда по краевому ободку заднего края створок заметны тонкие шипики.

Поверхность раковины, за исключением гладких или слегка пористых лопастей, покрыта бугорками средней величины.

Размеры, мм	1	h	w
Голотип № 4475/16	1.75	1.15	_
Экз. № 4475/17	1.85	1.15	_
Экз. № 4475/18	1.70	1.10	0.5

Изменчивость. Наблюдаются колебания ширины лопастей.

Сравнение. От типового вида Piretopsis (Pr.) grewingkii (Bock, 1867), с которым новый вид сближает строение L4, отличается утолщенными L1 и L3 и менее широким велярным ребром. От близкого вида Piretopsis (Pr.) loennaensis Sarv, 1963 отличается расширенными в спинной части L1 и L3 и тем, что соединительное ребро изгибается вверх только под основанием L3.

Геологический возраст и географическое распространение. Нижний ордовик, волховский, кундаский горизонты; Московская синеклиза.

### Семейство? Tetradellidae Swartz, 1936 Lunkiella Melnikova gen. nov.

Название рода Lunkiella от реки Лунки, протекающей в Ярославской области.

Типовой вид – Lunkiella suavis sp. nov., средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям.

Диагноз. Раковина преплетного очертания, умеренно выпуклая, трехлопастная, неравностворчатая. Передняя лопасть представлена слившимися L1 и L2. Передняя и задняя лопасти окаймляют концы створок. L3 почти вертикальная в верхней своей части и изгибается в сторону переднего конца посередине. Спинные окончания лопастей расширены и утолщены и имеют субквадратное очертание со стороны спинного края. Лопасти в брюшной части объединены соедини-

тельным ребром. Борозды широкие плоские, открытые к спинному краю.

Велярная структура на раковинах самок представлена узким ребром, развитым вдоль переднего конца и которая не отделяется от поверхности домицилиума. Подвелярное поле слабовогнутое и разделено в верхней части перегородкой, образуя округлую локулу возле переднеспинного угла на каждой створке. На раковинах текноморф велярное ребро практически отсутствует и локула не образуется.

Сравнение, замечания. По типу расчленения боковой поверхности новый род близок к подроду Tetrada (Perplana) Sidaravichene, 1992, относящемуся к семейству Tetradellidae. Однако у тетраделлид отмечается тенденция к образованию локулей в надвелярном антруме. На раковинах нового рода локули образуются в подвелярном поле. Поэтому отнесение рода Lunkiella к семейству Tetradellidae является условным.

Видовой состав. Типовой вид.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик; Московская синеклиза.

# Lunkiella suavis Melnikova, sp. nov.

Табл. І, фиг. 10

Название вида suavis, от лат. – приятный, привлекательный.

Голотип – ПИН, № 4475/21, раковина гетероморфы; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 1, глубина 1597.9 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.

*Материал*. Около 50 створок и раковин удовлетворительной сохранности.

Диагноз. Раковина слабо преплетного очертания, трехлопастная, неравностворчатая. Лопасти высокие, разной ширины, ребровидные. Спинные окончания всех лопастей утолщены и имеют субквадратное очертание со спинной стороны. Велярная структура на раковинах гетероморф представлена узким велярным ребром. Подвелярное поле слабовогнутое, разделено перегородкой с образованием округлой локулы. Поверхность раковины гладкая.

Описание. Раковина средних размеров, слабопреплетного очертания, умеренно выпуклая, трехлопастная, неравностворчатая: левая створка незначительно больше правой и охватывает ее по брюшному краю. Спинной край длинный, ортоклинный. Спинные углы тупые, передний больше заднего угла. Лопасти высокие, разной ширины, ребровидные. Передняя лопасть L1 широкая, сливается с L2, которая бывает едва заметна лишь на некоторых экземплярах. L1 и L4 окаймляют концы створок. L3 расположена посередине, в спинной своей части треугольно расширенная, ближе к середине суживается и изгибается в сторону переднего конца. L4 в спинной части ланцетовидно расширена. Спинные окончания всех лопастей утолщены и имеют субквадратное очертание со спинной стороны. Лопасти в брюшной части объединены соединительным ребром умеренной ширины. Борозды между лопастями широкие, неглубокие, с уплощенным дном, открытые к спинному краю. Поверхность раковины гладкая.

Велярная структура на раковинах гетероморф представлена узким велярным ребром вдоль переднего конца, которая не отделяется от поверхности домицилиума. Подвелярное поле слабовогнутое, разделено перегородкой с образованием округлой локулы ближе к переднеспинному углу. На раковинах текноморф велярное ребро не развито.

Размеры, мм	1	h	w
Голотип № 4475/21 ♀	1.05	0.65	0.30
Экз. № 4475/22 &	0.95	0.60	0.36
Экз. № 4475/23 ♀	1.1	0.65	0.30
Экз. № 4475/24 ♀	1.1	0.68	0.28

Изменчивость. Меняется ширина лопасти L4 от равномерно широкой по всей ее длине до суживающейся к брюшному окончанию. Кроме того, незначительно меняется степень утолщения спинных окончаний лопастей.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, полометский горизонт; Московская синеклиза.

# Семейство? Monotiopleuridae Guber et Jaanusson, 1965

Род Comptusiella Melnikova, gen. nov.

Название рода comptus, от лат. - красивый, изящный.

Типовой вид – Comptusiella recta gen. et sp. nov., средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям.

Диагноз. Раковина удлиненно-прямоугольного очертания, низкая, плоско-выпуклая, неравностворчатая: левая створка охватывает правую вдоль всего свободного края. Спинной край длинный, расположен в углублении, образованном приподнятыми и утолщенными спинными краями створок. На боковой поверхности раковины вблизи брюшного края развито тонкое ребро. Поверхность раковины гладкая.

Сравнение, замечания. Удлиненно-прямоугольным очертанием раковины представители нового рода проявляют некоторое сходство с такими родами, как Primitiella Ulrich и Foveaprimitiella Schallreuter, 1972. Однако наличие у представителей нового рода такого признака, как расположение спинного края в углублении, резко отличает его от всех известных монотиоплеурид. Поэтому новый род относится к семейству Monotiopleuridae условно.

Видовой состав. Типовой вид.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, Московская синеклиза.

### Comptusiella recta Melnikova, sp. nov.

Табл. І, фиг. 11

Название рода recta, от лат. – прямая.

Голотип — ПИН, № 4475/31, раковина; Московская синеклиза, скважина Гаврилов Ям № 5, глубина 1602 м; средний ордовик, полометский горизонт, лунская свита.

*Материал*. Пять раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненно-прямоугольного очертания, плоско-выпуклая, неравностворчатая. Спинной край прямой, его длина немного меньше длины раковины, расположен в узком углублении. Брюшной край почти параллелен спинному краю. На боковой поверхности параллельно брюшному краю развито тонкое ребрышко. Поверхность раковины гладкая.

Описание. Раковина маленькая, удлиненнопрямоугольного очертания, низкая, плоско-выпуклая, неравностворчатая: левая створка охватывает правую вдоль свободного края. Охват неравномерный: значительный по брюшному краю и в меньшей степени развитый вдоль переднего и заднего концов. Спинной край прямой, длинный: его длина немного меньше длины раковины. Спинной край расположен в узком углублении, образованном приподнятыми и слегка утолщенными спинными участками створок. Брюшной край слабовыпуклый, почти параллелен спинному краю. Передний и задний концы равны по высоте и близки по очертанию. На боковой поверхности створок параллельно брюшному краю и немного отступя от него развито тонкое ребро, которое протягивается от переднего до заднего концов. Поверхность раковины гладкая.

Размеры, мм	1	h	w
Голотип № 4475/31	0.7	0.3	0.2
Экз. № 4475/32	0.7	0.3	0.2

Изменчивость. Вид обладает постоянством признаков.

Геологический возраст и географическое распространение. Средний ордовик, полометский горизонт; Московская синеклиза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 93-05-08503 "Палеогеография, палеобиогеография и пути миграции древнейшей скелетной фауны (венд-ордовик)".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алихова Т.Н. Стратиграфия и брахиоподы среднеордовикских отложений Московской синеклизы. М.: Непра, 1969. 52 с.

Дмитровская Ю.Е. Нижний палеозой Московской синеклизы (фауна, стратиграфия, палеогеография). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1991. 60 с.

Дмитровская Ю.Е. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Московской синеклизы. Статья 2. Ордовик // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1989а. Т. 64. Вып. 2. С. 47–54.

Дмитровская Ю.Е. Брахиоподы ордовика Московской синеклизы и их биостратиграфическое значение // Новые данные по ранне- и среднепалеозойским брахиоподам СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 19896. С. 16–19.

Постановления к субрегиональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Московской синеклизы // Постановления Межведомственного Страти-

графического комитета и его постоянных комиссий. С.-Петербург, 1992, ВСЕГЕИ. Вып. 26. С. 50.

Прокофьев В.А., Кузнецов А.Г. Фауна и некоторые вопросы стратиграфии ордовикских отложений Московской синеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 5. С. 67–82.

Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. Расчленение ордовикских отложений разреза скважины Берзини (Юго-Восточная Латвия) // Изв. АН ЭССР. Химия, геол. 1977. Т. 26. Вып. 2. С. 113–121.

Сарв Л., Левин А., Онолова Г. К расчленению ордовикских отложений на Ленинградском месторождении горючих сланцев // Изв. АН ЭССР. 1985. Т. 34. Вып. 2. С. 41–45.

Сидаравичене Н.В. Зональное расчленение нижнего и среднего ордовика Прибалтийского региона по остракодам // Советская геология. 1976. № 8. С. 48–56.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 552.582:551.735.21(470.5)

### ФОРАМИНИФЕРОВАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО КАРБОНА СЕВЕРА УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

© 1997 г. З. П. Михайлова, В. А. Чермных

Институт геологии Коми Научного центра УрО РАН, 167000 Сыктывкар, ул. Первомайская 54, Россия Поступила в редакцию 27.06.96г., получена после доработки 15.10.96 г.

Новые данные по вертикальному и латеральному распространению важнейших видов фузулинид позволили выявить особенности их сообществ на севере Урала. Если касимовский ярус включает здесь все известные на Восточно-Европейской платформе и Урале зональные виды, то в гжельском ярусе выявлена региональная специфика. В верхнем ярусе карбона выделены всего две зоны Triticites rossicus и Daixina tschernovi. Граница между каменноугольной и пермской системами проводится по подошве подзоны Daixina robusta, относимой к нижней части зоны Schwagerina fusiformis и Sch. vulgaris.

*Ключевые слова.* Зоны, индекс-виды, касимовский ярус, гжельский ярус, западный склон Северного Урала, поднятие Чернышева, Печорская синеклиза.

Под севером Уральской складчатой области авторы понимают собственно Уральский хребет (до долины р. Уньи и севернее) и поднятие Чернышева, являющееся поперечной структурой Предуральского прогиба. На этой территории и на прилегающих структурах Печорской синеклизы изучен ряд опорных разрезов (рис. 1). Впервые для Урала изучение каменноугольных фораминифер было осуществлено в тридцатых годах Д.М. Раузер-Черноусовой, Г.М. Беляевым и Е.А. Рейтлингер, обрабатывавшими коллекции А.А. Чернова, Т.А. Добролюбовой и Е.Д. Сошкиной, собранные при съемке 122 и 123 листов геологической карты России (Раузер-Черноусова и др., 1936) и В.А. Варсанофьевой (1940).

Как ведущая группа для целей расчленения разрезов карбона, фораминиферы стали широко использоваться с пятидесятых годов текущего столетия. На указанных территориях изучение верхнекаменноугольных отложений проводили при производстве крупномасштабной геологической съемки Л.Н. Беляков, В.С. Енокян, В.П. Липатов, Г.Р. Проскурин, Б.И. Тарбаев и другие геологи производственных организаций.

Специальным изучением стратиграфии верхнего карбона занимались А.И. Елисеев (1958, 1960, 1963), А.И. Елисеев и З.П. Михайлова (1962), З.П. Михайлова (1971, 1974), В.А. Чермных (1960, 1976), В.А. Чермных и др. (1970, 1974), И.С. Муравьев (1968), Н.В. Калашников и З.П. Михайлова (1971, 1984) и другие. Монографическое изучение фузулинид в эти годы проводила З.П. Михайлова (1974), установившая последовательность фузулинидовх зон в касимовском ярусе: зона Protriticites pseudomontiparus и Obsoletes obsoletus, зона Montiparus montiparus, зона Triticites quasiarticus и

T. acutus. В гжельском ярусе: слои с Triticites rossicus, зона Daixina sokensis.

Таким образом было доказано, что касимовский ярус на севере Урала содержит зональные виды, известные в стратотипической местности и вошедшие в Унифицированные схемы, как Русской платформы, так и Урала. В гжельском же ярусе было выявлено своеобразие вертикального распределения фузулинацей, выразившееся в том, что двум зонам Triticites stuckenbergi и Jigulites jigulensis Унифицированной схемы в уральских разрезах соответствуют "слои с Triticites rossicus".

Повторное изучение опорных разрезов верхнего карбона путем двух- и трехкратного посещения выходов с целенаправленным визуальным поиском фузулинид и ревизия всех имеющихся материалов и шлифов позволили по-иному представить распределение в разрезах индекс-видов и родов и установить более корректную временную последовательность сообществ фузулинацей в слоях.

Под термином "зона" авторы понимают поле (трехмерное пространство) встречаемости индекс-таксона, ограниченное сверху полем встречаемости более молодого индекс-таксона. Зона может быть выделена, как исключение, и в разрезе, не содержащем зональный вид, при условии: 1) наличия сопутствующих форм; 2) нахождения этого разреза в ареале индекс-вида.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Опорным разрезом верхнего карбона севера Уральской области является обнажение 80 на р. Шарью (южная часть поднятия Чернышева, рис. 1). По А.И. Елисееву, в этом разрезе снизу вверх выделяются: "слои с Fusulinella usvae (подтритицитовые)", "слои с Triticites montiparus", "слои с Triticites arcticus и Т. acutus" и "слои с Triticites rossicus". Выше выделен ассельский ярус, нижним подразделением которого, по А.И. Елисееву, являются, "слои с Pseudofusulina anderssoni и Daixina", сопоставляемые им с зоной Daixina sokensis (псевдофузулиновым горизонтом схемы карбона 1951 г.; Елисеев, 1963).

Зональные таксоны касимовского яруса. Как было указано в вводной части, З.П. Михайлова (1974) выделила в касимовском ярусе опорного разреза "Шарью" все три фузулинидовые зоны, принятые в Унифицированной схеме Русской платформы (Решение ... (1965)) и Урала (Решение..., 1951).

Повторное изучение каменного материала, а также имеющихся новых шлифов по опорному разрезу "Шарью" дало возможность констатировать наличие в образце 8396 (рис. 2) Usvaella usvae (Dutk.), в обр. 151 Obsoletes biconicus Kir., Protriticites pseudomontiparus Put., Pr. plicatus Kir., Pr. globulus Put., Pr. ovatus Put., Fusulinella bocki Moell.

Отложения вышележащей зоны Montiparus montiparus подтверждены находками представителей индекс-вида (обр. 153, 379, 844в), а также других видов этого рода: Montiparus umbonoplicatus (Raus. et Bel.) (обр. 153, 379, 844в, 845в), M. subcrassulus (Ros.) (обр. 153, 844в, 845в), M. tenebrosus (Z. Mikh.) (обр. 153, 844в), M. sinuosus (Ros.) (обр. 153, 844в, 845в), M. cf. paramontiparus (Ros.) (обр. 153, 844в), M. umbonoplicatus (Raus. et Bel.) (рис. 2).

Верхняя зона касимовского яруса Triticites quasiarcticus и Т. acutus в опорном разрезе выделяется по находкам индекс-видов (номера опробования в опорном разрезе 154–158). В образцах 154, 381 и 841г (это один уровень опробования) обнаружены: Triticites quasiarcticus Sol., T. acutus Dunb. et Cond., T. petschoricus Raus. et Bel., T. petschoricus brevis Raus. et Bel., T. petschoricus varsanofievae Z. Mikh., T. subacutus Z. Mikh., T. simplex Schellw., T. secalicus Say, T. noinskyi Raus. et Bel., T. cf. fortissimus Raus., T. variabilis Ros., Montiparus subcrassulus (Ros.), M. sinuosus (Ros.), M. sinuosus boreus Z. Mikh., Usvaella usvae (Dutk.). Нижняя граница зоны проведена по подошве известняка с одиночными кораллами, перекрывающегося фузулинидовыми известняками с приведенным выше богатым, в основном, тритицитовым комплексом фораминифер. Присутствие индекс-видов характерно для уровней опробования 156, 157, 22 (рис. 2).

Значительно южнее опорного разреза, на западном склоне Северного Урала, в долине р. Подчерем, в урочище Морчанов-Кырта (рис. 3) имеется также разрез касимовского яруса. Граница с отложениями среднего отдела карбона задернована. Самыми нижними здесь являются детритусовые и

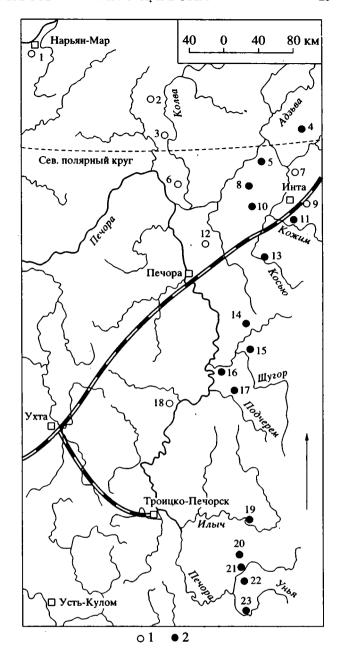
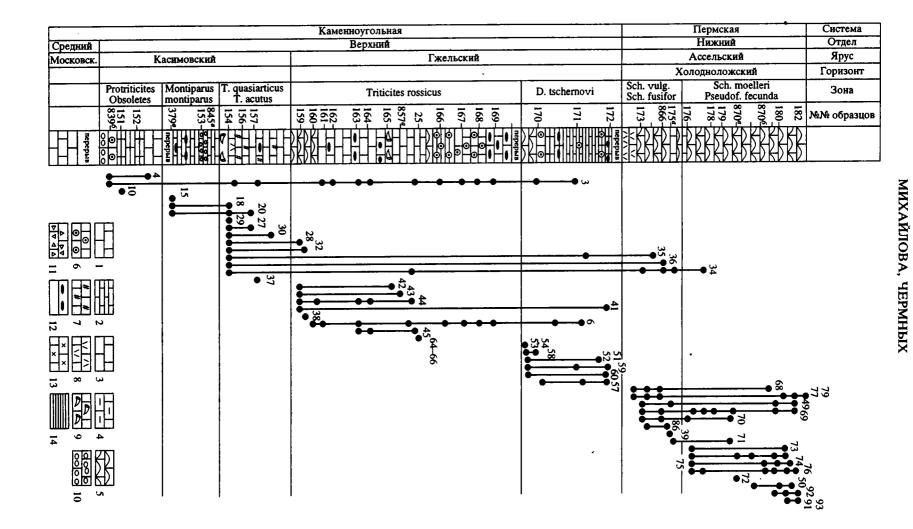


Рис. 1. Расположение разрезов (1 — скважины, 2 — обнажения). 1—Нарьян-Мар-1; 2 — Харьяга 1, 47, 61; 3 — Возей-102; 4 — Ульвож; 5 — Заостренная 6, 7, 8; 6 — Усино-Колвинские 4, 6, 13; 7 — Кочмес-1; 8 — Шарью-80; 9 — Инта; 10 — Большая Саръюга; 11 — Кожим; 12 — Сыня 2, 4; 13 — Косью; 14 — Гердъю-4; 15 — Верхние Ворота; 16 — Нижние Ворота; 17 — Подчерем 47, 49; 18 — Средний Вуктыл-23; 19 — Илыч (Молебен-Ель); 20 — Большая Шайтановка; 21 — Верхняя Печора 58; 22 — Утлан; 23 — Унья-28.

фузулинидовые известняки, относящиеся к зоне Protriticites pseudomontiparus и Obsoletes obsoletus.

В образцах 3-13, 438-440 обнаружены представители индекс-видов Protriticites subschwagerinoides Ros., P. pseudomontiparus Ros., Obsoletes cf.



biconicus Kir., Dagmarella ylychensis (Raus.), Eowaeringella sp., Pulchrella pulchra (Raus. et Bel.).

О наличии в разрезе более молодой зоны Montiparus montiparus нет фактических данных.

Вышележащей зоне Triticites quasiarcticus и N. асиtus отвечают детритовые и фузулинидовые известняки с индекс-видами и Triticites subacutus Z. Mikh., T. schwageriniformis Raus., T. noinskyi plicatus Ros., T. petschoricus Raus. et Bel., T. petschoricus brevis Raus. et Bel., T. petschoricus varsanofievae Z. Mikh. и др. фузулинидами (обр. 15–18, 446–451).

Другие разрезы, располагающиеся на поднятии Чернышева и на западном склоне Северного Урала, к сожалению, не отличаются стратиграфической полнотой. С достаточной уверенностью можно говорить о полном разрезе касимвоского яруса без установленных стратиграфических перерывов на рр. Заостренной, Щугоре и Верхней Печоре (рис. 1). В других пунктах, указанных на рисунке, разрез касимовского яруса вскрыт не полностью. В закрытых, более западных районах в связи с фрагментарным отбором керна в глубоких скважинах (например скв. 2, 4 Сыня) изучить касимовский ярус в его полном объеме не представляется возможным (Коновалова, 1991).

Продолжая анализ распространения позднекаменноугольных зональных видов и родов, приходится констатировать, что представители индекс-таксонов распространены по площади неравномерно. Так, в непрерывном разрезе р. Подчерем-49 (Оселка-Кырта) при заметной

роли представителей Protriticites: (Pr. jucundus Rem.) и редких Obsoletes sp. (обр. 1–7), отмечено отсутствие в вышележащих слоях видов рода Моптірагиз. Аналогичное соотношение индекс-видов отмечено в соседнем обнажении Подчерем-47 (Морчанов-Кырта, рис. 3). Выпадение из разрезов зоны Montiparus может быть объяснено перерывом в осадконакоплении. На р. Заостренной зоне Montiparus соответствуют известняки, не содержащие зональные виды (рис. 3).

В пределах поднятия Чернышева на р. Заостренной к зоне Triticites quasiarcticus и Т. acutus по находкам сопутствующих видов (обн. 6, обр. 222) Triticites schwageriniformis Raus. et Bel., Т. schwageriniformis mosquensis Ros., Т. petschoricus Raus. et Bel., Т. whitei Raus. et Bel. отнесена пачка гидрактиноидных известняков.

Сходный комплекс фузулинид без зональных видов обнаружен в подобных же гидрактиноидных известняках в соседнем обнажении 7 (обр. 209, 495, 9606). Зональный вид Triticites acutus Dunb. et Condra встречен в верхней части этого выхода (обр. 216, 501, 963) в ассоциации с Triticites whitei Raus. et Bel., T. simplex (Schellw.), T. subacutus Z. Mikh., T. kuibyshevi Raus., T. noinskyi Raus., T. schwageriniformis Raus. et Bel., T. schwageriniformis mosquensis Ros., T. schwageriniformis nanus Ros., Paleostaffella moelleri (Ozawa), Reitlingerina timanica (Raus.) (рис. 4).

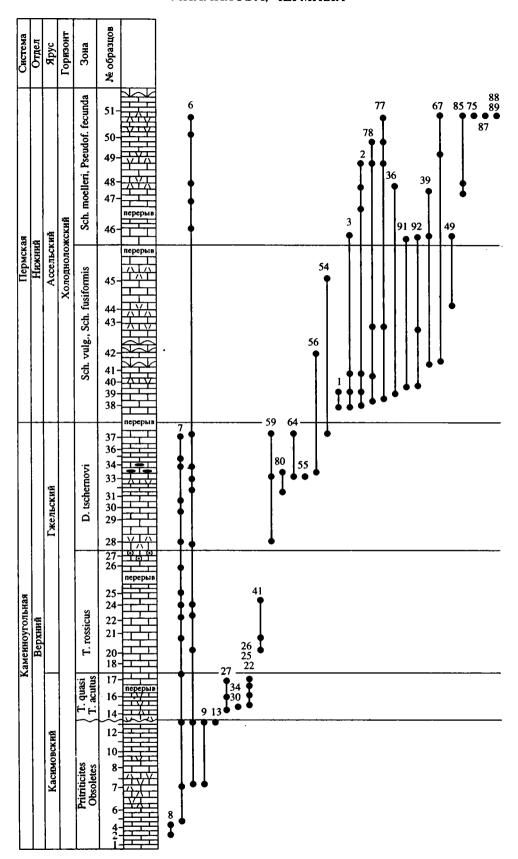
Доминирующими видами тритицитов на уровне зоны Triticites quasiarcticus и T. acutus на юге

Рис. 2. Распределение важнейших видов фораминифер верхнего карбона и низов перми в опорном разрезе Шарью (обн. 80).

Известняки: 1 – детритусовые преимущественно массивнослоистые, 2 – детритусовые тонкослоистые, 3 – песчанистые, 4 – глинистые, 5 – гидрактиноидные, 6 – криноидные, 7 – мшанковые, 8 – фузулинидовые, 9 – коралловые. 10 – известняковые гравелиты и конгломераты; 11 – известняковые брекчии; 12 – конкреции и прослои кремня; 13 – песчаники; 14 – аргиллиты.

Местонахождение видов фораминифер, указанные на рис. 2-5.

1 – Schubertella sphaerica Sul., 2 – Sch. paramelonica Sul., 3 – Sch. transitoria Sul., 4 – Fusulinella bocki Moell., 5 – F. schwagerinoides Dep., 6 – Pulchrella pulchra (Raus. et Bel.), 7 – Usvaella usvae (Dutk.), 8 – Protriticites subschwagerinoides Ros., 9 – P. pseudomontiparus Ros., 10 – P. plicatus Kir., 11 – P. globulus Put., 12 – P. ovatus Put., 13 – Obsoletes biconicus Kir., 14 – O. obsoletus (Schellw.), 15 – Montiparus montiparus (Moell.), 16 – M. paramontiparus (Ros.), 17 – M. umbonoplicatus (Raus. et Bel.), 18 – M. subcrassulus (Ros.), 19 – M. tenebrosus (Z. Mikh.), 20 – M. sinuosus (Ros.), 21 – M. sinuosus boreus Z. Mikh., 24 – T. Whitei Raus. et Bel., 25 – T. quasiarticus Sol., 26 – T. acutus Dunb. et Con., 27 – T. subacutus Z. Mikh., 28 – T. simplex Schellw., 29 – T. noinskyi Raus. et Bel., 30 – T. noinskyi plicatus Ros., 31 – T. variabilis Ros., 32 – T. secalicus Say, 33 – T. fortissimus Raus., 34 – T. schwageriniformis Raus., 35 – T. schwageriniformis naus Ros., 36 – T. schwageriniformis mosquensis Ros., 37 – T. exilis Pant., 38 – T. shikhanensis compactus Ros., 39 – T. parvulus Schellw., 40 – T. kuibyshewi Raus., 41 – T. rossicus Schellw., 42 – T. rossicus gzhelicus Bench, 43 – T. scharjuensis Z. Mikh., 44 – T. preudoarcticus Raus., 45 – T. paraarcticus Raus., 46 – T. stuckenbergi Raus., 47 – T. ventricosus (Meek), 48 – T. elongatissimus Ros., 49 – T. subschwagerinoides Grozd., 50 – T. uniensis Grozd., 51 – T. obuncus Konov., 52 – T. opinabilis Konov., 53 – T. ordinarius Konov., 54 – T. adjunctus Konov., 55 – Jigulites jigulensis (Raus.), 56 – J. volgensis (Raus.), 57 – J. longus (Ros.), 58 – J. longus formosus (Ros.), 59 – Daixina tschemovi Z. Mikh., 60 – D. privilegiata (Pant.), 61 – D. sokensis Raus., 62 – D. robusta Raus., 63 – D. vozhgalensis Raus., 64 – Rugosofusulina prisca (Ehrenb.), 65 – R. prisca uralica Z. Mikh., 66 – R. aktjubensis Raus., 67 – R. burkemensis Vol., 68 – Schwagerina fusiformis Krot., 69 – Sch. vulgaris Scherb., 70 – Sch. vulgaris ashensis Scherb., 73 – Sch. vulgaris a



**Рис. 3.** Распределение важнейших видов фораминифер верхнего карбона и низов перми в разрезе р. Подчерем (Морчанов-Кырта, обн. 47). Условные обозначения и перечень видов см. на рис. 2.

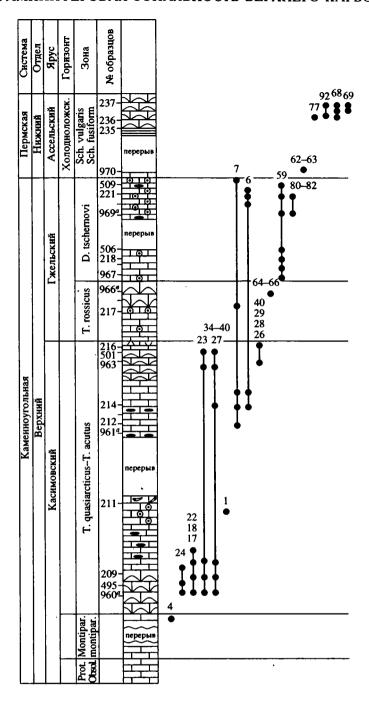


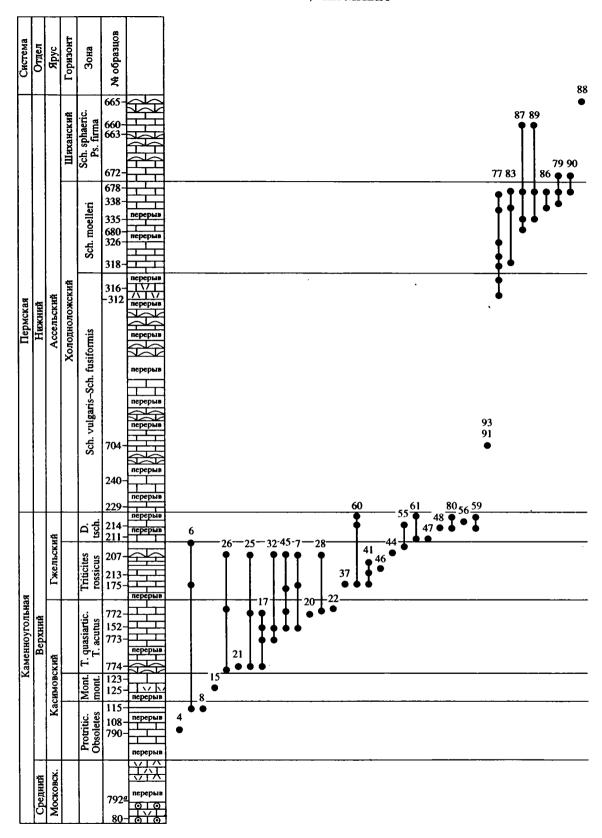
Рис. 4. Распределение важнейших видов фораминифер верхнего карбона и низов перми в разрезе р. Заостренной (обн. 7–8). Условные обозначения и перечень видов см. на рис. 2.

однятия Чернышева являются Triticites petschorius Raus. et Bel., T. whitei Raus. et Bel. и Т. schwagerniformis Raus. et Bel. (р. Б. Сарьюга).

Наличие двух фузулинидовых зон касимовскоо яруса установлено на Верхней Печоре, где в бн. 58 снизу вверх могут быть выделены (рис. 5):

а) зона Protriticites. Представитель индекс-рода стречен лишь в обр. 790. Здесь же обнаружен сопутствующий вид Fusulinella schwagerinoides Deprat (обр. 108, 115);

- б) зона Montiparus montiparus охарактеризована Montiparus cf. montiparus (Ehr.), M. umbonoplicatus (Raus. et Bel.) и M. subcrassulus (Ros.) (обр. 123, 125);
- в) зона Triticites quasiarcticus и Т. acutus выделена по находкам первого вида (обр. 774, 152, 153, 772). Представители Т. acutus Dunb. et Cond. встречаются несколько выше в обр. 154.



**Рис. 5.** Распределение важнейших видов фораминифер верхнего карбона и низов перми в разрезе р. Верхняя Печора (обн. 58). Условные обозначения и перечень видов см. на рис. 2.

В остальных существенно карбонатных с гидрактиноидами разрезах, представленных на рисунках 2–5, касимовский ярус либо не обнажен, либо представлен лишь верхней нерасчлененной частью.

Зональные таксоны гжельского яруса. В гжельских отложениях, как мы указали в вводной части, на изученной территории развиты "слои с Triticites rossicus" и зона Daixina sokensis. Исследованиями последних лет (Чермных, Михайлова, 1991) показано, что последний вид встречается крайне редко, уступая свое место в разрезе и по латерали Daixina tschemovi Z. Mikh.

Нижнее подразделение гжельского яруса "слои с Triticites rossicus" имеют полное развитие в опорном разрезе Шарью-80. Индекс-вид здесь встречен, начиная со слоя 159, в ассоциации с Triticites rossicus gzhelicus Bensh, T. secalicus Say, T. simplex Schellw., T. scharjuensis Z. Mikh., T. cf. pseudoarcticus Raus. Выше вид Triticites rossicus отмечен в слоях 163, 23, 23a, 165, 24, 24a, 857.

Для этого разреза характерна необычно поздняя встречаемость представителей рода Jugulites. Первая их находка относится к слою 170, где Jugulites longus (Ros.) и J. longus formosus (Ros.) определены в одном образце с индекс-видов более молодой зоны Daixina tschemovi Z. Mikh.

В разрезе "Верхняя Печора-58" индекс-вид Triticites rossicus встречается довольно часто (обр. 175–178, 762–764, 736), и лишь в верхней части одноименной зоны он обнаружен совместно с Triticites stuckenbergi Raus. (рис. 5). Представители индекс-рода Jugulites здесь отсутствуют, их первые находки относятся к низам покрывающей даиксиновой зоны. Можно предполагать на основе имеющегося у нас фактического материала, что зональный вид Daixina tschemovi завершает фузулинидовую последовательность гжельского яруса. Он распространен по площади достаточно широко и встречен нами в разрезах Шарью-80, Заостренная-6, Заостренная-7, Подчерем-49, Верхняя печора-58, Унья-28. Из других разрезов следует указать Большую Шайтановку, Илыс, Ульвож и Гердъю, где этот вид был также обнаружен. Индекс-вид Daixina sokensis из приведенных на рисунках 2-5 разрезах встречен лишь в двух: Верхняя Печора-58 и Унья, где он занимает уровень Daixina tschemovi. Кроме указанных разрезов, этот вид встречен на реки Гердъю, Большой Шайтановке, Илыче (рис. 1).

В этой же зоне на Большой Шайтановке и на Унье встречены довольно многочисленные жигулитесы: Jigulites volgensis (Raus.), J. longus longus Ros., J. longus formosus Ros., J. longus mucronatus Ros., J. magnus Ros. и Daixina scherbovichae Z. Mikh., D. privilegiata Pant.

Выше, на ряде разрезов, мы показали, что индекс-вид Daixina tschemovi по простиранию замещает вид Daixina sokensis. Причем, сопутствующий комплекс этих викарирующих видов идентичен. Это наблюдение позволяет говорить об одновозрастности этих зон.

Более высокие даиксиновые зоны встречены на гряде Чернышева (реки Шарью и Заостренная) и на западном склоне Северного Урала (реки Унья и Гердъю).

На гряде Чернышева зона Daixina robusta, в которой встречена и Daixina vozhgalensis Raus., последовательно сменяет в разрезе зону Daixina tschernovi. Первое появление швагерин в изученных разрезах отмечается выше находок Daixina robusta. Сходная картина наблюдается в разрезах Гердъю, Уньи и Илыча (Молебен-Ель).

На р. Унье (обн. 28) в единственном пункте рассматриваемой нами территории после значительного перерыва в обнаженности зональный вид Daixina robusta Raus. встречен совместно со швагеринами (Sch. vulgaris Scherb.).

Согласно Унифицированным схемам, первые местонахождения Daixina robusta относятся уже к нижним слоям пермской системы. Однако совместные находки представителей этого индекс-вида со швагеринами редки. Так, в обн. 4 по р. Гердъю в слое 31 встречены Daixina sokensis Raus., D. vozhgalensis Raus., D. robusta Raus., выше, в слое 32 встречены D. robusta Raus. Первые швагерины встречены полуторами метрами выше и представлены Schwagerina vulgaris Scherb. (Чермных, Михайлова, 1991). Мы полагаем, что слои с D. robusta составляют нижнюю подзону или нижние слои зоны Schwagerina vulgaris и Sch. fusiformis, и границу между каменноугольной и пермской системами следует проводить по подошве подзоны Daixina robusta.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ревизия опорных разрезов верхнего карбона, характеризующих в большинстве своем мелководные, преимущественно детритовые отложения с заметным развитием, как в касимовском, так и в гжельском ярусах, гидрактиноидных биогермов (максимум развития которых приходится на ассельский ярус нижней перми) показала, что зональные таксоны распространены на изученной территории неравномерно.

Сообщества касимовского века. Представители видовой зоны Protriticites pseudomontiparus и Obsoletes obsoletus, как правило, встречаются разрозненно. Совместно эти виды встречены только в одном разрезе Шарью-80 (рис. 2). Сонахождение индекс-таксонов не встречено и в таких разрезах, как Северный остров Новой Земли, Пай-Хой (мыс Чайка), реки Косью, Кожим, Щугор, Илыч, Большая Шайтановка. Первый вид, как было показано в предыдущем разделе,

встречен лишь в четырех пунктах: в Нижних и Верхних Воротах р. Щугора, Косью и на северном острове Новой Земли (мыс Литке). На этом же стратиграфическом уровне встречены протритициты в других перечисленных выше выходах. Так, в опорном разрезе Шарью на этом уровне развиты Protriticites pseudomontiparus Put., Pr. plicatus Kir., Pr. globulus Put., Pr. ovatus Put., Pr. ovoides Put. В ряде обнажений, не включающих индекс-вид, встречены Pr. rotundus Grozd. (Верхние Ворота р. Щугор), Pr. jucundus Rem. (Подчерем-49, Оселка Кырта).

Аналогичная редкая встречаемость выявлена и для второго стандартного индекс-вида Obsoletes obsoletus, который зафиксирован лишь в разрезах Верхние Ворота Щугора, Шарью и Косью.

Индекс-вид Montiparus montiparus характеризуется редкой встречамостью, поскольку соответствующая часть разреза в ряде пунктов уничтожена древними размывами или не вскрыта эрозионным срезом. Так в разрезе Щугор-12 (Нижние Ворота) слои с Protriticites globulus Put., Pr. pseudomontiparus Put., Quasifusulina longissima Moell. непосредственно перекрываются песчанистыми известняками с Triticites quasiarcticus Sol. и Т. acutus Dunb. et Cond. (Чермных, Михайлова и др., 1970). Аналогичная картина трансгрессивного налегания зоны Triticites acutus и T. quasiarcticus наблюдается в разрезах Подчерем-47 и предполагается на р. Заостренной-6-7. Отложения этой вышележащей зоны, завершающие разрез касимовского яруса, имеют широкое распространение в изученном районе. Индекс-вид Triticites quasiarcticus помимо разрезов, указанных на рисунках 2–5, встречен в разрезах на реках Ульвож, Большая Сарьюга, Косью, Инта, Кожим, Гердъю, Илыч, Утлан. Меньшим площадным распространением характеризуется Triticites acutus.

Сообщества гжельского века. В описательной части мы показали, что на севере Урала выявилось, в отличие от стратотипической местности, двучленное строение гжельского яруса. Нижней зоной мы предлагаем считать подразделение, описанное ранее З.П. Михайловой (1974) как "слои с Triticites rossicus". Индекс-вид, состоящий из подвидов Т. rossucus rossicus Schellw. и Т. rossicus gzhelicus Bensh, присутствует во всех разрезах поднятия Чернышева, где обнажена эта часть верхнего карбона, а также по рекам Кожим и Илыч. Особенностью этой зоны является почти полное отсутствие такого индекс-вида, как Triticites stuckenbergi, встреченного в зоне Т. rossicus лишь в трех разрезах (Шарью, Печора и Илыч).

В стратотипической местности этих ярусов Т. rossicus встречается совместно с Т. paraarcticus, образуя местную зону, отвечающую русавкинскому горизонту (Путеводитель экскурсии..., 1975). Отложения зоны Triticites stuckenbergi зале-

гают здесь непосредственно выше и определяют амеровский горизонт (скв. 7, лев. берег р. Киржач). К сожалению, в современной Унифицированной схеме карбона Русской платформы эти две четко стратифицированные зоны, объединены в единую, читающуюся как "зона Т. rossicus—T. stuckenbergi" (Решение межведомственного..., 1990).

В стратотипической местности далее вверх по разрезу следуют зона Jigulites jigulensis, J. longus и зоны Daixina sokensis, Pseudofusulina gregaria. Таким образом, отсутствие стратиграфически локализованных местонахождений Т. stuckenbergi Raus. отличает изученные разрезы от стратотипов.

Второй отличительной чертой сообществ гжельского века от стратотипических является повсеместное развитие в слоях, покрывающих зону Triticites rossicus, представителей рода Daixina. Как мы указывали ранее (Чермных, Михайлова, 1991); для севера Урала характерно широкое развитие вида Daixina tschernovi, позволившее нам выделить одноименную зону, заменившую зону D. sokensis.

Весьма показательными разрезами для восстановления последовательной смены сообществ гжельского века на севере Урала являются "Заостренная-6" и "Заостренная-7". В первом разрезе самое раннее появление представителей индексвида D. tschernovi tschernovi и D. tschernovi regularis относится к слою 225 (рис. 4). Индекс-вид встречен также в слоях 226, 230, 231. В слое 231 встречены к тому же Pseudofusulina eliseevi Z. Mikh., относящаяся к группе Pseudofusulina anderssoni, Schubertella paramelonica minor Sul. В слое 232 определены Jigulites volgensis Raus., Pseudofusulina anderssoni (Schellw.) и Р. eliseevi Z. Mikh., Schubertella paramelonica Sul. В вышележащем слое 233 встречен подобный комплекс с Pseudofusulina anderssoni anderssoni (Schellw.), P. anderssoni elongata Scherb. u P. eliseevi Z.Mikh.

После перерыва около 10 м по разрезу в известняках встречены Daixina vozhgalensis Raus., Triticites parvulus Schellw., T. schwageriniformis nanus Ros., Schubertella sphaerica Sul., Sch. paramelonica minor Sul. и др., которые характерны для ассельского яруса нижней перми. Здесь швагерины не обнаружены. Сходная картина наблюдается в раз резе "Заостренная-7" (обр. 506, 967, 969, 969 А 218), где так же, как и в предыдущем разрезе, вы ше находок D. tschrnovi Z. Mikh. прослежены слов c Pseudofusulina anderssoni-P. eliseevi (слои 509, 969 220, 221). Нижнепермские отложения здесь выде лены по находкам Daixina vozhgalensis Raus. и D. rd busta Raus., относящимся к нижней подзоне зонь Schwagerina fusiformis и Sch. vulgaris (обр. 970) Первые находки указанных швагерин отмечень несколькими метрами выше, где они встречены ассоциации с Pseudofusulina paragregaria (обр. 971

973, 235, 236). Такое сонахождение позволяет в бесшвагериновых слоях нижнюю границу ассельского яруса проводить по первому появлению Pseudofusulina paragregaria Raus.

Продемонстрированные разрезы р. Заостренной (поднятие Чернышева) показывают, что при петальном послойном отборе образцов из пограничных отложений карбона и перми может быть реконструирована реально существовавшая смена сообществ фузулинид, осуществлявшаяся по схеме: Daixina tschernovi-Pseudofusulina anderssoni, P. eliseevi-Daixina robusta, D. vozhgalensis-Schwagerina fusiformis, Sch. vulgaris, Pseudofusulina paragregaria. Предложения же считать отложения с Daixina tschemovi аналогом зоны Daixina bosbytaensis-D. robusta (Давыдов и др., 1994) или частью нижней зоны ассельского яруса (Коновалова, 1991) представляются нам мало обоснованными благодаря наличию следующего фактического материала.

Из проанализированных нами разрезов скважин Печорской синеклизы заслуживает внимание разрез скв. 102-Возей, использованный М.В. Коноваловой (1991, с. 57–58). Указанный автор приводит следующую последовательность:

- 1. Глубина 1648–1633 м "слои с Pseudofusulina narjanmarica" (включающие названный вид и Ps. volozhaninae Konov., Rugosofusulina praevica agregia Schlyk., Triticites aijuvensis Konov., Usvaella usvae (Dutk.).
- 2. Глубина 1633–1626 м "слои с Daixina tschernovi"; D. tschernovi tschernovi Z. Mikh., D. tschernovi regularis Z. Mikh., Triticites adjunctus Konov.
- 3. Глубина 1626—1602 м "слои с мелкими новыми Triticites и Daixina": Triticites uberatis Konov., T. lautus Konov., D. vozeica Konov., D. sedujachaensis Konov., D. grata Konov., D. lilia Konov., Daixina robusta mendosa Konov., Pseudofusulina paragregaria Raus., Ps. paragregaria c f. simplex Z. Mikh., Ps. ex gr. gregaria Lee, Ps. ex gr. anderssoni (Schellw).

Как видно из приведенного примера, самая верняя часть разреза (пачка 3), "слои с мелкими новыми Triticites и Daixina", имеет раннепермский возраст благодаря наличию Daixina robusta mendosa Konov. и Pseudofusulina paragregaria Raus.

Нижележащие же слои (пачка 2) не могут быть отнесены к пермской системе, поскольку не включают зональные виды пачки 3, а охарактеризованы четко выделяющимися на всей территории западного склона Урала позднекаменно-угольными представителями вида Daixina tschernovi Z. Mikh.

В приведенном разрезе М.В. Коновалова (1991) зафиксировала "непосредственно в кровле слоев с Daixina tschernovi" находки Daixina robusta mendosa Konov. и присутствие видов Pseudofusulina paragregaria и Ps. anderssoni под "слоями с D. tschernovi" (с. 59), хотя на странице 58 этот же автор в харак-

теристике разреза скв. 102-Возей приводит иную последовательность комплексов фузулинид, отвечающую истинному строению разреза.

В разрезе скв. 1-Нарьян-Мар наблюдается сходная картина. Здесь на глубине 1866—1882 м встречены Triticites aff. rossicus (Schellw.), Jigulites jigulensis Raus. и др.

Выше (интервал 1845.5–1866 м) определены Daixina tschernovi Z. Mikh. и Pseudofusulina narjanmarica Konov.

В интервале 1801.7–1809.7 — Pseudofusulina paragregaria Raus. и шубертеллы. Еще выше, в интервале глубин 1772–1797.7 м, встречены Pseudofusulina paragregaria ascedens Raus., Daixina kachgortica Konov. и шубертеллы.

Только два верхних интервала глубин по сообществам фузулинид мы относим к ассельскому ярусу.

Аналогичную последовательность зональных видов в пограничных каменноугольно-пермских отложениях можно наблюдать в скважинах 1-Кочмес; 1,47,61-Харьяга; 23-Средний Вуктыл; 4,6,13-Усино-Колвинская площадь.

Завершая обзор разрезов скважин Печорской синеклизы, следует обратить внимание на традиционную прерывистость отбора кернового материала, что не позволяет судить объективно о строении разрезов. Мы не исключаем сонахождение Daixina tschemovi Z. Mikh. с заведомо раннепермскими индекс-видами. Такие сочетания вполне возможны для верхних частей поля встречаемости D. tschemovi, где определяющая роль принадлежит уже более молодому зональному таксону. Такое положение подтверждается определением биостратиграфической зоны.

Уточнение зонального расчленения верхнего карбона севера Урала выявило несхожесть предлагаемых нами подразделений с объемами горизонтов, выделенных в стратотипических разрезах на Южном Урале (Чувашов и др., 1989).

Зона Triticites rossicus, параллелизуемая нами с зоной Triticites stuckenbergi (последний индекс-вид встречен в отложениях с Т. rossicus), и нижняя часть зоны Daixina tschernovi, вероятно, отвечают вместе предлагаемому этими авторами объему азанташского горизонта. С мартукским горизонтом может быть сопоставлена верхняя часть североуральской зоны Daixina tschernovi.

Сравнение предлагаемого зонального расчленения с унифицированными горизонтами верхнего карбона Русской платформы (Решение межведомственного..., 1990) показывает, что выделенные нами слои, а затем и зона Triticites rossicus соответствуют добрятинскому горизонту, а верхняя зона Daixina tschernovi является, по-видимому, аналогом двух горизонтов: павлово-посадского и ногинского.

#### выводы

Особенностями разреза верхнего карбона севера Уральской области является следующее.

Касимовский ярус состоит из трех фузулинидовых зон: зона Protriticites pseudomontiparus—Obsoletes obsoletus; зона Montiparus montiparus; и зона Triticites quasiarcticus—Т. acutus, имеющих повсеместное распространение на Русской платформе и Урале.

Гжельский ярус имеет двучленное строение и состоит из двух зон: Triticites rossicus и Daixina tschernovi. Первая из этих зон включает зону Triticites stuckenbergi, которая в последние годы в районах Русской платформы уже названа "зоной Triticites rossicus и Т. stuckenbergi" (Алексеева и др., 1984). Вторая, в которой мы имеем на севере Урала наиболее частые находки Jigulites jigulensis (Raus.) и J. volgensis (Raus.), приравнивается нами по стратиграфическому объему к двум зонам J. jigulensis—Daixina sokensis, включенным в унифицированные схемы Русской платформы и Урала.

Изменение комплексов фораминифер на рубеже позднего карбона—ранней перми в изученном нами регионе осуществляется посредством постепенной смены каменноугольных сообществ Daixina tschernovi—Pseudofusulina anderssoni, P. eliseevi—раннепермскими сообществами: Daixina robusta, D. vozhgalensis—Schwagerina fusiformis, Sch. vulgaris, Pseudofusulina paragregaria.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева И.А., Давыдов В.А., Калмыкова М.А. и др. Фузулиниды верхнего карбона европейской части СССР и Средней Азии // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 76–78.

Варсанофьева В.А. Геологическое строение территории Печорско-Илычского государственного заповедника. // Тр. Печорско-Илычского гос. заповедника. 1940. Вып. 1. 214 с.

Давыдов В.И., Барсков И.С., Богословская М.Ф., Левен Э.Я. Граница карбона и перми в стратотипических разрезах Южного Урала и ее корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 32–45.

*Елисеев А.И.* Стратиграфия карбона южной части гряды Чернышева // ДАН СССР. 1958. Т. 121. № 2. С. 339–342.

Елисеев А.И. К стратиграфии карбона северной части гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана. Сыктывкар. Тр. Коми ФАН СССР. 1960. Вып. 10. С. 36–40.

*Елисеев А.И.* Стратиграфия и литология каменноугольных отложений грады Чернышева. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 173 с.

*Елисеев А.И., Михайлова З.П.* Новые данные о верхнем карбоне гряды Чернышева // ДАН СССР. 1962. Т. 145. № 3. С. 631–634.

Калашников Н.В., Михайлова З.П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР. 1971. Вып. 14. С. 55–65.

Калашников Н.В., Михайлова З.П. Верхнекаменноугольные отложения Северного Приуралья // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 19–23.

Коновалова М.В. Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1991. 202 с.

Михайлова З.П. Стратиграфия верхнего карбона Печорского Приуралья // Геология и полезные ископаемые С.-В. европейской части СССР и севера Урала, Тр. VII геол. конф. Коми АССР. 1971. Т. 1. С. 152–157.

Михайлова З.П. Фузулиниды верхнего карбона Печорского Приуралья. Л.: Наука, 1974. 136 с.

Муравьев И.С. Карбон Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1968. 226 с.

Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна. VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975, 176 с.

Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Г.М., Рейтлингер Е.А. Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края // Тр. Полярной комиссии. 1936. Вып. 28, С. 159–232.

Решение Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии и каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1951.

Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнму палеозою Русской платформы. Л., 1988. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 40 с.

Чермных В.А. К стратиграфии каменноугольных отложений р. Большой Шайтановки // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана. Сыктывкар. Тр. Коми ФАН СССР. 1960. Вып. 10. С. 25–36.

*Чермных В.А.* Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.

Чермных В.А., Михайлова З.П., Саютина Т.А., Енокян Н.В. Нижние Ворота — опорный разрез карбона в бассейне р. Щугор (Северный Урал) // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар. Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР. 1970. Вып. 11. С. 41–56.

Чермных В.А., Михайлова З.П., Калашников Н.В. Верхний карбон и основание перми в бассейне Средней Печоры // Сб. научных трудов Пермского политехн. ин-та. 1974. № 142. С. 52–75.

Чермных В.А., Михайлова З.П. Нижняя граница пермской системы на севере Урала // Тез. докл. Международ. конгресса "Пермская система земного шара". Свердловск, УрО АН СССР. 1991. С. 85.

Чуващов Б.И., Давыдов В.И., Щербакова М.В. Горизонты верхнего отдела карбона Урала // Новые данные по геол. Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 76–80.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.736.3/.761(574.12)

## СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АКСУ-КЕНДЫРЛИНСКОЙ СТУПЕНИ (ЮЖНЫЙ МАНГЫШЛАК)

© 1997 г. С. Н. Жидовинов\*, В. Г. Грошев\*\*. Ю. А. Волож\*\*\*, В. В. Лицатова\*\*\*\*

\*Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия \*\*СП "СовФрансгео", 143300 Наро-Фоминск, Киевское шоссе, 5, Россия \*\*\* Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия \*\*\*\* Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, 105118 Москва, шоссе Энтузиастов, 36, Россия Поступила в редакцию 17.04.95 г.

В результате комплексной обработки и интерпретации обширного геолого-геофизического материала расшифрованы взаимоотношения доюрских осадочных толщ в пределах южного борта Южно-Мангышлакского прогиба. В их разрезе установлены региональные несогласия, главнейшее из которых – предпозднеоленекское – делит верхнепермско-триасовые отложения на два структурных этажа. Показано, что в пределах Аксу-Кендырлинской ступени присутствуют три разновозрастные карбонатные пачки (ранне-, средне- и позднетриасового возраста), каждая из которых может являться отдельным объектом для нефтегазопоисковых работ. Даны описания и корреляция местных стратиграфических подразделений, охарактеризованы условия их формирования.

*Ключевые слова.* Стратиграфия, триасовые отложения, Южный Мангышлак, сейсмостратиграфический анализ, условия седиментации.

Аксу-Кендырлинская тектоническая ступень по триасовому структурному плану является промежуточным элементом, разграничивающим Жазгурлинскую депрессию (Южно-Мангышлакский прогиб) и Карабогазский палеозойский массив (рис. 1). Верхнепермско-триасовые отложения, относимые нами к доплитному (переходному) структурно-тектоническому комплексу (СТК), представлены в ее пределах сложно построенными толщами терригенно-карбонатных пород смешанного генезиса.

Долгое время представления о их строении были весьма ограничены, поскольку бурение глубоких скважин проводилось преимущественно в ее западной части (площади Темир-Баба, Аксу-Кендырли, Южный Аксу). И только сравнительно недавно были обработаны буровые данные более восточных площадей: Жарты и Атабурун, и таким образом геолого-геофизические материалы существенно дополнились. Это позволило по-новому провести детальное расчленение и корреляцию верхнепермско-триасовых толщ Аксу-Кендырлинской ступени, а также обосновать в ряде случаев и их возраст. Были использованы литологические особенности пород, система реперных пластов и поверхностей при работе с каротажными диаграммами, комплексы органических остатков (рис. 2). Параллельно также проводилась интерпретация сейсмических разрезов МОГТ, привязанных к глубоким скважинам.

Сейсмостратиграфический анализ позволил выделить в переходном комплексе Аксу-Кендыр-

линской ступени два сейсмогеологических этажа (СГЭ), которые разделены региональным несогласием (отражающий горизонт  $V_3^2$ , см. рис. 4, 5), обусловленным предпозднеоленекской фазой складчатости (Волож, 1991). Нижний СГЭ прослеживается в пределах северной и центральной частей ступени, где объединяет верхнепермско-нижнеоленекские отложения. Эти образования достаточно сильно дислоцированы, выполняют узкий глубокий (до 4 км) тафрогенный прогиб, и вскрываются скважинами Атабурун П-1, Темир-Баба П-1 (рис. 3). Наиболее полный их разрез наблюдается в первой скважине, где нами выделяются две толщи. Нижняя (скв. Атабурун П-1, инт. 4360-4600 м; Темир-Баба, инт. 4257-4503 м) преимущественно красноцветная толща параллелизуется нами с аманбулакской свитой Туаркыра. Представлена она переслаиванием песчаников, туфопесчаников с аргиллитами, гравелитами и конгломератами. Песчаники и туфопесчаники полимиктовые, крупнозернистые, интенсивно гидрослюдизированные, с обломками витрокластических туфов. Гравелиты и конгломераты сложены обломками кварцитов, порфиров (до 60%), менее 30% составляют кварц и кремнисто-серицитовые породы. Аргиллиты карбонатные нечетко горизонтальнослоистые, с гнездами карбоната и стяжениями пирита. Органические остатки здесь не обнаружены, поэтому возраст аманбулакской свиты условно по стратиграфическому положению датируется нами как поздняя пермь-ранний триас. Верхняя толща преимущественно пестроцветная и

жидовинов и др.

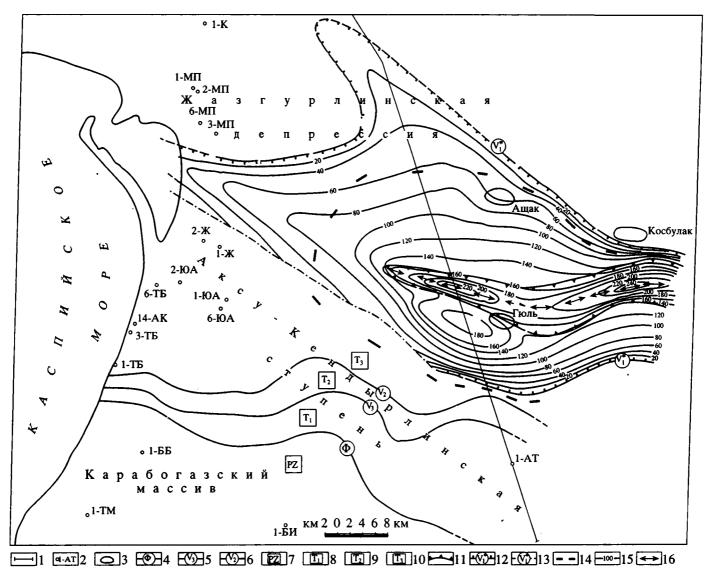


Рис. 1. Палеогеологическая карта предъюрской поверхности размыва южного борта Южно-Мангышлакского прогиба. 1 – положение регионального сейсмопрофиля (рис. 4); 2 – скважины: номер-индекс площади (ЮА – Южный Аксу, ТБ – Темир-Баба, АК – Аксу-Кендырли, К – Каунды, ББ – Букбаш, БИ – Бирбас, ТМ – Тамды, АТ – Атабурун, МП – Макат-Прибрежная, Ж – Жарты); 3 – локальные структуры в триасе; линии выхода на поверхность предъюрского размыва: 4 - кровля фундамента, 5 - кровля нижнего триаса, 6 - кровли среднего триаса; поля выхода на поверхность предъюрского размыва: 7 – палеозойских сланцев, 8 – нижнего триаса, 9 – среднего триаса, 10 – верхнего триаса; границы распространения сейсмофаций верхнего триаса (снизу вверх): 11 – заполнения предпозднетриасового эрозионного вреза, 12 – заполнения позднетриасового конседиментационного прогиба, 13 – условная граница южной части толщи заполнения прогиба (потеря корреляции), 14 - бокового наращивания; 15 - линии равных временных мощностей  $\Delta t$  (мсек) толщ заполнения вреза и прогиба; 16 – осевая линия (наиболее глубокая часть) вреза.

1997

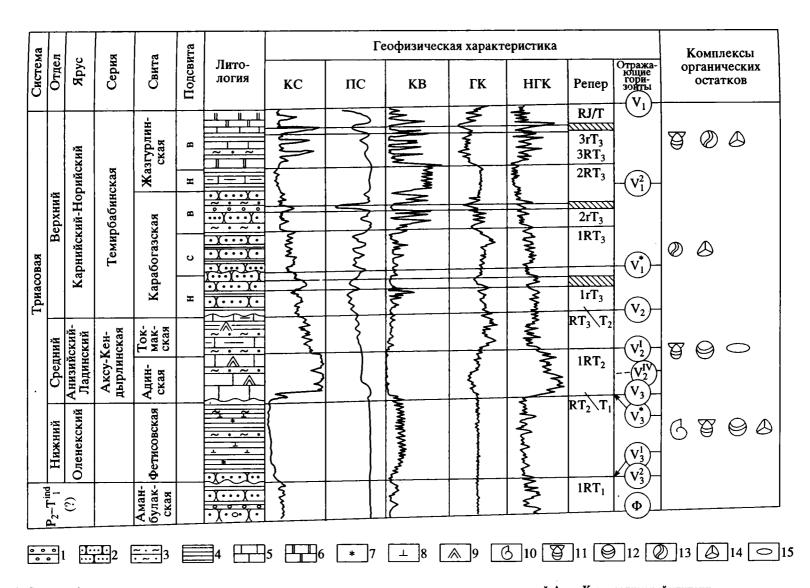


Рис. 2. Схема информативности методов расчленения и корреляции верхнепермско-триасовых отложений Аксу-Кендырлинской ступени.

1 — галька; гравий; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 —известняки; 6 — доломиты; 7 — красноцветность; 8 — известковистость; 9 — туфогенность; органические остатки: 10 — аммоноидеи, 11 — двустворки, 12 — конхостраки, 13 — харофиты, 14 — спорово-пыльцевые комплексы, 15 — остракоды. КС — кажущееся сопротивление, ПС — спонтанная поляризация, КВ — кавернометрия, ГК — гамма-каротаж, НГК — нейтронный гамма-каротаж; н — нижняя; с — средняя; в — верхняя.

присутствует только в разрезе скв. Атабурун П-1 (инт. 3785—4360 м). Она сложена переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников. В инт. 3890—3900 м А.Ю. Лопато были определены конхостраки Lioestheria mokrinskyi Mol., Pseudestheria tumariana Nov. На основании этих находок, и учитывая стратиграфическое положение этой части разреза, мы относим верхнюю толщу к нижнеоленекскому подъярусу.

Верхний СГЭ объединяет отложения интервала верхний оленек—верхний триас, которые по интенсивности складчатости занимают промежуточное положение между доверхнеоленекскими и юрско-меловыми образованиями. В верхнем СГЭ по поверхностям несогласия выделяются (рис. 4, 5) верхнеоленекский, средне- и верхнетриасовый сейсмокомплексы (соответственно отражающие горизонты  $V_3$  и  $V_2$  маркируют кровлю нижнего и среднего триаса). В южном направлении все триасовые толщи воздымаются в сторону Карабогазского массива и последовательно срезаются предъюрской поверхностью размыва (отражающий горизонт  $V_1$ ).

Верхнеоленекский сейсмокомплекс (СК) отвечает верхнеоленекским отложениям, которые в пределах Аксу-Кендырлинской ступени выполняют узкий палеопрогиб с изменением мощности от 300 до 1200 м. В составе сейсмокомплекса нами выделены две сейсмофации. Нижняя ограничена в кровле отражающим горизонтом  $V_3^1$  и полностью выклинивается в северном направлении на склоне палеоподнятия (рис. 4). Ей соответствуют глинисто-карбонатные сероцветные породы, пройденные лишь скв. Атабурун П-1 (инт. 3495–3785 м). Предоставлены они мелководно-морскими темносерыми мелкокристаллическими известняками с примесью туфогенного материала, реже органогенно-обломочными с прослоями темно-серых аргиллитов, туфоаргиллитов и туфов. Определения аммоноидей и двустворчатых моллюсков, выполненные В.А. Гавриловой, однозначно свидетельствуют о позднеоленекском возрасте этой части разреза, причем присутствие Dorikranites bogdoanus (Buch) позволяет отнести ее к низам верхнего оленека.

В глинистой толще пород, соответствующей верхней сейсмофации, выделяются две пачки, разделенные отражающим горизонтом  $V_3^*$ , причем в северном направлении верхняя из них срезается предсреднетриасовым размывом (рис. 4, 5). Нижняя пачка пройдена скв. Атабурун П-1 (инт. 3307—3495 м). Она представлена бурыми, зеленовато-серыми и серыми алевролитами и песчаниками, возраст которых палеонтологически не доказан.

На основании регионального прослеживания отражающих горизонтов и корреляции разрезов скважин мы полагаем, что верхняя пачка вскрыта в западной части Аксу-Кендырлинской ступени в объеме фетисовской свиты. Последняя представлена мелководно-морскими и лагунны-

ми образованиями, преимущественно аргиллитами, алевролитами, с прослоями песчаников, туффитов. Аргиллиты и алевролиты бурые, темно-серые, песчанистые, сильно карбонатизированные. Туффиты кристалловитрокластические хлоритизированные, частично карбонатизированные. Песчаники буровато-серые, красновато-коричневые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, слюдистые, местами карбонатные.

Длительное время фетисовская свита на основании единичных находок конхострак Pseudestheria timanensis Mol., Loxomegaglipta cf. tschalyschevi Mol., Leptestheria aff. abescunica Mol. относилась к индскому ярусу (Алиев и др., 1977). Установленный нами комплекс органических остатков позволяет уверенно датировать ее поздним оленеком. Встреченные аммоноидеи Hellenites sp. (определение А.А. Шевырева) относятся к колумбитовой зоне (верхи верхнего оленека). Двустворчатые моллюски Bakevellia kambei Nakas., Myalina dalailamae Vern., Ornithopecten temirbabensis Kipar., Bakevellia pannonica bogdoensis Kipar., также свидетельствуют об оленекском возрасте вмещающих пород. Сообщество конхострак (определения А.Ю.:Лопато) представлено видами Lioestheria svetlakovae Lop., L. kokumbaica Lop., L. mokrinskyi Mol., Cyclestheria alievii Lop., Limnadia parsimurunica Lop., встречающимися в верхнеоленекских отложениях Мангышлака совместно с головоногими и двустворчатыми моллюсками. В комплексе миоспор доминантным видом является Densoisporites nejburgii Balme, что характерно для оленекского яруса. На основании изложенного материала можно предположить, что фетисовская свита наращивает разрез верхнего оленека, вскрытый скв. Атабурун П-1 (рис. 3).

Таким образом, верхнеоленекский осадочный комплекс в пределах южного борта Южно-Мангышлакского прогиба представлен мощной толщей пород, сформировавшихся в условиях расширявшегося Аксу-Кендырлинского палеопрогиба. Об этом свидетельствует трансгрессивное налегание верхнеоленекских отложений в южной части на поверхность складчатого пермотриаса, а севернее - на размытую поверхность палеозоя (отражающий горизонт Ф). Аналогичная картина фиксируется и в пределах Центрально-Мангышлакского палеопрогиба (Жетыбай-Узеньская ступень). Это позволяет сделать вывод о существовании в рассматриваемый отрезок времени двух обширных палеопрогибов, разделенных положительной структурой – Южно-Мангышлакской системой сводовых палеоподнятий (рис. 4, 5).

Несогласие в верхней части комплекса обусловлено предсреднетриасовым размывом (на это указывает выпадение из разреза интервала между отражающими горизонтами  $V_3$  и  $V_3^*$ , рис. 4). Стратиграфическая полнота верхнего оленека наименьшая в центральной части Южно-Мангышлакского прогиба (ракушечная свита), в краевых частях она нарастает как за счет нижних, так и за

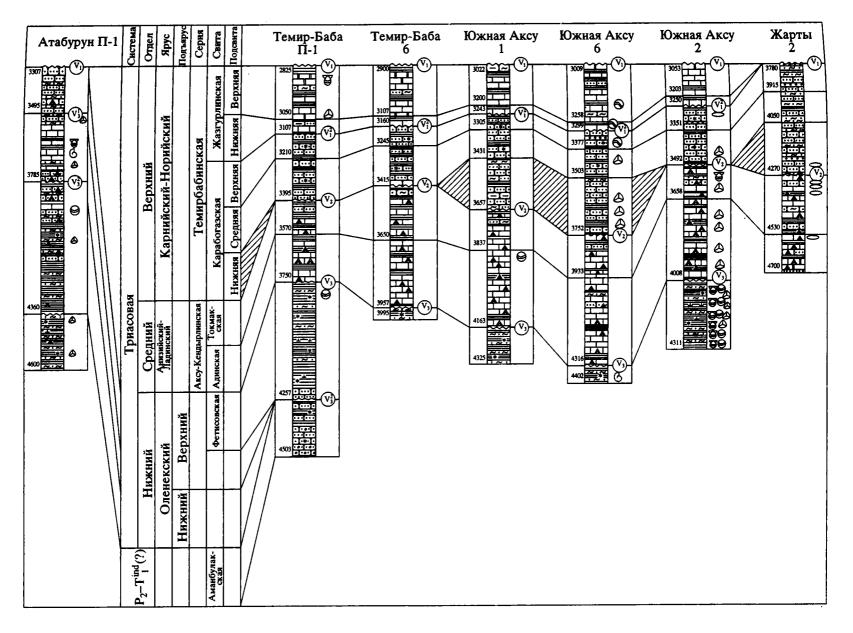


Рис. 3. Схема корреляции верхнепермско-триасовых отложений Аксу-Кендырлинской ступени. Штриховкой отмечена нижняя подсвита карабогазской свиты, которая является толщей заполнения предпозднетиасового вреза и прогиба в пределах Жазгурлинской депрессии.

Усл. обозначения см. на рис. 2.

жидовинов и

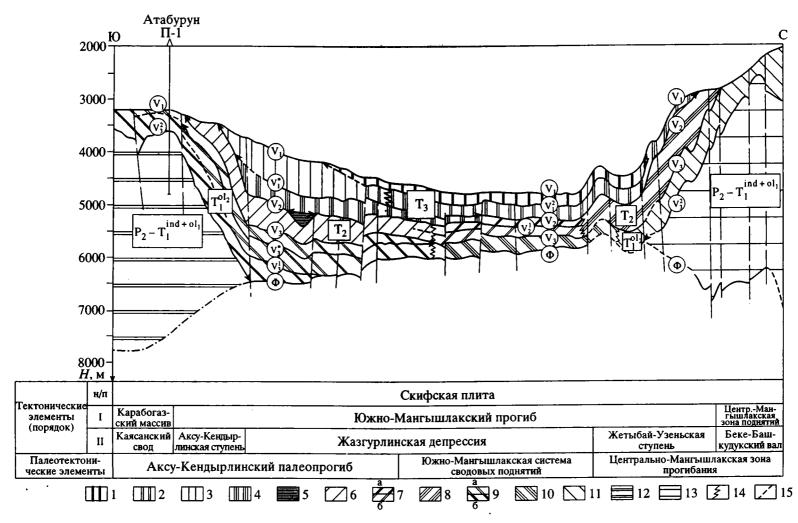


Рис. 4. Сейсмостратиграфический разрез по региональному профилю (его положение см. на рис. 1)

Верхнетриасовый сейсмокомплекс (континентальная терригенная сейсмоформация): 1 – преимущественно глинистая сероцветная сейсмофация озер и болот (бакандская свита), 2 – песчано-аргиллитовая сероцветная сейсмофация аллювиальной равнины, 3 – грубозернистая красноцветная сейсмофация бокового наращивания, 4 – грубозернистая пестроцветная сейсмофация заполнения конседиментационного вреза, 5 – грубозернистая красносцветная сейсмофация заполнения предпозднетриасового эрозионного вреза. Среднетриасовый сейсмокомплекс: 6 – лагунная глинисто-карбонатная сероцветная сейсмофация (тасбулатская свита), 6 – карбонатная сейсмоформация (актасская + тенгинская свиты), 8 – шельфовая глинисто-карбонатная сероцветная сейсмоформация (южно-жетыбайская серия). Верхнеоленекский сейсмокомплекс: 9 – мелководно-морская глинисто-карбонатная сейсмоформация (фетисовская свита), 6 – глинисто-карбонатная сероцветная сейсмоформация (фетисовская свита), 6 – глинисто-карбонатно-глинистая сейсмоформация (фетисовская свита), 11 – открытого шельфа карбонатно-глинистая сейсмоформация (тюрурпинская серия). Верхнепермско-нижнеоленекский сейсмокомплекс: 12 – континентальная песчано-глинистая красноцветная дислоцированная сейсмоформация (аманбулакская свита в верхней части), 13 – континентальная песчано-глинистая красноцветная дислоцированная сейсмоформация (долнапинская + отпанская + биркутская свита в верхней части); 14 – линии фациального замещения; 15 – разрывные нарушения.

Рис. 5. Хроностратиграфический разрез по региональному сейсмопрофилю. Перерывы в осадконакоплении, связанные : 1 - с отсутствием седиментации, 2 - с эрозией. Остальные усл. обозначения см. на предыдущих рисунках.

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

счет верхних горизонтов этого комплекса. На хорошо разбуренной Жетыбай-Узеньской ступени в составе тюрурпинской серии, имеющей позднеоленекский возраст, присутствуют все провинциальные зоны (лоны), выделяемые на Горном Мангышлаке в обнажениях: дорикранитовая, тиролитовая, колумбитовая и стахеитовая. Таким образом легко видеть, что совместный анализ сейсмических и стратиграфических данных позволил более достоверно определить соотношения верхнеоленекских толщ Южного Мангышлака (рис. 5).

Среднетриасовый сейсмокомплекс достаточно уверенно прослеживается в пределах всей Аксу-Кендырлинской ступени. Мощность пород, ему отвечающих, увеличивается в южном направлении от 300 до 600 м. Средний триас здесь представлен Аксу-Кендырлинской серией (полностью пройдена скв. Южная Аксу-1, 2, 6 и Темир-Баба П-1, 6, 3; нижняя ее часть вскрыта скв. Темир-Баба-5, верхняя – Южная Аксу-5, Аксу-Кендырли-14). Серия залегает на фетисовской свите и подразделяется на адинскую и токмакскую свиты. Адинская свита представлена сероцветными известняками с редкими прослоями туфоаргиллитов и туфоалевролитов. Известняки неравномерносгустковые, пелитоморфные и мелкокристаллические, реже ооидные и псевдооидные. Туфоаргиллиты и туфоалевролиты темно-серые, слоистые и неслоистые, с примесью пелитоморфного карбоната, с обугленными растительными остатками (ОРО), с включениями пирита. Токмакская свита сложена сероцветными карбонатно-туфогенными породами. Преобладают аргиллиты и туфоалевролиты слюдистые, с трещинами, заполненными кальцитом и пиритом. Реже встречаются известняки глинистые неслоистые плотные с прожилками и гнездами кальцита. Подчиненное значение имеют алевролиты и туфоалевролиты глинистые, известковистые, слюдистые с обугленными растительными остатками, с пиритом и прожилками у кальцита.

Аксу-Кендырлинская серия служит каротажным репером для всего доюрского разреза (рис. 2) рассматриваемой территории. Для нее характерны самые высокие удельные сопротивления: в среднем 50 Ом/м (в адинской свите – 70–80 Ом/м), близкие к номиналу показания каверномера и слаборасчлененная кривая спонтанной поляризации (ПС). В западной части Аксу-Кендырлинской ступени в нижней части среднетриасового сейсмокомплекса фиксируется 3–4-фазное ярко динамически выраженное отражение (горизонт V<sub>2</sub><sup>IV</sup>).

Среднетриасовый возраст адинской свиты устанавливается условно (возможно это ранний – средний триас), так как в комплексе остракод (определения Н.Н. Старожиловой, Д.А. Кухтинова) присутствуют лишь Renngartenella ex gr. aligera Starozh., Glorianella sp., Triassinella sp., а вертикальное распространение определенных А.Ю. Лопато конхострак Lioestheria volozhii Lop., недавно описанных на Мангышлаке, еще мало изучено.

В разрезе токмакской свиты найдены двустворки Myophoriopis gregaroides (Phil.), характерные для среднего-верхнего триаса, а также Bakevellia exporrecta (Leps.), Unionites fassaensis (Wissm.), U. canalensis (Cat.), встречающиеся в нижнем и среднем триасе, и таким образом ее возраст — средний триас.

В северном направлении аксу-кендырлинская серия замещается актасской, тенгинской (преимущественно карбонатными), тасбулатской (терригенно-туфогенной) свитами, сменяемыми далее к северу нерасчлененной южно-жетыбайской серией (рис. 4, 5).

Верхнетриасовый сейсмокомплекс наибольшую мощность имеет в пределах южного борта Жазгурлинской депрессии (1200-метровая толща пород), а в пределах Аксу-Кендырлинской ступени фиксируется только в погруженных участках, где верхний триас сохранился от размыва (рис. 1, 4). Отделяется от среднетриасового сейсмокомплекса ярко выраженной эрозионной поверхностью несогласия (отражающий горизонт V<sub>2</sub>), причем на отдельных участках наблюдаются локальные врезы. В верхнетриасовом сейсмокомплексе на временных разрезах выделен ряд сейсмофаций, обладающих специфическим рисунком записи.

Верхний триас разбурен лишь в западной части Аксу-Кендырлинской ступени, где он представлен темирбабинской серией в составе карабогазской и жазгурлинской свит. Карабогазская свита пройдена скважинами Темир-Баба – 1, 3, 6, Южная Аксу – 1, 2, 3, 5, 6. Она сложена породами делювиального, озерного и аллювиального генезиса, сформированными из продуктов кор выветривания и переотложенного материала более древних толщ триаса; об этом свидетельствуют находки в разрезах раннетриасовых остракод, ранне- и среднетриасовых миоспор, харофитов. Свита уверенно подразделяется на три подсвиты. Нижняя – преимущественно песчаникового состава – имеет ограниченное распространение. Сложена песчаниками серыми полимиктовыми, алевритистыми, неравномерно карбонатными, с обилием ОРО по плоскостями наслоения, с прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов. Средняя подсвита представлена песчаниками розовато-серыми аркозовыми мелко- и крупнозернистыми, с прослоями розовато-серых сильно слюдистых аргиллитов. Верхняя подсвита состоит из переслаивающихся алевролитов и песчаников с прослоями аргиллитов и гравелитов в верхней ее части. Алевролиты и аргиллиты зеленовато- и красновато-бурые слоистые слюдистые, на 70% сложены продуктами кор выветривания. Песчаники того же цвета, содержат 20 –50% продуктов кор выветривания, разнозернистые в разной степени карбонатные с ОРО по плоскостям наслоения.

Значительное количество переотложенного материала, его грубый состав и плохая сортировка позволяют сделать вывод о решающей роли временных потоков в формировании пород кара-

богазской свиты. Детальная промыслово-геофизическая корреляция и литолого-геохимические исследования позволили установить выпадение из разреза нижней подсвиты мощностью 200-250 м, присутствующей лишь в скв. Южная Аксу-1, 6 и Жарты-2 (см. рис. 3). Это свидетельствует о локальном распространении в пределах рассматриваемой территории делювиальных и пролювиальных образований верхнего триаса, наиболее широко развитых в погруженной зоне Жазгурлинской депрессии, где они отвечают сейсмофаниям заполнения эрозионного вреза, конседиментационного прогиба и бокового наращивания (Грошев, 1990). В северном направлении карабогазская свита замещается аллювиальными озерноболотными отложениями северо-ракушечной и бакандской свит (рис. 5). Мощность карабогазской свиты – до 600 м. Перекрывает ее жазгурлинская свита, локально распространенная в западной части Аксу-Кендырлинской ступени (скв. Темир-Баба-І, 6, Южная Аксу-І, 2, 6). Она имеет двучленное строение. Нижняя подсвита представлена преимущественно сероцветными аргиллитами с прослоями песчаников и известняков; верхняя - переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми известняками и доломитами с прослоями серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Известняки пелитоморфно-сгустковые, доломитизированные, с включениями пирита, кальцита. Доломиты мелкотрещиноватые с кварцем, кальцитом, пиритом. Мощность жазгурлинской свиты 0-310 м.

Возраст темирбабинской серии устанавливается по миоспорам (определение Г.М. Романовской) Dictyophyllum rugosum Lindl. und Hutt. em Kruch., D. vulgaris (Mal.) Kruch., Cyathidites crassiangulatus, Duplexisporites guratus, Styxisporites cooksonae Kl., Cyclotriletes pustulatus Madl., появление которых связано с позднетриасовой эпохой и стратиграфическому положению. В то же время определенный ранее Л.Д. Кипарисовой среднетриасовый комплекс двустворок Муорhoriopis gregaroides (Phil.), М. писиliformis (Zenk.) из жазгурлинской свиты (скв. Темир-Баба П-1) пока оставляет под сомнением вывод об исключительно позднетриасовом возрасте всей этой части разреза, при условии достоверности палеонтологического материала.

#### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что в пределах Аксу-Кендырлинской ступени в течение всего позднепермскотриасового этапа развития существовали специфические обстановки седиментации, запечатленные в своеобразном наборе осадочных формаций. В конце ранней перми завершилось формирование консолидированной коры Мангышлака, и эта территория вступила в континентальный период развития (Волож, 1991). В допозднеоленекское время в Аксу-Кендырлинском внутриконтинентальном седиментационном бассейне, инверсиро-

вавшем и испытавшем уже нисходящие пвижения. в мелководных водоемах в условиях аридного климата при интенсивном поступлении обломочного материала с близкорасположенного источника сноса (Карабогазский палеозойский массив) формировались мощные толщи песчано-глинистых осадков (аманбулакская свита). В позднеоленекское время воды океана Тетис ингрессировали на Мангышлак и в пределах Аксу-Кендырлинской ступени стали существовать мелководно-морские условия (об этом свидетельствуют находки аммоноидей и двустворок). Здесь шло формирование сначала карбонатных, а затем глинисто-алевритовых осадков (фетисовская свита). Аналогичная направленность процессов при общем углублении бассейна сохранялась и на протяжении среднего триаса, когда здесь отлагались мощные морские сероцветные глинисто-карбонатные толщи (аксу-кендырлинская серия). В позднетриасовую эпоху на большей части Мангышлака на фоне усиливающейся гумидизации климата в континентальных условиях формировались преимущественно терригенные толщи. В начале эпохи в пределах Аксу-Кендырлинского палеопрогиба произошло заполнение грубозернистыми породами пониженных участков (эрозионных врезов), затем перекрытых более широко развитой толщей заполнения конседиментационного позднетриасового прогиба. В последующем здесь накапливались красноцветные толщи бокового наращивания, причем их формирование происходило в мелководных континентальных водоемах при достаточно большой энергии среды седиментации, в условиях интенсивного сноса продуктов разрушения палеозойских образований Карабогазского массива (карабогазская свита). На последнем этапе позднетриасовой седиментации воды Палеокаспия по-видимому вновь проникали в пределы Аксу-Кендырлинской ступени, что привело к образованию карбонатно-терригенных отложений (жазгурлинская свита).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Алексеева Л.В., Виноградова К.В. Стратиграфия триасовых отложений Южного Мангышлака // Проблемы геологии нефти. Закономерности формирования и размещения месторождений нефти и газа. М.: ИГиРГИ, 1977. С. 96–107.

Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа). Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.

Грошев В.Г. Сейсмостратиграфический анализ доюрских отложений по региональному сейсмопрофилю (Южный Мангышлак—Северный Устюрт) // Тез. докл. Всес. научно-технический конференции молодых ученых и специалистов. М.: ВНИГНИ, 1990. С. 43–45.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.А. Шевырег

УДК 551.735.21:563.125.6(47)

# МЕЛЕХОВСКИЙ ГОРИЗОНТ – НОВЫЙ СТРАТОН ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕГО КАРБОНА (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© 1997 г. М. Х. Махлина\*, Т. Н. Исакова\*\*

\*ЦРГЦ "Геосинтез", 113115 Москва, Варшавское шоссе, 39а, Россия \*\*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия Поступила в редакцию 07.12.96 г.

Согласно постановлению Бюро МСК от 9 марта 1992 г. в общей стратиграфической шкале изменено положение границы каменноугольной и пермской систем, соответственно, верхней границы гжельского яруса. Возникла необходимость выделения на Русской платформе нового горизонта гжельского яруса в стратотипической местности. Выбран стратотип горизонта, который расположен на Окско-Цнинском валу в окрестностях г. Коврова (Владимирская область) в Мелехово-Федотовском карьере и в обнажениях Мошачихинского оврага, и в карьере у с. Клязьминский Городок. Горизонт предлагается назвать мелеховским. Приводится послойное описание разрезов обнажений и скважин с комплексами фузулинидей и конодонтов. Проведена корреляция пограничных отложений ногинского и вновь выделенного мелеховского горизонта в пределах Московской, Ивановской, Ярославской областях и Татарстана. Дается описание новых видов фузулинидей и приводятся изображения характерных видов зоны Daixina bosbytauensis-D. robusta.

Ключевые слова. Гжельский ярус, мелеховский горизонт, фузулиниден, конодонты, стратотип.

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В связи с постановлением бюро МСК от 9 марта 1992 г. об изменении в общей стратиграфической шкале положения границы каменноугольной и пермской систем (Постановления..., 1992) возникла необходимость в выделении нового горизонта в гжельском ярусе. Согласно этому постановлению граница между вышеназванными системами и, соответственно, основание ассельского яруса определяются в гониатитовой шкале между генозонами Shumardites-Vidrioceras и Svetlanoceras juresanites по смене видов в филогенетической линии Artinskia irinae-A. kazahstanica. В фузулинидовой шкале этот уровень отвечает границе между зонами Daixina bosbytauensis-D. robusta и Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis (s. str.). Соотношение с конодонтовой шкалой не вполне определено. Граница между системами проходит между зонами Streptognathodus wabaunsensis и S. cristellaris. Стратотип границы карбона и перми установлен в разрезе Айдаралаш (Южный Урал) между слоями 19.5 и 20 (Постановления..., 1985).

Как известно, объем гжельского яруса был установлен С.Н. Никитиным в 1890 г. Он указал основные его выходы (стратотипы) в районе городов и сел Гжель, Русавкино, Амерево, Павловский Посад и Ногинск, тогда Богородск (Никитин, 1890). Указанные С.П. Никитиным местонахождения послужили В.М. Даньшину (Даньшин, 1947) для наименования выделенных толщ – русавкинской, щелковской, амеревской, павловопосадской

и ногинской, слагающих гжелький ярус. В верхней из этих толщ - ногинской, сопоставлявшейся с оренбургским ярусом или зоной Daixina sokensis в унифицированной схеме Русской платформы 1962 г. (Решения..., 1965), были известны только некоторые виды брахиопод, указывающие на принадлежность этой толщи к верхнему карбону (Иванова, Розовская, 1967). К 1975 г. по материалам ГУЦР были обнаружены в нескольких скважинах в районе г. Ногинска в ногинской толще массовые зональные формы Daixina sokensis и сопутствующий им комплекс фузулинид зоны Daixina sokensis. Поскольку принадлежность этой толщи к гжельскому ярусу по стратотипу безусловно установлена, не было основания относить ее к оренбургскому ярусу. Полученные данные позволили перевести ногинскую толщу в ранг горизонта, завершающего в стратотипической местности гжельский ярус (махлина и др., 1975). В качестве неостратотипа ногинского горизонта был предложен разрез скважины 7к, пробуренной в районе г. Ногинска, так как выходы павловопосадских и ногинских отложений в районе г. Ногинска не сохранились.

#### О ВЫДЕЛЕНИИ НОВОГО ГОРИЗОНТА ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА

В унифицированной стратиграфической схеме карбона Русской платформы 1988 г. (Решение..., 1990) в состав гжельского яруса вошли три гори-

зонта: добрятинский (объединивший русавкинскую, щелковскую и амеревскую толщи), павловопосадский и ногинский, а выше залегающие слои, отвечающие зоне Daixina bosbytauensis, D. robusta были отнесены к нижней части холодноложского горизонта (зоне Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis s. I.) ассельского яруса. Эта часть разреза была вскрыта и в неостратотипе ногинского горизонта – скважине 7к, демонстрировавшейся участникам VIII Международного каменноугольного конгресса (Путеводитель..., 1975). Та же часть разреза вскрывается и на Окско-Цнинском валу в Мелехово-Федотовском карьере недалеко от г. Коврова Владимирской области, где она была нами детально изучена (Махлина и др., 1975, 1979: Махлина, Исакова, 1984). Однако, как уже упоминалось, согласно новому постановлению МСК от 1992 г. зона Daixina bosbytauensis-D. robusta включена в состав гжельского яруса. В связи с этим и появилась необходимость введения нового горизонта, соответствующего зоне Daixina bosbytauensis-D. robusta гжельского яруса в его стратотипической местности. В разрезах скважины 7к и Мелехово-Федотовского карьера верхняя граница ногинского горизонта или нижняя вновь выделяемого горизонта, пограничного с ассельским ярусом (зоной Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis) выражена достаточно четко. Так ногинский горизонт в Мелехово-Федотовском карьере сложен чередованием микротонкозернистых массивных и тонкоплитчатых доломитов и светло-серых фораминиферово-полидетритовых доломитизированных известняков, содержащих комплекс фузулинидей зоны Daixina sokensis. В состав комплекса входят (обр. 52, 7-10, рис. 1): Daixina sokensis (Raus.), D. fragilis Ros., Jigulites jigulensis (Raus.), J. volgensis (Raus.), J. intermedius (Ros.), J. major (Ros.), J. dagmarae Ros., Triticites paraarcticus Raus., T. sphaericus Ros., T. condensus Ros., T. morkvashensis Ros., Rugosofusulina praevia ori - entale Bensh, Quasifusulina longissima (Moeller), Q. eleganta (Shlyk.). В скважине 7к в отложениях ногинского горизонта были определены представители рода Adetognathus, a также Streptognathodus elongatus Gunn. (обр. 7к-11-09 и 7к-9-010, инт. 59, 3-61, 3 м). В кровле горизонта встречена переходная форма от Streptognathodus elongatus к St. wabaunsensis (обр. 7к–13-09, инт.). Определения конодонтов – А.С. Алексеева, А.Н. Реймерса. Коллекция №4612a хранится в МГУ (кафедра палеонтологии).

В известняках нижней части ногинского горизонта определены также кораллы Gzhelia rouilleri Stuck., Arctophyllum. aff. intermedium (Toula) (материал и определения О.Л. Коссовой). Горизонт завершает четкий маркирующий пласт (сл. 27, мощн. 0.8 м) слабо окрашенного глинистого доломита без фауны или доломитовый пестроокрашенный мергель ("синюха"). Следует отметить, что ниже слоя пестроокрашенного мергеля О.Л. Коссовой найдены кораллы (обр. 12) – Gzhe-

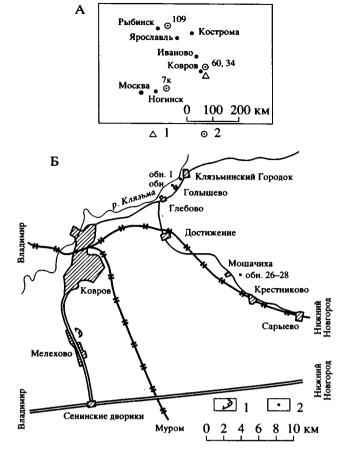


Рис. 1. Схемы расположения изученных разрезов мелеховского горизонта:

А – расположение опорных скважин и стратотипических разрезов; 1 – стратотипическая местность, 2 – буровые скважины; Б – расположение обнажений и карьеров; 1 – карьеры; 2 – обнажения.

lia rouilleri Stuck., Arctophyllum minima Koss., Lophocarinophyllum sp. (определения О.Л. Коссовой). По данным вышеназванного исследователя стратиграфический интервал распространения Gzhelia rouilleri Stuck. — от основания гжельского яруса до его границы с нижней пермью; ранее она считала, что Arctophyllum minima Koss. появляется только с основания зоны Daixina bosbytauensis, D. robusta (Давыдов, Дорофеева, 1991, рис. 1).

# СВОДНЫЙ СТРАТОТИП МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА

По нашему мнению, отложения, залегающие выше слоя "синюха", слагают новый горизонт гжельского яруса. Мы предлагаем назвать его мелеховским по пос. Мелехов, близ которого находится Мелехово-Федотовский карьер. В качестве голостратотипа этого горизонта может рассматриваться сводный разрез по Мелехово-Федотовскому карьеру, обнажениям в Мошачихинском

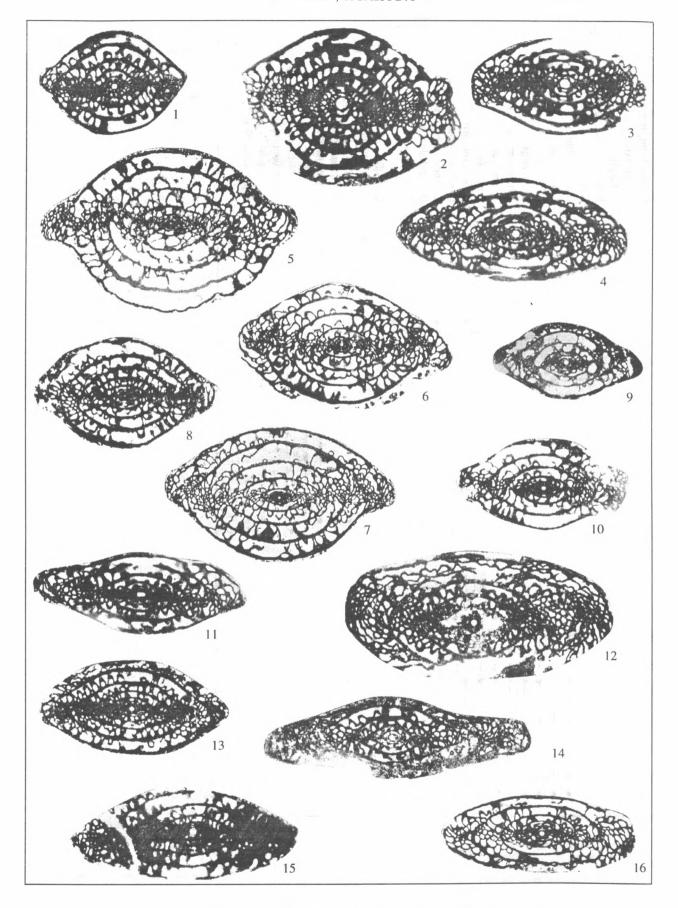
Общая и региональная шкалы (1988) Общая шкала (пост. МСК, 1992)								шкал СК. 19	a 92)	Разрезы ногинского и мелеховского горизонтов гжельского яруса				
Ľ	цка		(1988) Оны				Зоны		Окско-Цнинский вал					
Система	Ярус	Аммоно- идеи		Горизонт	Система	Apyc	Аммоно- идеи	Фузули-	Коно-	Горизонт				
					Пермская	Ассельский	Svetlahach. Juresanites	Sphaeroschwa- igerina vulgaris- S. fusiformis	Streptognatho- dus cristellaris	Холодно- ложский	Карьер у с. Клязьминский Городок  Nслоя/мощ    1			
Пермская	Ассельский	Svetlanoceras-Juresanites	Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis	Холодноложский	угольная	льски	tes-Vidrioceras	Daixina bosbytaensis-D. robusta	Streptognathodus wabaunsensis	Мелеховский	7/0.5   1   1   1   1   1   1   1   1   1			
Каменноугольная	Гжельская	Schumardites-Vidrioceras	Daixina sokensis	Ногинский	Камено	Г ж е	Schumardi	Daixina sokensis	Streptognathodus elongatus	Ногинский	7 27/0.8 = - 26/0.9			

Рис. 2. Сводный голостратотип мелеховского горизонта гжельского яруса.

1 — известняк сильно доломитизированный (вторичный доломит); 2 — доломит; 3 — доломит (известняк) микрозернистый; 4 — глинистый доломит; 5 — доломитовый мергель; 6 — глины; 7 — конкреции кремня, окремнение; 8 — фузулинидеи; 9 — кораллы; 10 — криноидеи; 11 — известняк детритовый; 12 — кальцит, жеоды с кальцитом; 13 — вертикальные ходы (пустоты), каверны, поры выщелачивания; 14 — доломитовая мука; 15 — осыпь; 16 — образец на фузулиниды; 17 — образец на кораллы; 18 — объем ритма.

НОВЫЙ СТРАТОН ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА

МЕЛЕХОВСКИЙ ГОРИЗОНТ -



овраге и карьеру у с. Клязьминский Городок (рис. 1, 2). Это предложение было рассмотрено и одобрено бюро РМСК по центру и югу Русской платформы 26 октября 1994 г. В основании горизонта в Мелехово-Федотовском карьере залегает органогенный известняк (слой 28, мощностью 0.5 м), сильно доломитизированный и слабо глинистый, окрашенный в голубовато-розоватые тона. Известняк тонкозернистый с остатками иглокожих и одиночных кораллами. Нижняя поверхность известняка неровная. Выше залегает доломит (сл. 29 – 1.5 м) белый, массивный, тонкомикрозернистый, который сменяется вторичным поломитом или сильно доломитизированный известняком (см. 30-1.0 м) с частыми одиночными кораллами, сифониковыми водорослями и прослоями криноидно-водорослевого известняка с фузулинидами, характерными для зоны Daixina bosbytauensis-D. robusta (обр. 47-49, 2, 12, 17, 19): Daixina robusta Raus., D. vozghalensis Raus., D. pomposa Sjom., D. fortis Sjom., Pseudofusulina paraanderssoni Raus., Ps. nana Sjom., Ps. kljasmica (Sjom.), Ps. circumtexta Scherb. (табл. 1, фиг. 12), Ps. porrecta Sjom. (табл. I, фиг. 14), Praepseudofusulina ikensis Dobr. (табл. I, фиг. 11), Triticites ex gr. plummery. Выше залегают массивные и тонкоплитчатые доломиты (сл. 31-2 м и сл. 32 - неполная мощность которого 0.5 м). Мощность части мелеховского горизонта, вскрываемой в карьере – 5.6 м. Более высокая часть разреза в Мелехово-Федотовском карьере уничтожена четвертичным размывом.

Значительная часть свободного голостратотипа мелеховского горизонта вскрывается в обнажениях и карьерах в пределах Окско-Цнинского вала: по западному борут Мошачихинского оврага вблизи д. Мошачиха, в 200 м при пересечении оврага с шоссе и у с. Клязьминский Городок в заброшенной каменоломне, в 50 м от ткацкой фабрики. Сводный разрез по названным обнажениям был составлен и изучен С.А. Семиной (1961). В 1973 г. этот разрез изучался М.Х. Махлиной, А.М. Куликовой (Махлина и др., 1975), а в 1974—1976 гг. Т.Н. Исаковой.

В Мошачихинском овраге в трех обнажениях (точка наблюдения 26–28, рис. 1) вскрывается нижняя половина мелеховского горизонта. Со слоем 30 Мелехово-Федотовского карьера коррелируются слои 2–6 (мощн. 2, 4 м) обн. 26 и 27 Мошачихинского оврага, представленные вторичными доломитами или сильно доломитизированными органогенными известняками с фузулинидами, одиночными кораллами, детритом иглокожих и другими органическими остатками. Породы желтые, светло-желтые, тонкоплитчатые с пустотами выщелачивания по детриту и фузулинидам. Отмечается частичное окремнение только в нижней части разреза (слой 2), кавернозность и кальцитизация развиты почти повсеместно.

По нашим данным, для этой части разреза характерны следующие фузулиниды (обр. 132, 135): Daixina ex gr. robusta Raus., Pseudofusulina pseudoanderssoni Sjom., Praepseudofusulina dilligens Isak, sp. nov. (табл. I, фиг. 10), Ps. paraanderssoni Raus. (табл. I, фиг. 13), Rogusofusulina ex gr. stabilis (Raus.). Согласно данным С.А. Семиной (1961), в состав комплекса входят также Quasifusulina longissima (Moell.), Rogosofusulina ex gr. serrata Raus., Pseudofusulina gregaria shustovensis Raus., Ps. Krotovi globulus Raus., Schwagerina sp., а также мелкие фораминиферы, представленные многочисленными Textularia и Tetrataxis. Присутствие двух последних видов фузулинидей более характерно для отложений ассельского яруса. Однако можно предположить, что недостаточно хорошая сохранность фауны фузулинидей в этом разрезе могла быть причиной появления в списке Globofusulina globulus (Raus.) = Pseudofusulina krotowi globulus πο С.А. Семиной, Schwagerina sp., имеющих субсферические раковины, по облику близкие раковинам представителей группы Daixina robusta. Слой 7 (мощн. 0.7 м) сложен желтым тонкозернистым слабо глинистым рыхлым доломитом с примесью зерен кварца. В кровле – прослой известковистой коричневой глины с жеодами кварца.

Слои 8–10 сложен белыми вторичными доломитами или доломитизированными известняками

Таблица. Фузулиниды мелеховского горизонта.

Во всех случаях увеличение 10.

1 — Daixina robusta Ruas. 1 — экз. № 4612/1; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 138. 2 — Daixina pomposa Sjom. 2 — экз. № 4612/2; Ковровский р-н, с. Клязьминский Городок, обр. 7. 3 — Daixina vozghalensis Raus. 3 — экз. № 4612/3; Киржачский р-н, скв. 7к, обр. 7/43. 4 — Daixina insignis Jagof. 4 — экз. № 4612/4; Киржачский р-н, скв. 7к, обр. 7/43. 5—8 — Daixina insolita Isakova, sp. nov. 5 — голотип № 4612/5, Ковровский р-н, правобережье р. Клязьма, д. Голышево; 6, 7 — типовые экземпляры № 4612/6, № 4612/7; местонахождение то же. Вероятно, зона Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis. 8 — типовой экземпляр № 4612/8; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 138. 9, 10 — Раерѕешобизиlina diligens Isakova, sp. nov., 9 — голотип № 4612/9; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 139. 10 — типовой экземпляр № 4612/10; местонахождение то же, обр. 132. 11 — Praeрѕешобизиlina ikensis Dobr. 11 — экз. № 4612/11; Ковровский р-н, пос. Мелехово, карьер первого участка, обр. 19. 12 — Pseudofusulina circumtexta Scherb. 12 — экз. № 4612/12; Ковровский р-н, пос. Мелехово, карьер первого участка, обр. 7. 13 — Pseudofusulina pseudoanderssoni Sjom. 13 — экз. № 4612/13; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 138. 14 — Pseudofusulina paraanderssoni Raus. 15 — экз. № 4612/14; Ковровский р-н, пос. Мелехово, карьер третьего участка, обр. 2. 15 — Pseudofusulina paraanderssoni Raus. 15 — экз. № 4612/15; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 2. 15 — Pseudofusulina paraanderssoni Raus. 15 — экз. № 4612/16; Ковровский р-н, верховья Мошачихинского оврага, обр. 132. 16 — Pseudofusulina kljasmica (Sjom.). 16 — экз. № 4612/16; Киржачский р-н, скв. 7к, обр. 7/12.

с прослоями фузулинидовых нередко с трубчатыми мшанками. Известняки пористые (поры вышелачивания по детриту и фузулинидам). Нижняя граница слоя 8 (мощн. 1.4 м) неровная. В кровле слоя 9 (мощн. 0.5–1 м) наблюдаются прослои доломитовой муки, а в основании слоя 10 - стяжения серого кремня. Завершается разрез слоем 10 (вид. мощн. 1.1 м) – буровато-желтым тонкослоистым тонкомелкозернистым доломитом. Из этой части разреза определены (обр. 138, 139): Praepseudofusulina dilligens Isak. sp. nov. (таблица, фиг. 9), Pseudofusulina pseudoanderssoni Siom., Ps. pseudoanderssoni f. latiterminosa Sjom., Ps. paraanderssoni Raus., Daixina ex gr. vozghalensis Raus., D. robusta Raus (таблица, фиг. 1), D. insolita Isak. sp. nov. (таблица, фиг. 9), Rugosofusulina sp. В одном из образцов (обр. 139) встречен обрывок нескольких оборотов раковины Schwagerina плохой сохранности. В этом же шлифе присутствует Daixina insolita Isak. sp. nov. По данным С.А. Семиной комплекс дополняют Quasifusulina Iongissima (Moell.), Q. tenuissima (Schellw.), Triticites plummeri Dunb. et Condra, Pseudofusulina roctovzevae Sjom., Ps. paraanderssoni Ruas., Ps. bina Sjom., Ps. nana Sjom.

На основе приведенного описания в нижней половине мелеховского горизонта можно выделить два элементарных ритма (слой 1–7 и слои 8–10), сложенных в основном органогенными сильно доломитизированными известняками; завершают разрез каждого ритма тонкослоистые доломиты или глины (сл. 7 и 10).

Верхняя часть мелеховского горизонта вскрывается обнажением в заброшенном карьере на правобережье р. Клязьма у с. Клязьминский Городок (слои 1-8, рис. 1). Слои 1-5 (мощн. 2.7 м) представлены здесь желтыми доломитизированными известняками с тремя-четырьмя прослоями темных кремней. Известняки (сл. 3-4) пористые, содержат фузулинидей, одиночные кораллы и ядра гастропод. Здесь встречены (обр. 7, 8, 9а): Daixina robusta robustissima Sjom., D. pomposa Sjom. (табл. 1, фиг. 2), D. fortis Sjom., Pseudofusulina nana Sjom., Ps. polymorpha Sjom., Ps. ex gr. kljasmica Sjom. По данным С.А. Семиной (1961), список дополняют: Pseudofusulina ex gr. krotowi (Schellw.), Ps. ex gr. gregaria Lee, Ps ex gr. regulatis (Lee non Schellw.), Ps. aff. differta Sham., Ps ex gr. rhomboides Sham. et Scherb., Ps. aff. declinata Sham., Tetrataxis sp., Bradyina sp., Textularia sp. Выше (слои 6-7, мощн. 1.5 м) отмечаются доломитизированные светло-серые, тонкозернистые с фузулинидами и одиночными кораллами, с прослоями светло-коричневой глины. Известняки выщелочены по фузулинидам. В кровле слоя 7 известняки окремнены. Среди фузулинидей определены (обр. 14): Pseudofusulina ex gr. kljasmica Sjom., Ps. pseudoanderssoni latiterminosa Sjom., Ps. cf. rostovzevae Sjom. Завершают разрез желтые сильно доломитизированные известняки с фузулинидами (сл. 8, вид. мощн. 2 м). Известняки тонкоплитчастые, сильно трещеноватые и прослоями замещены доломитовой мукой. Выявленный здесь комплекс фузулинидей включает (обр. 14a): Daixina ex gr. vozghalensis Raus., D. pomposa Sjom., Pseudofusulina pseudoanderssoni Sjom., Ps. pseudoanderssoni latiterminosa Sjom., Ps. exuberata Sham. et Scherb. C.A. Семиной (1961) из верхов разреза у с. Клязьминский Городок указывались также: Daixina fortis Sjom., D. acris Sjom., Pseudofusulina kljasmica (Sjom.), Ps. regularis (Lee non Schellw.), Ps. aff. pseudopointeli Raus., Ps. ex gr. gregarea Lee, Pseudoschwagerina sp. и мелкие фораминиферы.

Верхняя граница мелеховского горизонта в разрезе Клязьминский Городок не установлена. Ее можно наметить лишь условно по данным небольшой высыпки окремненного известняка у д. Голышево, где был определен комплекс фузулинидей ассельского яруса (обро. 15): Daixina aff. robusta Raus., D. insolita Isak. sp. nov., D. cf pomposa Sjom., Schwagerina shamovi Scherb., Quasifusulina longissima (Moel.).

В верхней половине мелеховского горизонта, также как и в нижней, намечаются два элементарных ритма (слои 1–7 и слой 8). Нижняя часть первого ритма представлена известняками с прослоями кремней и верхняя – с прослоями глин. Во втором ритме нижнюю часть составляют органогенные известняки, а верхняя часть ритма, в разрезе, по-видимому, отсутствует.

Мощность мелеховского горизонта по данным сводного голостратотипа составляет здесь около 13 м.

В целом наши данные совпадают с определениями С.А. Семиной, а в отдельных случаях дополняют и уточняют состав фауны и строение разреза.

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ СО СТРАТОТИПОМ МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Нижняя и частично верхняя границы мелеховского горизонта прослежены в Московской, Ивановской и Ярославской областях в ряде скважин (7к, 34, 60, 109) (Махлина и др., 1975), разрезы которых могут быть сопоставлены с соответствующими разрезами Окско-Цнинского вала — Мелехово-Федотовским, Мошачихинским и Клязьминским Городком. (Интервалы глубин в м: скв. 7к — 44.0—59.3, скв. 34 — 132.0—150.0, скв. 60 — 144.0—158.0, скв. 109 — 204.0—217.0)

Разрезы ногинского и мелеховского горизонтов гжельского яруса представлены в этих скважинах фациями, аналогичными фациям в разрезах стратотипической местности названных гори-

зонтов. Они сложены вторичными доломитами и сильно доломитизированными известняками с фузулинидами и и криноидно-брахиоподовым детритом, чередующихся с тонкозернистыми доломитами. В указанных скважинах определены комлексы фузулинидей зон Daixina sokensis и D. bosbytauensis-B. rubusta. Органогенные остатки и значительная часть породы замещены гипсами. В скв. 7к в подошве мелеховского горизонта выявлены конодонты (обр. 7к-7-2, инт. 59.3-61 м): Streptognathodus simplex Gunn., St. elongatus Gunn., St. nodulinearis Chern. et Resh., St. wabaunsensis Gunn., St. alius Achmet. В вышележащих отложениях этого горизонта также встречены (обр. 7к-2-013 и 7к-1-014, инт. 56.5-59.3 м) Streptognathodus simplex Gunn., St. wabaunsensis Gunn., St. ex gr. wabaunsensis Gunn. Следует отметить, что в пограничных слоях мелеховского горизонта и ассельского яруса в этих скважинах не обнаружены фузулиниды зоны Sphaeroschwagerina vulgaris, S. fusiformis. Не исключено, что отложения нижней зоны ассельского яруса, отвечающие низам холодноложского горизонта, здесь отсутствуют.

Мелеховский горизонт может быть прослежен и в пределах Волго-Уральской области. Скважина 5, пробуренная на юго-востоке Республики Татарстан в Новошешминском районе у с. Шегурча, вскрыла пограничные отложения ногинского и мелеховского горизонтов, содержашие зональные комплексы фузулинидей, характеризующие зону Daixina sokensis и зону D. bosbytauensis-D. robusta. Зональный комплекс первой из них определен на глубине 316-317 м и представлен массовыми даиксинами группы Daixina sokensis – вид-индекс D. sokensis (Raus.), D. recava Zolot., D. krushiensis bella Echl., D. aff. admirabilis Echl., D. dualis Echl. Разнообразно представлены жигулиты – Jigulites jugulensis (Raus.), J. volgensis (Raus.), J. volgensis sizranica Shlyk., J. longus Ros., J. intermedius Ros. Присутствуют в комплексе и ругозофузулины – Rugosofusulina stabilis (Raus.), R. stabilis longa (Raus.), R. uralensis Ros., R. valida volgensis Isak.

Совместно с комплексом фузулинидей зоны Daixina sokensis в этой части разреза (гл, 320–322 м) встречены также конодонты – Streptognathodus elongatus Gunn., S. elegantulus Stauf. et Plum., S. aff. wabaunsensis Gunn., S. alius Achmet., Gondolella sp. (коллекция конодонтов и определения А.Н. Реймерса).

Существенное изменение комплекса фузулинидей фиксируется с глубины 307 м. Начиная с этого интервала, появляются и получают массовое развитие даиксины с широкой свободной спиралью группы Daixina bosbytauensis. Отложения, вскрытые на глубине 301-307 м, охарактеризованы типичным зональным комплексом фузулинидовой зоны Daixina bosbytauensis-D. robusta. Отсюда определены: Daixina aff. bosbytauensis Bensh, D. pomposa Sjom., D. robusta confinis Sjom., D. insignis Jagof., D. cybea Siom., Praepseudofusulina immemorata Malkov., Pr. prolata Ketat, Pr. propria I. Tcher., Pseudofusulina paraanderssoni Raus. f. acutiterminalis, Ps. pseudoanderssoni Sjom., Ps. kireevae Sjom., Ps. ex gr. paragregaria Raus., Rugosofusulina restricta Sjom., Quasifusulina (Deprat), Q. longissima (Moell.). Появление вышеуказанной ассоциации фузулинидей позволяет уверенно фиксировать границу ногинского и мелеховского горизонтов, а отложения, содержашие данный комплекс, включать в состав мелеховского горизонта. Верхняя граница последнего в скважине 5 проводится условно по последнему уровню, где отмечены фузулинидеи плохой сохранности, возможно, принадлежащие Praepseudofusulina, т.е. по сильно доломитизированному фузулинидовому известняку на глубине 297 м. По определениям А.Н. Реймерса, на глубине 294 м встречены конодонты – Streptognathodus nodulinearis Chern. et Resh. и S. elongatus Gunn. Taким образом, мощность мелеховского горизонта по данным скважины 5 составляет около 10 м.

Комплекс фузулинидей, характеризующий мелеховской горизонт в скв. 5, аналогичен сообществу фузулинидей, известному из слоя 36 разреза Яблоневый Овраг Самарской Луки. Этот разрез предлагался в качестве гипостратотипа гжельского яруса (Муравьев и др., 1983) и возможного стратотипа границы карбона и перми (Муравьев и др., 1984). По подошве слоя 36 в разрезе Яблоневый Овраг фиксируется верхняя граница зоны Daixina sokensis. Выше появляется комплекс фузулинидей, в котором доминируют даискины группы Daixina robusta, а также крупные даиксины с широкой свободной спиралью типа D. bosbytauensis (Bensh), Praepseudofusulina и Rugosofusulina с мощными осевыми заполнениями, типа R. stabilis (Raus.), т.е. комплекс мелеховского горизонта.

На Южном Урале в стратотипе пограничных отложений зон верхнего карбона и нижней перми – зоны Daixina bosbytauensis-D. robusta и зоны Schwagerina vulgaris – Sch. fusiformis – разрезе по р. Айдаралаш аналги мелеховского горизонта прослеживаются в обнажении 10 (по В.Е. Руженцеву – 1950), где им указывались Pseudofusulina gregaria Lee, Ps. paragregaria Raus. Из этого же местонахождения Т.Н. Исаковой (Исакова, Назаров, 1986) определены Daixina ex gr. robusta, Pseudofusulina kljasmica (Sjom.). Более богатый и разнообразный комплекс, близкий комплексу мелеховского горизонта в его стратотипической области, указан в разрезе Айдаралаш В.И. Давыдовым в слоях 9-19 (Чувашов и др., 1986). О близости комплексов свидетельствует присутствие общих видов — Daixina vozghalensis Raus., D. aff. robusta Raus., D. bosbytauensis (Bensh), разнообразных Prepseudofusulina, Pseudofusulina, Rugosofusulina в отложениях как разреза по р. Айдаралаш, так и разрезов Мошачихинского оврага и Клязьминского Городка.

#### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Итак, предлагаемый новый горизонт гжельского яруса – мелеховский – прослеживается как в скважинах, так и карьерах и обнажениях в стратотипической местности гжельского яруса и за ее пределами. Мелеховский горизонт сложен доломитизированными известняками и вторичными доломитами, кавернозными, кальцитизированными, с кремнями и частично окремненными, содержащими фузулинидей зоны Daixina bosbytauensis, D. rubusta. Его общая мощность составляет около 13 м. В голостратотипе горизонта – Мелехово-Федотовском карьере – его основание маркируется кровлей пестроокрашенного мергеля ("синюха") ногинского горизонта. С нижней границей горизонта связано также изменение фузулинидовых ассоциаций: на смену комплекса зоны Daixina sokensis появляется комплекс зоны D. bosbytauensis-D. robusta. Таким образом нижняя граница мелеховского горизонта четко фиксируется, легко прослеживается и коррелируется по фауне фузулинидей. Комплекс зоны Daixina bosbytauensis-D. robusta ранее выделявшейся в составе нижней части зоны Schwagerina vulgaris – Sch. fusiformis s. l., неоднократно описан и прослежен по многочисленным разрезам Восточно-Европейской платформы и Урала (Семина, 1961; Киреева и др., 1971; Золотова и др., 1974; Исакова, Назаров, 1986; Чувашов и др., 1986 и др.).

Отсутствие Daixina bosbytauensis (Bensh) в отложениях мелеховского горизонта стратотипической местности гжельского яруса, а также отсутствие или редкая встречаемость Schwagerina vulgaris Scherb. и других швагерин этой группы в отложениях нижней зоны ассельского яруса в изученных разрезах не позволяют достоверно установить границу мелеховского горизонта с нижней зоной ассельского яруса. В связи с этим вопрос о фузулинидовой характеристике, а также характеритике по другим группам фауны верхней границы мелеховского горизонта требует дополнительного изучения.

Таким образом, приведенные материалы позволяют уточнить литолого-фаунистические критерии проведения нижней границы мелеховского горизонта гжельского яруса и лишь условно наметить его верхнюю границу с холодноложским горизонтом ассельского яруса в пределах Московской синеклизы.

Ниже приводим таблицу наиболее характенных видов мелеховского горизонта, а также описание новых видов, содержащихся в отложениях этого горизонта.

При работе над настоящей публикацией один из авторов пользовался частичной финансовой поддержкой РФФИ (проект № 94-05-16829-а). Авторы выражают благодарность О.Л. Коссовой

(ВСЕГЕИ, С.-Петербург), предоставившей сведения по кораллам разреза у пос. Мелехово, а также А.С. Алексееву, И.С. Барскову и А.Н. Реймерсу (МГУ, Москва) за предоставленную коллекцию конодонтов из скв. 7к и за определения конодонтов по скв. 5.

Описание видов Отряд Fusulinida

Надсемейство Fusulinacea Moeller, 1878 Подсемейство Schwagerinidae Dunbar et Henbest, 1930

Pод Praepseudofusulina Ketat et Solotukhina, 1984 Praepseudofusulina diligens Isakova, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 9, 10

Hазвание вида от лат. diligens – отчетливый.

Голотип – ГИН РАН, № 4612, гжельский ярус, мелеховский горизонт (зона Daixina bosbytauensis-D. robusta); Ковровский район, верховья Мошачихинского оврага, обр. 132.

Описание. Раковина вздуто-веретеновидная с приостренными концами, срединная область и боковые склоны выпуклые. Внутренние два-три оборота укороченные овоидной формы. L:D от 1.7 до 1.8, L от 3.1 до 3.5 мм, D от 1.8 до 1.9 мм. Спираль навита более тесно в начальных трех оборотах, диаметр четвертого оборота 0.9–1.3 мм, диаметр начальной камеры 140 мк, число оборотов 5–6. Диаметры оборотов у голотипа (в мм): н. к. – 0.14, 1 – 0.20, 2 – 0.34, 3 – 0.54, 4 – 0.88, 5 – 1.43, 6 – 1.87.

Стенка тонкая по всем оборотам, максимальная толщина ее 50 мкм в наружном обороте. Складчатость петлевидная, слабая и низкая внаружных и более интенсивная и высокая во внутренних оборотах. В сечении септы дают округлые арки в основном на боках раковины, в аксиальных концах образуют узкую полосу мелкоячеистых сплетений, не заходящую на бока раковины. Хоматы на начальной камере, затем крючковидные псевдокоматы. Устье узкое и высокое во внутренних оборотах, резко расширяется в двух наружных.

Сравнение. Описываемый вид по типу складчатости сходен с Praepseudofusulina cara Dobr., но отличается от него формой раковины, характером развертывания спирали.

Стратиграфическое распространение. Гжельский ярус, мелеховский горизонт, зона Daixina bosbytauensis-D. robusta.

Материал. 10 сечений.

Род Daixina Rosovskaya, 1949 Daixina insolita Isakova, sp. nov. Табл. 1, фиг. 5–8

Название вида от лат. insolitus – непрочный.

Голотип – ГИН РАН, № 4612/ ассельский ярус, холодноложский горизонт (зона Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis); Ковровский район, д. Голышево, обр. 15.

Описание. Раковина шарообразная с маленькими сосцевидно оттянутыми аксиальными концами в наружном обороте. Внутренние два-два с половиной оборота сферические, последующие резко удлиняются, приобретая коротковеретеновидную форму и только в последних оборотах происходит оттягивание концов. В нарудном обороте L: D равно 1.5–1.8, в средних оборотах 2.0–2.5. Раковина крупная. L равно 5.0–6.2 мм, D равно 3.06–3.5 мм. Внутренние два с половиной—три оборота навиты тесно, после чего спираль скачкообразно расширяется, диаметр четвертого оборота равен 0.75–1.22 мм. Диаметр начальной камеры 70–100 мкм. Число оборотов 5.5–7.5.

Стенка постепенно утолщающаяся до 80 мкм в наружном обороте. Складчатость интенсивная, тонкие септы в сечении дают треугольно-округлые арки, занимающие половину высоты оборота и вытягивающиеся в высоту на боках раковины. Осевые концы заполняет узкая полоса мелкоячеистых сплетений. Хоматы имеются только на внутренних тесно навитых оборотах. Устье узкое, плохо выражено.

Изменчивость проявляется в характере складчатости, меняющейся от неправильной высокой до петлевидной и низкой.

Сравнение. Близких видов среди даиксин нет.

Стратиграфическое распространение. Гжельский ярус, мелеховский горизонт — ассельский ярус, холодноложский горизонт (зона Daixina bosbytauensis, D. robusta и зона Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis).

Материал. 9 сечений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Давыдов В.И., Дорофеева Л.А. Палеотемпературный анализ кальций-магниевых отношений верхнекаменноугольных биогенных карбонатов Подмосковья и Донбасса // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 101–109.

Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: МОИП, 1947. 308 с.

Золотова В.П., Щербакова М.В., Ехлаков Ю.А., Алксне А.Э. и др. Фузулиниды из пограничных отложений гжельского и ассельского ярусов Урала, Приуралья и Тимана // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 20. С. 93–120.

Иванова Е.А., Розовская С.Е. К биостратиграфии верхнего карбона Русской платформы в свете изучения стратотипов // Бюл. МОИП, отд. геол. 1967. Т. XIII. № 5. С. 86–89.

Исакова Т.Н., Назаров Б.Б. Стратиграфия и микрофауна позднего карбона—ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1985. 183 с.

Киреева Г.Д., Щербович С.Ф., Доброхотова С.В. и др. Зона Schwagerina vulgaris и Sch. fusiformis ассельского яруса Русской платформы и западного склона Южного Урала // Вопр. микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 7–102.

Махлина М.Х., Розовская С.Е., Куликова А.М., Никитина Т.А. О ногинском горизонте гжельского яруса и о верхней границе карбона в западной части Московской синеклизы // Изв. вузов. Геол. и разв. 1975. № 5. С. 32–39.

Махлина М.Ж., Куликова А.М., Никитина Т.А. Строение, биостратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы // Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М.: Геологический фонд РСФСР, 1979. С. 25–69. Махлина М.Х., Исакова Т.Н., Жулитова В.Е. Верхней карбон в Подмосковье // Верхний карбон. М.: Наука, 1984. С. 5–14.

Муравьев И.С., Григорьева А.Д., Гизатулин З.З. и др. Разрез Яблоневый овраг (Самарская Лука) как гипостратотип гжельского яруса и возможный стратотип границы карбона и перми // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 26–42.

Муравьев И.С., Ермошкин Н.В., Шуликов Е.С. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Самарской Луки. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1983. 120 с.

Никитин С.Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой // Тр. Геол. ком-та, 1890. Т. V. № 5. 181 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: МСК, 1985. Вып. 22. 83 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. С.-Пб.: МСК, 1992. Вып. 26. С. 52–56.

Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна. М.: Наука, 1975. 175 с.

Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. Л.: Геолком СССР, 1965, 76 с.

Решение Межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л.: МСК, 1990. С. 1–51.

Руженцев В.Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала // Тр. ПИН АН СССР. 1950. Т. XXIX. 223 с.

Семина С.А. Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринового горизонта Окско-Цнинского поднятия // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 57. 79 с.

Чувашов Б.И., Левен Э.Я., Давыдов В.И. Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии (биостратиграфия и корреляция). М.: Наука, 1986. 151 с.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 56(113.6):551.736.3(470.415)

## КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

© 1997 г. Н. К. Есаулова

Казанский государственный университет, 420008 Казань, Кремлевская наб., 18, Россия Поступила в редакцию 09.03.95 г., получена после доработки 15.11.95 г.

Одной из наиболее сложных проблем стратиграфии является проблема корреляции морских и континентальных отложений. В Волго-Уральской области расположены стратотипы ярусов верхней перми (уфимского, казанского, татарского). Детальные литологические, палеонтологические и палеомагнитные исследования в настоящее время позволяют получить представление о закономерностях и этапах развития фауны и флоры, оценить ранг рубежей и проследить их в соседней области Ангарского царства — в Кузбассе. В основу сопоставления положен анализ позднепалеозойской макрофлоры Волго-Уральской области и Кузбасса. В результате уфимский ярус стратотипической местности сопоставляется с усятской, старокузнецкой, митинской и казанково-маркинской свитами Кузбасса, казанский ярус — с укатской и ленинской свитами, а татарский — с грамотеинской и тайлуганской. Таким образом, автор предлагает понизить границу нижнего и верхнего отделов перми в Кузбассе до подошвы усятской свиты.

*Ключевые слова.* Корреляция, Волго-Уральская область, Кузбасс, верхняя пермь, стратотип, макрофлора.

Проблема корреляции верхнепермских отложений является в настоящее время одной из наиболее актуальных, и связано это в значительной степени с резкой палеогеографической дифференциацией на завершающем пермском этапе палеозойской эры развития земной коры. Широкое распространение континентальных отложений с большим разнообразием позднепалеозойских флор на территории Евразии, разобщенность морских бассейнов с эндемичной фауной, изменчивость литологического состава одновозрастных толщ в связи с изменением фациальной обстановки – все это создает значительные трудности при разработке местных стратиграфических схем и межрегиональной корреляции.

За последние десятилетия в связи с поисками месторождений нефти и газа в Волго-Уральском регионе и поисками угля в Кузбассе проведены литологические и палеонтологические исследования, позволяющие составить детальные местные стратиграфические схемы, отражающие этапы развития этих бассейнов и проследить в их пределах лито- и биостратиграфические подразделения, провести межрегиональную корреляцию верхнепермских подразделений соседних областей Ангарского царства и привязать их к унифицированной стратиграфической шкале. Однако широкое использование за последние годы магнитостратиграфического, минералого-петрографического на базе ЯМР и электронно-микроскопического методов исследований дают возможность получения новых результатов по систематике и таксономии фауны и флоры, а значит, и некоторых стратиграфических уточнений. В данной статье автор анализирует и сопоставляет позднепермские флоры, существовавшие по окраинам внутриконтинентального Волго-Уральского морского бассейна и Кузбасса, расположенного в центральной части огромного материка Ангарида.

# МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ФЛОР ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И КУЗБАССА

Остатки ископаемых растений из медистых песчаников Приуралья начали изучать в середине XIX столетия Вангенгейм фон Квален, А. Броньяр, С. Куторга, Фишер фон Вальдгейм, Кидстон и Гвин Воган. Позднее материалы, собранные профессорами Казанского университета А.А. Штукенбергом и П.И. Кротовым, изучали выдающиеся палеоботаники того времени Э. Эйхвальд и И.Ф. Шмальгаузен, который в своей монографии "Описание остатков растений артинских и пермских отложений" на основании сравнения этих флор сделал вывод об отнесении артинского яруса к пермской системе, а не к каменноугольной. По мнению М.Ф. Залесского, опубликовавшего результаты своей работы в атласе "Пермская флора Уральских пределов Ангариды" (Залесский, 1927), флора Прикамья "является классической для пермских отложений вообще, изученных в

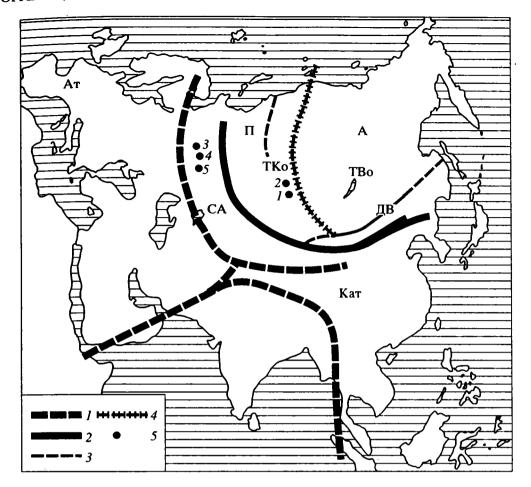


Рис. 1. Схема палеофлористического районирования Евразии в первой половине поздней перми (по С.В. Мейену, 1970 г.).

1-граница между палеофлористическими царствами; 2-границы между областями; 3-границы между провинциями; 4-границы между округами; 5-местонахождения флоры. Ат – Атлантическое царство, Кат – Катазиатское царство, А – Ангарское царство и соподчиненные ему: СА – Субангарская область, ДВ – Дальневосточная и П – Печорская провинции, ТКо – Таймыро-Кузнецкий округ, ТВо – Тунгуссо-Верхоянский округ. Цифры на схеме: 1, 2 – Кузбасс; 3 – Кулларово, Китяк; 4 – р. Кама (Елабуга, Тарловка, Наб. Челны, Соколки); 5 – Белебей.

этой части земного шара чуть ли не ранее, чем где-либо в других местах" (Залесский, 1918, с. 7). Однако перечисленные выше авторы имели в своем распоряжении в общем-то немногочисленный материал из единичных местонахождений. Более целенаправленные сборы растительных остатков производились в связи с геологической съемкой 109 листа в тридцатых-пядитесятых годах XX столетия. В результате Т.А. Тефановой (Тефанова, 1963, 1971) была собрана богатая коллекция ископаемых растений из отложений нижнеказанского подъяруса по р. Кама в районе сел Берсут, Вандовка, Камские Поляны, Сентяк, Котловка, пос. Тарловка. В систематическом списке ее работы насчитывается 32 вида и 25 родов. Она сделала вывод о существовании в казанское время на территории низовьев р. Камы двух растительных формаций: древней, влаголюбивой, представленной лепидофитами и молодой, приспособленной к более сухому климату, флорой хвойных с элементами мезозойской флоры гинкговых. Важной частью палеогеографических исследований является фитогеографическое районирование, выполненное С.В. Мейеном. Он выделил Восточно-Европейскую провинцию, которую "можно в равной мере отнести и к Ангарской, и к Еврамерийской областям, поскольку в ней есть элементы и той и другой флор" (Палеозойские и мезозойские..., 1970, с. 154), а позднее переименовал ее в Субангарскую область (рис. 1). С.В. Мейен не разделял мнение Т.А. Тефановой о наличии в казанской флоре двух формаций: влаголюбивой и сухолюбивой. Он счел неверной и характеристику Г.П. Радченко, данную казанской флоре как "каллиптерисово-одонтоптерисово-хвойной". Особое значение С.В. Мейен в казанской флоре придавал

появлению мезофитных элементов и допускал возможность того, что Восточно-Европейская платформа являлась одним из центров формирования мезофитной флоры.

С целью корреляции разрезов северной части Предуральского прогиба со стратотипическими разрезами пермских ярусов сотрудниками Коми филиала АН СССР были проведены работы по сбору и изучению фауны и флоры. Л.А. Фефиловой (Корреляция..., 1981) был собран материал из отложений казанского яруса по рекам Сок, Вятка, Кама и в районе г. Белебей. Она, вслед за Т.А. Тефановой, подразделяет его на нижнеказанский и верхнеказанский флористические комплексы, отмечая наиболее характерные для них формы и формы, общие для казанского яруса стратотипической местности и Предуральского прогиба. По многочисленным обнажениям казанского яруса, главным образом, на р. Каме, изучалась макрофлора и В.П. Владимирович (Владимирович, 1984). По керну многочисленных скважин флора уфимского яруса в бассейне р. Шешмы собрана А.В. Боговым, который выявил узкую стратиграфическую принадлежность разных видов рода Phylladoderma, а В.П. Владимирович монографически описала форму из соликамского горизонта по р. Белой (Владимирович, 1982).

За последние годы автором (Есаулова, 1986, 1987, 1988) изучены практически все обнажения казанского яруса в Поволжье и Прикамье, содержащие растительные остатки, а также керн многочисленных скважин. Составлена достаточно детальная палеоботаническая характеристика казанского яруса от кровли до подошвы по горизонтам, включая пограничные стратиграфические подразделения: уфимского (шешминский горизонт) и татарского ярусов (уржумский горизонт) в морских, переходных и континентальных фациях. Ревизия материалов предыдущих исследователей (Есаулова, 1989), использование современных методик изготовления препаратов дисперсных кутикул и фитолейм с макроостатков, извлечение спор из спорангиев пермотек и спороносных папоротников позволяют в настоящее время существенно дополнить и уточнить материалы предшественников.

Флора татарского яруса по рекам Вятке, Сухоне, Северной Двине изучена С.В. Мейеном и А.В. Гоманьковым (Гоманьков, Мейен, 1986), которые отметили ее существенное отличие в преобладании пельтаспермовых птеридоспермов.

Таким образом, в настоящее время мы имеем достаточно полную флористическую характеристику всех трех ярусов верхней перми, которая позволяет судить об этапности развития макрофлоры в течение этого отрезка времени, наме-

тить рубежи в изменении флористических комплексов (Есаулова, 1993, 1994), выявить соотношение этих рубежей с литостратиграфической, биостратиграфической и палеомагнитной зональностью в пределах Волго-Уральской области (Гусев и др., 1993), проследить эти рубежи в сопредельных регионах.

При сравнительном анализе верхнепермской флоры Волго-Уральской области и позднепалеозойской флоры Кузнецкого бассейна использовались опубликованные работы Г.П. Радченко (1934), М.Ф. Нейбург (1948), С.В. Мейена (1963), С.В. Сухова (1969), М.В. Дуранте (1978), Л.В. Глуховой (1984), С.Г. Гореловой (1970, 1984; Верхний палеозой..., 1988).

# СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЕХНЕПЕРМСКИХ ФЛОР ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И КУЗБАССА

Проблема соотношения международной стратиграфической шкалы и региональных стратиграфических шкал имеет важное теоретическое и практическое значение. Рассмотрению ее посвящены работы С.В. Мейена (1989), Л.Л. Халфина (1980), О. Шиндевольфа (1975) и других. Отказавшись от катастрофической доктрины и принимая эволюционный характер развития фауны и флоры, мы предполагаем, что процесс этот может идти неравномерно, появление и исчезновение фауны и флоры может быть растянуто во времени, границы флористических комплексов могут не совпадать с границами литологических тел. Это вовсе не обуславливает отсутствия значительных рубежей в развитии фауны и флоры и возможности прослеживания их в пространстве, ибо на структурные перестройки земной коры и фауна, и флора по-своему реагируют достаточно активно. Основной целью данной работы является попытка проанализировать закономерности развития флоры двух соседних областей Субангарской и Ангарской в пределах одного растительного Ангарского царства в позднепермскую эпоху, наметить рубежи в развитии названных флор, определить ранг этих рубежей и сопоставить между собой стратиграфические подразделения двух шкал: международной стратиграфической шкалы Восточно-Европейской (Волго-Уральской области) и региональной (Кузнецкого бассейна).

Палеоботаническая характеристика верхнепермских отложений Волго-Уральской области позволяет считать позднепермскую флору в какой-то степени унаследованной от "бардинской" флоры (артинско-кунгурской). В целом, эта флора характеризуется преобладанием птеридоспермов, папоротников, членистостебельных и очень

**Таблица 1.** Флористические комплексы верхней перми Волго-Уральской области (подчеркнуты характерные таксоны)

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Палеоботаническая характеристика			
			Верхний	Вятский	Pelliotilites tataricus, Protosphagnum nervatum, Rhizinigerites neuburgae, Muscites sp., Fasciastomia delicata, стебли членистостебельных, Fefilopteris papilosa, Pecopteris sp., Peltaspermopsis buevichiae, <u>Tatarina conspicua</u> , <u>T. pinnata</u> , Tatarina olferievii, T. mira, Saplingocarpus bicornutus, S. variabilis, Phylladoderma (Aequistomia) aequalis, P.(A.) annulata, P. (A.) tatarica, Doliosomia krassilovii, Rhaphidopteris kiuntzelae, R. antiqua, Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, P. vittatinifera, Pursongia beloussovae, Sphenarion ? sp., Sashinia aristovensis, S. borealis, Dvinostrobus sagittalis, Quadrocladus dvinensis, Q. borealis, Geinitzia subangarica, Pseudovoltzia ? sp., Arisada densa. (Гоманьков, Мейен, 1986)			
		Татарский	Bep	Северодвинский	Protosphagnum nervatum, Fasciastomia delicata, стебли членистостебельных, Fefilopteris pilosa, Pecopteris sp., Peltaspermopsis buevichae, <u>Tatarina olferievii</u> , <u>T. conspiqua</u> , Saplingocarpus bicornutus, S. variabilis, Phylladoderma (Aaquestomia) annulata, P. (A.) rastorguevii, P. (A.) trichophora, Rhaphidopteris sp., Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, Pursongia cf. amalitzkii, P. beloussovae., Cordaties clercii, Dvinostrobus sagittalis, Quadrocladus dschweitzerii, Geinitzina sp., Arisada densa. (Гоманьков, Мейен, 1986)			
			Нижний	Уржумский	haphidopteris kiuntzelae, R. antiqua, Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, P. vittatinifera, Purnigia beloussovae, Sphenarion ? sp., Sashinia aristovensis, S. borealis, Dvinostrobus sagittalis, uadrocladus dvinensis, Q. borealis, Geinitzia subangarica, Pseudovoltzia ? sp., Arisada densa. Соманьков, Мейен, 1986)  потоврандит петчатит, Fasciastomia delicata, стебли членистостебельных, Fefilopteris pisa, Pecopteris sp., Peltaspermopsis buevichae, Tatarina olferievii, T. conspiqua, Saplingocarpus comutus, S. variabilis, Phylladoderma (Aaquestomia) annulata, P. (A.) rastorguevii, P. (A.) tri-nophora, Rhaphidopteris sp., Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, Prastorguevii, P. (A.) tri-nophora, Rhaphidopteris sp., Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, Prastorguevii, P. (A.) tri-nophora, Rhaphidopteris sp., Permotheca striatifera, P. vesicasporoides, Prastorguevii, P. (A.) tri-nophora, Rhaphidopteris sp., Signacularia noinskii, Sphenophyllum (Tichvinskia) stoukenergii, Pecopteris sp., Rhaphidopteris praecursoria, Phylladoderma sp., Permotheca sardykensis, vesicasporoides, Taeniopteris sp., Tatarina sp., Nucicarpus minutus.  Ecaynoba, 1986, 1987)  Ingacularia noinskii, Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, P. kutorgae, Phylitheca sp., Annularia pseudostellata, Tschernovia striata, Annulina neuburgiana, Sphenophyllum Tichvinshia) stoukenbergii, Prynadoepteris sp., Pecopteris anthriscifolia, Odontopteris rossica, tatarica, Rhaphidopteris sp., Comia macrophylla, Phylladoderma volgensis, Taeniopteris eckardti, seudovoltzia? cormuta, Permotheca sardykensis, Peltaspermum sp., "a", Nicicarpus minutus, plylella heteromorpha.  Ecaynoba, 1986, 1987)  Ignacularia noinskii, Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, P. decoratus, P. si-nilis, P. kutorgae, Paracalamostachys sp., Phyllotheca deliquescens, Annularia stellatoides, Sphenophyllum (Tichvinskia) stoukenbergii, Asterotheca sp., Oligocarpia sp., Todites sp., Danaeites-Orthotheca) sp., D.(=O.) petschorica, Pecopteris anthrisc			
Пермская	Верхний		Верхний	Волжский	Singacularia noinskii, Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, P. kutorgae, Phyllotheca sp., Annularia pseudostellata, Tschernovia striata, Annulina neuburgiana, Sphenophyllum (Tichvinshia) stoukenbergii, Prynadoepteris sp., Pecopteris anthriscifolia, Odontopteris rossica, O. tatarica, Rhaphidopteris sp., Comia macrophylla, Phylladoderma volgensis, Taeniopteris eckardti, Pseudovoltzia? cornuta, Permotheca sardykensis, Peltaspermum sp., "a", Nicicarpus minutus, Sylvella heteromorpha. (Есаулова, 1986, 1987)			
Ц	Signacularia noinskii, Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, I milis, P. kutorgae, Paracalamostachys sp., Phyllotheca deliquescens, Annularia s nophyllum (Tichvinskia) stoukenbergii, Asterotheca sp., Oligocarpia sp., Todi (=Orthotheca) sp., D.(=O.) petschorica, Pecopteris anthriscifolia, P. helenaeana, Brongniarthites salicifolius, Compsopteris sp., Callipteris sp., Odontopteris ro Rhaphidopteris sp., Psygmophyllum nesterenkoi, Ps. expansum, Zamiopteris s Phylladoderma meridionalis, P. sentjakensis, Rhipidopsis sp., R. ginkgoides, Taen floria synensis, Cordaites candalepensis, Pseudovoltzia? cornuta, Quadrocladu angium sp., Permotheca vesicasporoides, P. sardykensis, Peltaspermum sp., Sama tana, Nucicarpus piniformis, N. sentjakensis Carpolithes sp., Entsovia rarisulkata				Signacularia noinskii, Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, P. decoratus, P. similis, P. kutorgae, Paracalamostachys sp., Phyllotheca deliquescens, Annularia stellatoides, Sphenophyllum (Tichvinskia) stoukenbergii, Asterotheca sp., Oligocarpia sp., Todites sp., Danaeites (=Orthotheca) sp., D.(=O.) petschorica, Pecopteris anthriscifolia, P. helenaeana, Lobatopteris sp., Brongniarthites salicifolius, Compsopteris sp., Callipteris sp., Odontopteris rossica, O. tatarica, Rhaphidopteris sp., Psygmophyllum nesterenkoi, Ps. expansum, Zamiopteris sp., Pursongia sp., Phylladoderma meridionalis, P. sentjakensis, Rhipidopsis sp., R. ginkgoides, Taeniopteris tingii, Rufloria synensis, Cordaites candalepensis, Pseudovoltzia? cornuta, Quadrocladus sp. Hydropterangium sp., Permotheca vesicasporoides, P. sardykensis, Peltaspermum sp., Samaropsis typ. vorcutana, Nucicarpus piniformis, N. sentjakensis Carpolithes sp., Entsovia rarisulkata, Timanostrobus? sp., Glottophyllum sp., Cordaicarpus petrikensis (Есаулова, 1986, 1987; Корреляция, 1981)			
		СИЙ	Верхний	Шешминский	Singacularia noinskii, Viatscheslavia vorcutensis (?), Viatscheslaviophyllum kamiense, Paracalamites frigidus, P. cf similis, Pecopteris sp., Psygmophyllum expansum, Carpolithes sp., Samaropsis sp., Cordaites sp., Phylladoderma spinosa, Brongniarthites salicifolius, Prynadaeopteris anthriscifolius, Callipteris tenuinervia, Odontopteris sp., Nucicarpus piniformis. (Есаулова, 1986, 1987; Корреляция, 1981)			
		Уфимский	Нижний	Соликамский	Jntia variabilis, J. vermicularis, <u>Viatscheslavia vorcutensis</u> , <u>Viatscheslaviophyllum kamience</u> , Paracalamites frigidus, Pecopteris sp., Odontopteris artipinnata, Comia rarinervia, Syniopteris expansa, Rufloria ensiformis, Entsovia rarisulcata, Permotheca sardykensis, Samaropsis vorcutana, S. extensa, S. triquetra, S. elegans, Sylvella sp., обрывки хвойных.  (Владимирович В.П., 1982; Корреляция, 1981; Есаулова, 1986, 1987)			

незначительной ролью кордаитов (табл. 1). В соликамском горизонте преобладают остатки листьев, коры плауновых и мхи. В шешминском наряду с продолжающими существовать мхами и членистостебельными, появляются листья пельтаспермовых птеридоспермов Phylladoderma, которые являются очень характерным таксоном для позднепермской эпохи в Волго-Уральской области. Наиболее богаты разнообразной растительностью сокский и волжский горизонт казанского яруса. Сокский горизонт характеризуется массовым появлением разнообразных папоротников, птеридоспермов, обилием членистостебельных и хвойных; характерны крупные размеры листовых пластин Odontopteris, Zamiopteris, Psygmophyllum, Cordaites, встречаются мелкие Rufloria. Флора волжского горизонта в значительной степени сохраняет предыдущий облик, однако отличается появлением мезофитных элементов типа Taenopteris. Флора уржумского горизонта по сути своей существенно обеднена и содержит элементы растительности сокского и волжского горизонтов.

Существенное обновление растительности происходит в северодвинском веке с появлением и господством представителей Таtarina флора приобретает еще более мезофитный облик: встречаются Rhaphidopteris, редкие Cordaites, исчезают Rufloria, подчиненную роль играют мхи, папоротники. Флора вятского горизонта в целом близка по облику флоре северодвинского горизонта, но не содержит и Cordaites.

Исходя из этого, автор предполагает в пермском периоде существование трех флористических комплексов: 1 — псигмофиллового ("бардинского", артинско-кунгурского), 2 — филладодермового (прикамского: шешминско-казанско-уржумского, ядро которого составляет казанская флора), 3 — татаринового (позднетатарского) (Есаулова, 1993). Наиболее четкими рубежами в изменении растительности (рис. 2) являются границы соликамского и шешминского горизонтов внутри уфимского яруса; уржумского и северодвинского горизонтов внутри татарского яруса.

Изменение обстановки осадконакопления в Волго-Уральском бассейне в позднепермскую эпоху отразилось и на развитии неморских двустворок (рис. 2), существенный рубеж в развитии которых приходится (Гусев, 1993) на границу уржумского и северодвинского горизонтов. Не исключено, что эти изменения флоры и фауны связаны с перестройкой магнитного поля на границе гиперзон Киама и Иллавара, структурного плана земной коры, носят глобальный характер и могут быть обнаружены в соседней области.

Палеоботаническое обоснование стратиграфических подразделений Кузбасса проведено С.Г. Гореловой (1970, 1984) и М.В. Дуранте (1978). Ими составлена детальная флористическая характеристика (Верхний палеозой..., 1988) всех свит кольчугинской серии, выделены некоторые руководящие формы (табл. 2), флористические корреляционные слои по кордаитам и другим таксонам макрофлоры (рис. 3). В целом флора кольчугинской серии Кузбасса характеризуется (и этим существенно отличается от верхнепермской флоры Волго-Уральской области) обилием и разнообразием кордантов, детальное изучение анатомического строения которых позволяет взять их за основу при расчленении и корреляции в пределах всей Ангарской области (Основные черты..., 1984, табл. 5). Флора старокузнецкого горизонта имеет смешанный облик: "наряду с доживающими балахонинскими крупнолистными Cordaites и Rufloria... появляются мелколистные" и Callipteris что, по мнению С.Г. Гореловой (Верхний палеозой..., 1988, с. 24), знаменует начало нового руфлориевого-кордаитово-каллиптерисового этапа развития. Митинская флора уже типично кольчугинская (без элементов балахонской). В комплексе флоры казанковомаркинского горизонта преобладают мелколистные кордаиты и руфлории, мхи, семена. Флора ускатского горизонта богата и разнообразна: кроме многочисленных кордантов появляются папоротники и каллиптериды. Этим же разнообразием характеризуется флора ленинского горизонта, а кроме того еще и большей крупнолистностью форм, появлением мезофитных элементов. Флора грамотеинского горизонта отличается разнообразием каллиптерид, массовым появлением Rhipidopsis, Ginkgoides, Jniopteris, практически полным отсутствием руфлорий. Во флоре тайлуганского горизонта доминируют разнообразные папоротники, птеридоспермы, встречаются цикадофиты и гинкговые, "карликовые" сульцивные корданты. С.Г. Горелова и О.А. Бетехтина (Верхний палеозой..., 1988) отмечают фактически полное совпадение уровней смены фауны и флоры в балахонинское время и несовпадение рубежей в развитии фауны и флоры в кольчугинское, что существенно усложняет задачу расчленения и корреляции разрезов в пределах бассейна.

Вопрос о границе между подсериями и отделами пермской системы в Кузбассе ставился неоднократно. Указывая на смешанный характер фауны старокузнецкого горизонта, Л.Л. Халфин считал ее рекуррентной, называя "второй алыкаевской", П.А. Токарева — этапом становления кольчугинской фауны. Большую изменчивость особей двустворок, их большое разнообразие

Рис. 2. Стратиграфическая схема верхней перми Волго-Уральского бассейна.

1 – зона обратной полярности геомагнитного поля; 2 – зона прямой полярности геомагнитного поля; 3 – знакопеременная зона.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Таблица 2. Флористические комплексы кольчугинской серии Кузбасса (подчеркнуты характерные таксоны)

	P	егиона	льные стратиграфические подразделения Кузбасса (Верхний палеозой, 1988)						
Серия	Подсерия	Свита	Палеоботаническая характеристика						
		Тайлуганская	Annularis (?) grandifolia, A.(?) jerunakovensis, Prynadaeopteris venusta, Pecopteris tajmyrensis, Todites evenkiensis, Comia maganakovkiensis, Zamiopteris tajluganensis, Cordaites minutus, Lepeophyllum tajluganensis, Ginkgoites plotnikovaensis, Phipi-dopsis palmata, Tomia oblonga, Samaropsis erunakovensis, Yavorskia mungatica.						
	Ерунаковская	Грамотеинская	Jniopteris sibirica, <u>Rhipidopsis palmata</u> , Ginkgoides plotnikovoensis, Tychtopteris cuneata, массовое скопление <u>Cordaites clercii</u> .						
	:	Ленинская	Koretrophyllites tomiensis, Phyllotheca turnaensis, Annularia lanceolata, Annulina kuschejakovensis, Sphenophyllum tomiense, <u>Prynadaeopteris leninskiensis</u> , Glottophyllum cuneatum, Tychtopteris cuneata, Rufloria mitinaensis, R. olzerassica, Cordaites insignis, C. clercii, C. mediocris, Samaropsis irregularis, S. erunakovensis, S. kureikaensis, Sylvella (?) dubia, Comia osinovskiensis.						
Кольчугинская	инская	Ускатская	Phynadaeopteris nataliana, Callipteris lobatus, C. altaica, C. zeilleri, C. adzvensis, Samaropsis grjasevii, Cordaicarpus petrikensis, <u>Rufloria minuta</u> , Listrophyllum uscatense, Koretrophyllites grandis, Nephropsis schmalhausenii, Paracalamites iljnskiensis, Tungussocarpus tychtensis, T. elongatus, Samaropsis erunakovensis, S. irregularis, Sylvella dubia, Schizoneura sibirica, Listrophyllum uscatense, Polyssaevia spinalifolia, Cordaites kuznetskiana, C. medioctris, Rufloria olzerassica, R. mitinaensis, R. brevifolia.						
	Polyssaevia spinalifolia, Cordaites kuznetskiana, C. medioctris, Rufloria olzerassica, R. miti R. brevifolia.  Cordaties gracilensis, C. gorelovae, Rufloria brevifolia, R. motimaensis, Glottophyllum elor G. karpovii, Tychtopteris primitiva, Polyssaevia, Tungussocarpus tychtensis, T. elongatus, S sis erunakovensis, S. irregularis, Condamajella gorelovae.								
	сая	Митинская	Phyllopitys (?) sessilifolia, Phyllotheca turnaensis, Annulina iljinskiensis, Paracalamites communis, Zamiopteris crassinervis, Nephropsis grandis, N. lampadiformis, <u>Callipteris ivancevia</u> , Cordaicarpus petrikensis, Tungussocarpus elongatus.						
	Кузнецк	Старокузнецкая	Annularia planifolia, Cordaites latifolius, <u>C.gracillentus</u> , C. minax, Rufloria derzavinii, R. olzerassica, Crassinervia peltifromis, Cr. ivancevia, <u>Cr. pentagonata</u> , <u>Pecopteris pseudomartia</u> , Callipteris ivancevia, Samaropsis pseudotriquetra, S. trapeziformis, Sylvella dubia, Tungussocarpus elongatus.						

О.А. Бетехтина отмечает уже в усятском горизонте и объясняет это резким повышением солености бассейна в связи с "вероятным вторжением водных масс иного солевого состава" (Верхний палеозой..., 1988, с. 23). Не исключает связи двух бассейнов в поздней перми и А.К. Гусев (устное сообщение), указывая на форму Palaeomutella markini (таксон одноименной зоны митинского

горизонта) как общую для двух бассейнов. В Волго-Уральской области эта форма широко распространена в отложениях соликамского горизонта. С моей точки зрения, в Кузбассе не совсем верно проводить границу между отделами перми по появлению Callipteris, поскольку каллиптериды известны в "бардинской" (артинско-кунгурской) флоре Приуралья. Важным этапом в развитии

	Кузнецкий бассейн										
Серия	Подсерия	Свита	Корреляционные флористические комплексы. Дуранте, 1978	рлористические корреляционные слои. морским дву- комплексы. Верхими полео створкам.		Система	Отдел	Ярус			
	кая	Тайлуган- ская	Сульцивных	Yavorskya mungatica	Concinella clara Tajluganica tajluganensis			Татарский			
	Ерунаковская	Грамотеин- ская	кордантов	Cordaites cler- cii, Rhipidop- sis palmata	? Anadontella elegantula						
ская Р2	ida	Ленинская	Руфлориево- сульцивный	Pecopteris le- ninskiensis, Phyllotheca turnaensis	Anadontella subraphillipsis- Tersiella certa	Пермская	Верхний				
Кольчугинская Р <sub>2</sub>	ская	Ускатская	IV	Rufloria minuta	Adontella mol- chanovi-Bru- siella simplex			ский			
Kc	Ильинская	Казанково- маркинская	руфлориево- кордаитовый	Crassinervia el- liptica, Rufloria brevifolia	Anadontella ilj- inskiensis, Pa- laeodonta pseu- dolongissima			Казанский			
	Кузнецкая	Митинская	III руфлориево- кордантовый	Callipteris ivancevia	Palaeomutella markini	Пе		Уфимский			
	Кузн	Старокуз- нецкая	п	Comia osi- povskiensis	? Augea elliptica			Уфим			
		Усятская	руфлориево- кордаитовый	Salairia lon- gifolia	Abiella ussovi-Pro- copievskia sibirica			Кунгур- ский			
P <sub>1</sub>	ская	Кемеров- ская		Sylvella, Skokia	Procopievskia gigan- tea-P. sygmoidae			K			
Балахонская Р <sub>1</sub>	Верхнебалахонская	Ишанов- ская	I руфлориево- кордаитовый	Zamiopteris glossopteroides, Pursongia sibirica	не выделена		Нижний	Артин- ский			
Бал	Верхн	Промежу- точная	III руфлориевый	Evenkiella schortonensis	Kemeroviella tenuistriata			Сакмарский-			
·					Mrasiellina umbonata			Сакм			

Рис. 3. Стратиграфическая схема верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна (по работе "Верхний палеозой...", 1988).

флоры Кузбасса является этап массового появления и широкого распространения папоротников, птеридоспермов и мезофитных элементов в ускатское и ленинское время. Аналогичный процесс в Волго-Уральской области происходил в сокское и волжское время казанского века и, на мой взгляд, ускатскую и ленинскую свиты более логично сопоставлять с казанским ярусом стратотипической области. Вторым важным рубежом в Волго-Уральской области является исчезновение (вымирание) кордаитов: в уржумском горизонте

не встречены руфлории, в северодвинском кордаитесы. В Кузнецком бассейне руфлории исчезают в грамотеинской свите, в тайлуганской свите ранее крупнолистные кодаиты становятся карликовыми. Очень важным рубежом в развитии двустворок является нижняя граница тайлуганского комплекса, для которого характерно большое разнообразие форм, появление новых таксонов видового и родового уровня, мелкие размеры особей.

	Обі	цая стр	атигр	афическая шкала	Стратиграфическая схема верхнего палеозоя Кузбасса			
Система	Отдел	Ярус	Подърус	Горизонт	Серия	Подсерия	Свита	
			ний	Вятский				
		Татарский	Верхний	Северодвинский (Котельничский)		овская	Тайлуганская	
			Нижний	. Уржумский		Ерунаковская	Грамотеинская	
:	Верхний	іский	Верхний	Волжский	F1		Ленинская	
Пермская		Казанский	Нижний	Сокский	Кольчугинская	Ильинская	Ускатская	
		Уфимский	Верхний	Шешминский	Ko	Ильи	Казанково- Маркинская	
		Уфия	Нижний	Соликамский			Митинская Старокузнецкая	
			"		1		Усятская	
	Нижний	Кунгурский		Иреньский		Кузнецкая	Кемеровская	
	КиН	Кунгу		Филлиповский			Ишановская	

**Рис. 4.** Предлагаемый в данной статье вариант сопоставления верхнего палеозоя Кузбасса с общей стратиграфической шкалой.

Сравнивая микроструктуру кордаитов Кузбасса и Приуралья Л.В. Глухова отмечала, что "...в целом комплекс кунгурских руфлорий близок к ишановскому" (Глухова, 1984, с. 121). С.В. Наугольных по материалам изучения "бардинской" флоры Приуралья считает, что "по ряду общих таксонов кунгурский ярус хорошо сопоставляет-

ся с ишановским горизонтом Кузбасса" (Наугольных, 1993, с. 61).

Основываясь на этапности развития флоры в Ангарской и Субангарской областях, на мой взгляд, правомерно выделение в Кузбассе в пермском периоде трех крупных флористических комплексов: 1 — кордаитово-замиоптерисо-

вого (от родов Cordaites и Zamiopteris), включающего промежуточную, ишановскую, кемеровскую флоры; 2—папиллофиллитово-феониевого (от родов Papillophyllites и Feonia), включающего ускатскую и ленинскую флоры; 3—яворскиитового (от рода Javorskyia), включающего тайлуганскую флору. Причем, первый комплекс, на мой взгляд, является аналогом псигмофилловой ("бардинской") флоры, второй—филладодермовой (казанской), третий—татариновой (позднетатарской).

Таким образом, более логичным мне представляется вариант сопоставления общей стратиграфической шкалы Волго-Уральской области и региональной Кузнецкого бассейна, предложенный на рис. 4.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др. Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.

Буров Б.В., Гусев А.К., Гоманьков А.В., Есаулова Н.К., Лукин В.А. Соотношение биостратиграфической и палеомагнитной зональности татарского яруса Волго-Уральской области // Биостратиграфия среднего—верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М., 1995. С. 128—135.

Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1988. 265 с.

Владимирович В.П. Типовая уфимская флора Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 18 с. (Рукопись депонирована в ВИНИТИ 22.06. № 3470).

Владимирович В.П. Типовая казанская флора Прикамья. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 23 с. (Рукопись депонирована в ВИНИТИ 25.05. № 4571).

Глухова Л.В. Микроструктура кордаитоподобных листьев нижней перми Приуралья // Палеонтол. журнал. 1984. № 3. С. 120–127.

Гоманьков А.В., Мейен С.В. Татариновая флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с.

Горелова С.Г. Палеоботанические основы расчленения и корреляции разрезов на примере балахонской серии Кузбасса // Позднепалеозойские угленосные формации Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. С. 31–40.

Горелова С.Г., Бетехтина О.А. Проблема ярусного деления континентального позднепалеозойского разреза Ангариды // Проблема ярусного расчленения системы фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИГГиМС, 1984. С. 43–52.

Гусев А.К., Буров Б.В., Есаулова Н.К. и др. Биостратиграфическая характеристика верхнепермских отложений Поволжья и Прикамья // Бюл. региональной межвед. стратиграфич. комиссии по Центру и Югу Русской

платформы, вып. II, М.: ЦСП Росгеолфонда, 1993. С. 75-80.

Гусев А.К., Буров Б.В., Есаулова Н.К. и др. Биостратиграфическая характеристика верхнепермских отложений Поволжья и Прикамья // Бюл. Региональной межвед. стратиграфич. комиссии по Центру и Югу Русской платформы, вып. II, М.: ЦСП Росгеолфонда, 1993. С. 75–80.

Дуранте М.В. Возможности выделения зональных фитостратиграфических подразделений (на примере флороносных верхнепалеозойских отложений Северной Евразии) // Проблема стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 29—38.

Есаулова Н.К. Стратиграфическое и фитогеографическое положение казанской флоры Прикамья // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1988. С. 68–88.

*Есаулова Н.К.* Флора казанского яруса Прикамья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1986. 175 с.

Есаулова Н.К. Систематический состав казанской флоры Прикамья // Матер. по геологии востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1987. С. 73–78.

*Есаулова Н.К.* Материалы к ревизии таксонов верхнепермской флоры Прикамья из коллекции М.Д. Залесского // Деп. ВИНИТИ 5.04.1990. № 4465-89. 39 с.

Есаулова Н.К. О соотношении литологических и палеонтологических рубежей в перми стратотипической области // Теоретические проблемы палеонтологии и естествознания. Тезисы докладов XXXIX сессии Палеонтологического об-ва. С.-Петербург: ПКОП ВСЕГЕИ, 1993. С. 30–31.

Есаулова Н.К. О соотношении стратиграфических и флористических рубежей перми в пределах Ангариды // Динамика разнообразия органического мира во времени и пространстве. Тезисы докладов XV сессии Палеонтологического об-ва. С.-Петербург: ПКОП ВСЕГЕИ, 1994. С. 17–18.

Залесский М.Д. Палеозойская флора ангарской серии. Атлас // Тр. Геолкома. Нов. сер. 1918. Вып. 164. 76 с.

Залесский М.Д. Пермская флора Уральских пределов Ангариды: Атлас. Л.: Гостехиздат. 1927. 127 с.

Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми севера Европейской части СССР. Л.: Наука, 1981. 160 с.

Мейен С.В. Об анатомии и номенклатуре листьев ангарских кордаитов // Палеонтол. журнал. 1963. № 3. С. 96–106.

*Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.

Наугольных С.В. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья и ее корреляция с флорами центральной Ангариды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 53–62.

Нейбург М.Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 342 с.

Основные черты стратиграфии пермской системы СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1984. Нов. сер. Т. 286. 280 с.

Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени / Под ред. Вахрамеева В.А. М.: Наука, 1970. 426 с.

Радченко Г.П. Материалы к познанию палеозойской флоры Кузнецкого бассейна // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1934. Вып. 13. С. 3–54.

Сухов С.В. Семена позднепалеозойских растений Средней Сибири // Тр. СНИИГГиМС. 1969. Вып. 64. С. 1–264.

Тефанова Т.А. Казанская флора низовьев Камы // Геология Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанск, ун-та, 1963. С. 76–82.

Тефанова Т.А. Казанская флора района Тарловки на Каме // Геология Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1971. С. 74–122.

*Халфин*  $\mathcal{J}\mathcal{J}$ . Теоретические вопросы статиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975, 135 с.

Рецензент А.В. Гоманьков

УЛК 551.782/.79:551.351.2(571.63)

## СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ неоген-четвертичных отложений шельфа и побережья СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

© 1997 г. Н. Н. Кузьмина\*, Е. Е. Талденкова\*, О. А. Куликов\*, Т. В. Орешкина\*\*, л. д. Сулержицкий\*\*, М. Е. Туркова\*, И. М. Хорева\*\*, Г. М. Шумова\*, Дж. Брайэм-Грэтт\*\*\*

> \* Московский государственный университет, Географический факультет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия

\*\*Геологический институт РАН, 107109 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия \*\*\* Массачуссетский университет, Амхерст, США, МА 01003-5820 Поступила в редакцию 10.04.95 г., получена после доработки 06.07.95 г.

На основе систематизации данных геолого-геоморфологического и комплексного литолого-палеонтологического исследования с привлечением геохронологических методов (C14, РТЛ, АК) изучения отложений разрезов побережья и глубоких скважин шельфа проведено детальное стратиграфическое расчленение позднекайнозойских отложений шельфа и восстановлены особенности условий их накопления. Установлено, что в строении осадочного чехла шельфа участвует мощная толща морских миоцен-плиоценовых отложений. Здесь выделены самые древние осадки, отвечающие концу миоцена, которые формировались в условиях относительно холодного климата. Предположительная оценка возраста – более 5 млн. лет. Нижнеплиоценовые отложения, богатые пыльцой тургайской и субтропической флор, находки раковин моллюсков вымерших неогеновых таксонов хорошо согласуются с оценкой возраста по диатомовой флоре – 5.1-4.3 млн. лет. Верхнеплиоценовые отложения обогащены бореально-арктическими видами моллюсков и перигляциальными элементами флоры. Присутствие Neodenticula koidzumi позволяет оценить возраст отложений в 4.3-3.0 млн. лет. В эоплейстоценовой толще выделены 2 пачки отложений, соотносимые с холодной эпохой начала эоплейстоцена и теплой эпохой Харамильо (1.3-0.79 млн. л. н.). Возраст последней подтвержден комплексом диатомей с силикофлягеллятой Mesocena elliptica. Четвертичные осадки представлены морскими ранне- и среднеплейстоценовыми образованиями, морскими отложениями начала и середины позднего плейстоцена и широко распространенными в изученном регионе голоценовыми отложениями. Ключевые слова. Стратиграфия, палеогеография, шельф, плиоцен, плейстоцен, голоцен, транс-

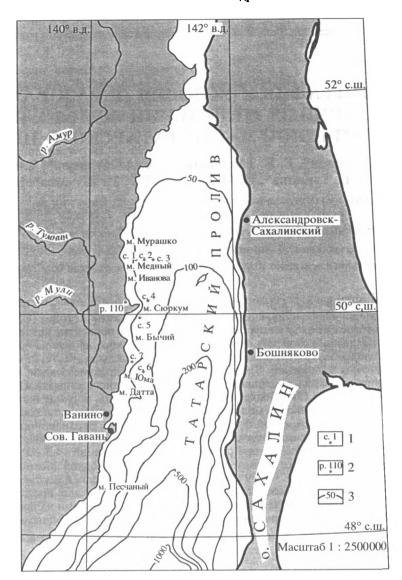
грессия, регрессия.

Несмотря на достигнутые за последние десять лет успехи в изучении четвертичных отложений шельфа, и в особенности дальневосточного шельфа, сведения о плиоцен-нижнечетвертичных морских осадках на шельфе до сих пор единичны. Это относится, в первую очередь, к рыхлым морским неогеновым образованиям. В настоящее время общий уровень исследований в этой области находится на стадии сбора и накопления материала, и поэтому носит дискуссионный характер. Материалы, полученные в процессе буровых работ на шельфе западной части Татарского пролива в 1991 г. (бурение проводилось с бурового судна "Геолог Приморья" АО "Дальморгеология"), не только дополняют информацию о плиоценовом этапе развития шельфа, но и дают возможность оценить новые данные по палеогеографии плейстоцена. Комплексные стратиграфические и палеогеографические исследования изучаемого района позволили значительно уточнить, детализировать и дополнить существующие стратигра-

фические схемы (Кузьмина и др., 1994; Kuz'mina, Taldenkova, 1994).

Основные выводы работы базируются на комплексном изучении морских скважин 1, 2, 5, 6, 7 и береговой террасы (расчистка 110) (рис. 1). Описание керна и отбор проб проводились авторами непосредственно в процессе бурения.

Разрез отложений этого района представлен различными фациями морских, прибрежно-морских осадков и лагунными образованиями. Какихлибо явных следов отложений заведомо континентального генезиса не обнаружено. На основании анализа геолого-геоморфологического строения участка, литологии разрезов, изучения спор, пыльцы, диатомей, фораминифер, моллюсков, терригенной, аутигенной и глинистой минералогии, морфоскопии и геохронологических данных (14С, ТЛ и АК) выделено 13 стратослоев, соответствующих определенным этапам осадконакопле-



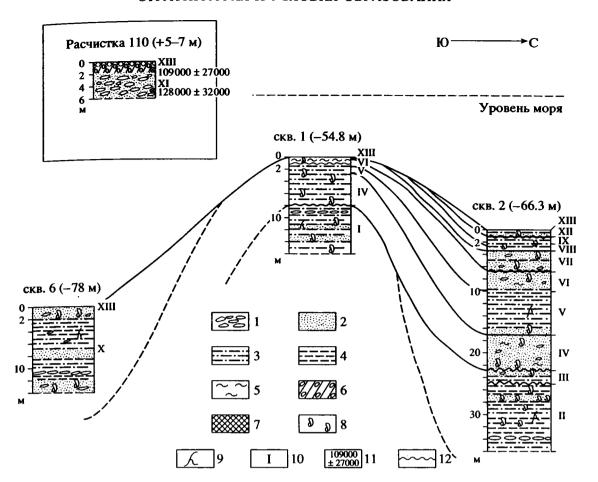
**Рис. 1.** Обзорная схема района исследования. 1 – скважины на шельфе; 2 – расчистки на берегу; 3 – изобаты.

ния на шельфе западной части Татарского пролива в неоген-четвертичное время (рис. 2, 3).

І слой (рис. 2, 3). Отложения представлены плотными алевролитами, переслаивающимися с песками, с редким включением хорошо окатанных обломков пород и значительным содержанием обломков и целых раковин моллюсков. Анализ состава минералов тяжелой фракции показал достаточно сложную картину накопления осадков с горизонтами размыва, фиксирующими перерывы в осадконакоплении, для которых характерно практическое отсутствие аутигенных минералов и увеличение содержания породообразующих и акцессорных минералов. Аутигенные минералы толщи представлены, главным образом, сульфидами железа: в верхней и нижней пачках наряду с

сульфидами присутствуют окислы и гидроокислы железа и марганца (главным образом, лимонит). Режим осадконакопления был нестабильным, о чем свидетельствуют данные анализа глинистых минералов: кристаллы каолинита окатаны и часто обломаны.

Анализ ископаемых раковин моллюсков свидетельствует об их богатом видовом составе и о преимущественном накоплении in situ. Изменения в составе и количестве раковин в отдельных прослоях связаны, главным образом, с колебаниями глубин бассейна. В нижней части слоя в составе комплекса преобладает вид Liocyma fluctuosa. Наибольший интерес представляет комплекс верхней части слоя. Его характерной чертой является наличие непереотложенных обломков и



**Рис. 2.** Схема сопоставления разрезов на шельфе и побережье западной части Татарского пролива. 1 – галька; 2 – песок; 3 – алеврит; 4 – пелит; 5 – ил; 6 – валунный суглинок; 7 – дернина; 8 – раковины моллюсков; 9 – растительные остатки; 10 – номера стратослоев (XIII –  $Q_{IV}$ ; XII –  $Q_{III}$ ; XI –  $Q_{III}^1$ ; X –  $Q_{II}^{2,4}$ ; IX –  $Q_{I-II}$ ; VIII – VII – EQ; VI – V –  $Ne_{II}^2$ ; IV – II –  $Ne_{II}^1$ ; I –  $Ne_{I}^3$ ); 11 – PTJ-датировки; 12 – перерывы в осадконакоплении.

раковин вымерших родов и видов (Fortipecten sp., Chlamys cosibensis). Эти таксоны, вымершие к концу плиоцена, были наиболее характерны для присахалинских вод с самого конца позднего миоцена до конца раннего плиоцена (Атлас моллюсков..., 1968; Биофациальные особенности..., 1974; Кафанов, 1986). Наличие раковин мелководных и теплолюбивых родов Fortipecten и Anadara, многочисленных известковых червей свидетельствует о значительном потеплении прибрежных вод и, по-видимому, о начале раннеплиоценовой трансгрессии моря.

Ассоциация фораминифер слоя богатая и разнообразная в систематическом отношении. Здесь встречены: Porosorotalia clarki (Voloshinova), Ammonia nipponica (Asano), A. japonica (Hada), Saidovella katangliensis (Voloshinova et Borovleva), Pseudoelphidiella problematica (Voloshinova), Elphidiella oregonensis (Cushman et Grant). Получили развитие представители сем. Elphidiidae со сложной

скульптурой и виды рода Ammonia, что свидетельствует об относительной тепловодности и мелководности бассейна этого времени. Для распространения видов рода Ammonia необходима температура около 18°C хотя бы на небольшой период времени в течение года, так как при меньших температурах размножение фораминифер не происходит. Это характерно для верхнемиоценового этапа развития фораминифер о. Сахалина (Волошинова и др., 1970).

По данным спорово-пыльцевого анализа скв. 1, в толще отмечается чередование холодных и относительно теплых фаз развития растительности. Трем холодным фазам соответствуют спектры, в которых доминирует пыльца Larix (34–68%), с небольшим участием пыльцы Рісеа палеотипных видов (11–30%). Присутствует пыльца холодостойких кустарников Betula sect. fruticosae (4–15%) и кустарничков Betula sect. nanae (3–20%), а также Alnaster (до 4%) при полном отсутствии каких-либо

	Воз	раст		Слои	Мощность, м	Литологи- ческая колонка	№ скважин, расчистки, гл, м (по Керну)	Шельфовые осадки, береговые террасы	Климат
		Qiv		13	0.5	~~~	скв. 2 0-0.5 м р. 110	прибрежно-	теплый
1 1		Q <sub>III</sub>		12	0.8	<b>0</b>	скв. 2 0.5-1.0 м	морские	холодный
O		Q <sub>III</sub>		11	5.0		Расчистка 110 гл. 0.5-5.5 м	Морская береговая терраса? h – 5–7 м	Теплый?
Четвертичная – (	Плейстоцен			10	10.5	a V	скв. 6 гл. 0.5–11.0 м	Прибрежно- морские, морская береговая терраса? h – 15–17 м лагунные	Холодный, влажный
		$Q_{I-II}$		9	1.8	·	скв. 2 1.0-2.8 м	Лагунные	Умеренно-теплый
	34.2			8	0.7	بهنتنت	скв. 2 2.8-3.5 м	Лагунные	Теплый
	Эоплей- стоцен	EQ		7	3.5	8 8	скв. 2 гл. 3.5–7.0 м	Прибрежно- морские	Холодный
		2 II	1.8-0.7 млн. лет	6	4.0		скв. 2 гл. 7.0–10.5 м скв. 1 гл. 0.5–2.2 м	Прибрежно- морские	Теплый
		Верхний – М	3.0-1.8 млн. лет	5	7.0		скв. 2 гл. 10.5–17.0 м скв. 1 гл. 3.0–8.0 м	Прибрежно- морские	Умеренно- холодный
геновая – N	Плиоцен – N <sub>II</sub>		4.3-3.0 млн. лет	4	6.0	9000	скв. 2 гл. 17.0–23.0 м скв. 1 гл. 3.0–8.0 м	Прибрежно- морские мелководные осадки	Теплый влажный
Heore		뿧	4	3	2.0	9	скв. 2 гл. 23.0-25.0 м	Морские	Умеренно- холодный
H		Нижний – N	5.1-4.3 млн. лет	2	10.0		скв. 2 гл. 25.0–35.0 м	Относительно глубоководные осадки Морская береговая терраса? h – 20–22 м	Теплый муссонный или субтропический
	Миоцен – N <sub>1</sub>	Верхний – N	>5 млн. лет	1	7.0		скв. 1 гл. 8.0–15.0 м	Лагунные, прибрежно- морские мелководные	Чередование умеренно- холодных и умеренно- теплых фаз

**Рис. 3.** Сводный разрез неоген-четвертичных отложений побережья и шельфа западной части Татарского пролива. Усл. обозначения см. на рис. 2.

теплолюбивых элементов. Умеренно-холодным фазам развития растительности соответствуют спектры, в составе которых преобладает пыльца Рісеа 17–71%) с участием Pinus палеотипных видов (10–34%), а также Abies (до 8%) и Tsuga diversifolia (Мах) Mest и др. (до 3%) почти при полном отсутствии пыльцы широколиственных пород.

Растительность прибрежной зоны характеризовалась трехкратным чередованием господствующих лиственичных лесов с участием ели и локальным развитием кустарничковой тундры в холодные фазы и темнохвойной, преимущественно еловой, тайги, спускавшейся с гор Сихотэ-Алиня и распространявшейся вплоть до самого моря, в относительно теплые отрезки времени. Смена холодных и относительно теплых фаз климата происходила на фоне похолодания конца позднего миоцена (Ахметьев, 1973; Болотникова, 1979; Sato, 1963 и др.).

Для оценки возраста отложений был проведен анализ соотношения аминокислот в раковинах рода Муа. По обломкам раковин мий из этого слоя получены максимальные значения соотношения D-аллоизолейцина к L-изолейцину, равные 1.333 (в свободной фракции). Подобное значение близко к равновесному (Miller, Brigham-Grette, 1989), что подтверждает наше предположение о том, что осадки слоя I являются древними из описанных нами образований.

П слой (рис. 2, 3). Отложения представлены плотными слоистыми алевролитами и пелитами с галькой и ракушечным детритом, мощностью около 10 м. В составе минералов тяжелой фракции преобладают аутигенные образования (до 93%), главным образом, пирит в нижней части толщи, и жедезо-марганцевые соединения (до 50%) и пирит (до 40%) выше по разрезу. Отмечается присутствие окисленного гематита. Восстановительные условия вверх по разрезу постепенно сменяются на окислительно-восстановительные и окислительные. Осадок приобретает черты относительно глубоководных морских отложений.

Стратиграфическое расчленение по диатомеям, в связи со спецификой района исследований, находящегося на стыке аркто-бореальной и тропико-экваториальной биогеографических областей, базируется на датировочных уровнях, по которым к настоящему времени накоплена обширная информация (Koizumi, 1985). Для интерпретации палеообстановок привлекались данные по распределению диатомей в поверхностном слое осадков (Жузе, 1961; Пушкарь, 1979).

Комплекс диатомей слоя II отнесен к раннему плиоцену (5.1—4.4 млн. лет). Стратиграфическими реперами для этого уровня являются Thalassiosira oestruppi (Ost.) Proch.-Lavr., T. jouseae Akiba, Neodenticula kamtschatica (Zabelinae Akiba et Yanasigawa, Cosmiodiscus insignis Jouse. Диатомовая ассо-

циация представлена морскими неритическими видами с преобладанием аркто-бореальных элементов, типичных для первой половины плиоцена. Стабильными компонентами комплекса, имеющими подчиненное значение, являются представители пресноводного бентоса, по-видимому, выносившиеся реками – Pinnularia viridis (Nitz.) Ehr. – единичные створки толстостенных миоценовых видов, максимально резистентных к процессам переотложения. В целом, облик комплекса типичен для открыто-морских шельфовых, относительно глубоководных обстановок.

Раковины моллюсков самой нижней части слоя очень сильно выветрелы и рассыпаются при прикосновении, что, возможно, свидетельствует об их значительной древности и диагенетическом преобразовании осадков. Выше степень выветрелости материала уменьшается. Характер залегания раковин свидетельствует об отсутствии переноса. Комплекс включает Liocyma fluctuosa, Mactra sp., Spisula sp., Clinocardium sp., Macoma sp., Mya sp., Cryptobranchia sp.

В комплексе бентосных фораминифер преобладает вид Elphidiella oregonensis, что свидетельствует о более молодом возрасте отложений этого слоя по сравнению с осадками слоя I (предположительно – ранний плиоцен).

Данные палинологического анализа показывают (рис. 4), что в комплексе преобладает пыльца широколиственных пород тургайской и субтропической флор, отличающаяся большим видовым разнообразием и достигающая своих максимально количественных значений по разрезу. Отмечается пыльца 13 экзотических родов, ныне не произрастающих на данной территории. Среди них много пыльцы семейства Juglandaceae (роды Pterocarya, Platycarya, Carya, Engelhardtia), не считая Juglans. Определено не менее двух-трех палеотипных видов Quercus, Ulmus, Tilia, Acer, Corylus, а также единичные зерна пыльцы субтропических растений – Castanea, Zelkova, Celtis, Rhus, Nyssa, Ilex, Aralia и Magnoliaceae, что также указывает на древность флоры. Показательно произрастание не менее трех видов граба, в том числе, Carpinus betulus L., бука – Fagus orientalis Lipsky, F. japonica Maxim., F. sp., свидетельствующих о влажном муссонном климате. Помимо листопадных широколиственных пород отмечается видовое разнообразие палеотипных видов голосеменных, что указывает на субтропический характер климата.

Предполагаемый возраст отложений – ранний плиоцен, который устанавливается на основании сходства преобладающего количества радов тургайской и субтропической флор, определенных многими исследователями палинологами и палеоботаниками в одновозрастных отложениях Приморья (Седова, 1957; Болотникова, 1979 и др.).

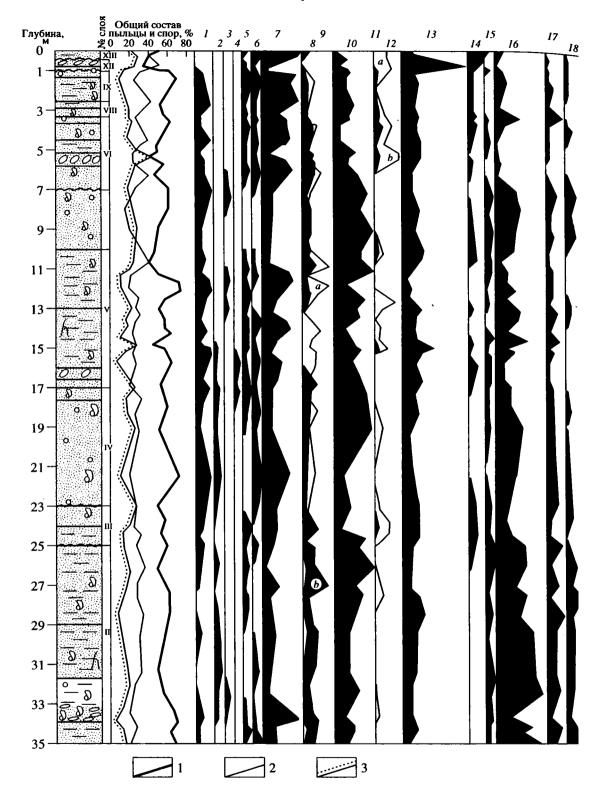


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скв. 2 (составила Г.М. Шумова).

1 — пыльца кустарников и деревьев, 2 — пыльца трав, 3 — споры.
1—47: 1 — Tsuga, 2 — Taxodiaceae, 3 — Cupressaceae, 4 — Gliptostrobus, 5 — Larix, 6 — Abies, 7 — Piceae, 8 — a) Pinus s.g. Haploxylon, 9 — b) Pinus s.g. Diploxylon, 10 — Betula, 11 — a) Betula sect. Fruticosae, 12 — b) et sect Nanae, 13 — Alnus, 14 — Alnaster, 15 — Myrica, 16 — сумма пыльцы широколиственных пород, 17 — Quercus, 18 — Ulmus, 19 — Corylus, 20 — Tilia, 21 — Carpinus, 22 — Fagus, 23 — Juglans, 24 — Pterocarya, 25 — Platicarya, 26 — Engelhardtia, 27 — Zelkova, 28 — Celtis, 29 — Rhus, 30 — Ostrya, 31 — Carya, 32 — Nyssa, 33 — Castanea, 34 — Shizandra, 35 — Araliaceae, 36 — Ilex, 37 — Cyperaceae, 38 — Ericaceae, 39 — Graminae, 40 — Chenopodiaceae, 41 — Artemisia, 42 — Varia, 43 — Bryales, 44 — Polypodiaceae, 45 — Sphagnum, 46 — Lycopodium, 47 — Osmunda.

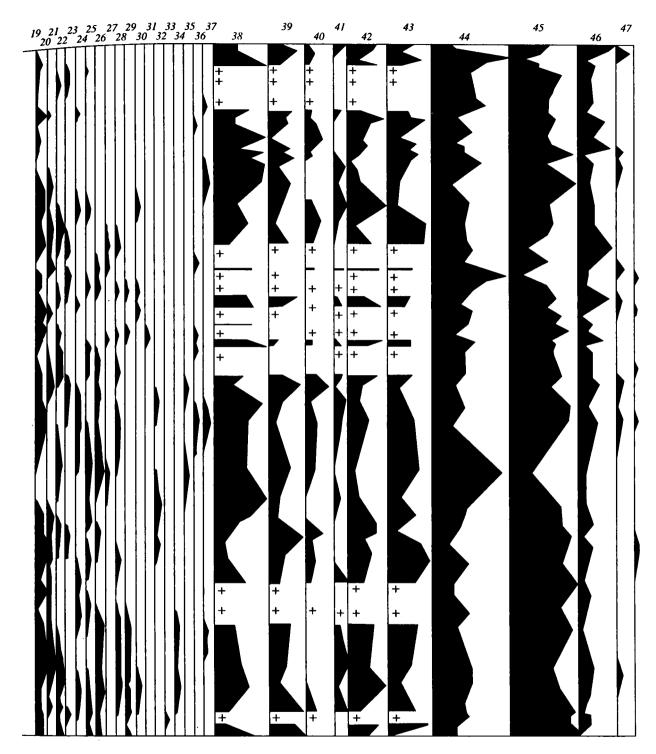


Рис. 4. Окончание.

Возрастным аналогом данного комплекса является флора позднемиоцен-раннеплиоценовой свиты Кидон (по материалам М.Д. Болотниковой). В их спектрах отмечается примерно равное участие пыльцы семейства Pinaceae (Болотникова, 1979). Подобный характер растительности на юге

Приморья, где большую роль пока еще играли березовые и ореховые леса с участием ольхи, которые, по мнению М.А. Седовой (1957), являлись преобладающими в эпоху последнего потепления миоцена, позволили нам оценить возраст отложений ранним плиоценом (5.1—4.3 млн. лет).

Данный спорово-пыльцевой комплекс характеризует фазу климатического оптимума раннего плиоцена, когда господствовали полидоминантные широколиственные леса тургайского флористического комплекса с участием субтропических растений. Климат был умеренно-теплый или субтропический муссонный. Для начала и конца этого потепления характерны хвойно-широколиственные субтропические леса, когда отмечается расширение площади верхнего таежного пояса в горах, указывающее на относительное похолодание.

Соотношение D-аллоизолейцина к L-изолейцину в раковинах мий этого слоя колеблется от 1.18 до 1.24, что свидетельствует о его более молодом возрасте по сравнению со слоем I.

Видимо, в фазу описанного "палинологического" климатического оптимума раннего плиоцена уровень моря достигал значений выше современного (на 10–15 м), о чем свидетельствует относительная глубоководность осадков и характер биогенных включений в них. Возможно, береговая (20–22 м) терраса, сложенная сильно выветрелыми галечниками и плотными песками, является одновозрастной отложениям слоя II.

III слой (рис. 2, 3). Стратиграфически выше с явным несогласием залегает толща плотных песков с алевритами и включениями мелких обломков раковин, мощностью 2 м. По составу минералов тяжелой фракции толща слабо отличается от нижележащих осадков. Данные по диатомеям нерепрезентативны из-за малочисленности створок и их плохой сохранности. Мелкий раковинный детрит не позволяет сделать видовые определения. Состав ископаемых фораминифер аналогичен таковому в слое II. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается увеличение видового разнообразия пыльцы мелколиственных пород за счет появления холодостойких элементов – фригидных форм берез. В это время на побережье произрастали лиственнично-березовые леса. Климат становится значительно холоднее предыдущей фазы. Эпоха длительного значительного потепления раннего плиоцена сменяется краткой эпохой похолодания, видимо, разделяющей два крупных потепления раннего плиоцена, Аналогов отложений этого слоя в других скважинах не обнаружено.

IV слой (рис. 2, 3). Перекрывает пачку осадков с "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами довольно мощная (до 6 м) толща плотных песков с галькой и ракушей, мористее переходящая в тонкие плотные алевриты с обломками пород и раковинами моллюсков. Для минерального состава тяжелой фракции характерен неоднородный комплекс аутигенных минералов, главным образом, железо-марганцевых соединений (окислы, гидроокислы). Отмечается также значительное содержание обломков пород, особенно, в подошве слоя (до 71%). Образцы забиты крошкой

серицита, аморфного кремнезема. Динамика среды накопления осадков была достаточно активной, изменчивой, с этапами активного выноса масс обломочного материала и небольшими перерывами, о чем также свидетельствуют данные анализа глинистых минералов.

Датировка по диатомеям слоя IV базируется на исчезновении из их состава комплекса вида Cosmiodiscus insignis и отсутствии Neodenticula koizimi. В этом районе последнее появление первого вида и первое появление второго датируются соответственно 4.4 и 3.7-3.5 млн. лет. Более тепловодный по сравнению с предыдущим облик комплекса связан с появившимися на этом уровне тепловодными видами, не характерных для арктобореального комплекса – Azpeitia tabularis (Grun.) Fryxell et Sims, Thalassiosira lineata Jouse, Actinocyclus ehrenbergii Ralfs, Rossiella tatsunokushiensis (Koizumi) Gersonde et Shrader, Rhizosolenia styliformis Bright. Резко возрастает роль морского бентоса, относящегося к группе Delphineis и Rhaphoneis, что, по-видимому, отражает активизацию среды осадконакопления и уменьшение глубин бассейна по сравнению со слоем II. Заметным элементом комплекса становится и Coscinodiscus gorbunovii Sheshuk. – ископаемый, считающийся пресноводным вид, широко распространенный в плиоценовых отложениях Приморья.

Разнообразный комплекс моллюсков из данного слоя состоит, в основном, из мелководных форм, редко обитающих глубже 20-30 м. Преобладающими видами являются Mya cf. pseudoarenaria, M. cf. priapus, Mactra cf. chinensis. Обе формы мий весьма схожи с раковинами мий из отложений верхней части маруямской свиты побережья Сахалина. Кроме того, в этом комплексе встречены непереотложенные фрагменты раковин ископаемых неогеновых форм Fortipecten sp. и Chlamys cf. cosibensis, наряду с Anadara sp. Состав этого тепловодного комплекса моллюсков соответствует раннему плиоцену и хорошо согласуется с оценкой возраста по диатомовой флоре. Похожее сочетание комплексов диатомей и малакофауны описаны из формации Татсинокучи раннего плиоцена о. Хонсю (Коізиті, 1973). Тепловодность описанных комплексов, возможно, отвечает раннеплиоценовому климатическому оптимуму, известному как на Дальнем Востоке, так и в Северной Америке (Детальное расчленение..., 1992).

В составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца широколиственных пород разнообразного состава. Нам определено не менее восьми наименований родов — Carpinus betulis L., Platycarya, Fagus, Engelhardtia, Carya, Shishandra, Tsuga, Taxodium, не считая палеотипных сосен. На побережье в это время произрастали березово-широколиственные леса тургайского флористического комплекса с участием субтропических

растений. Климатические условия оставались влажными и теплыми с элементами субтропической биоты.

Отложения этого возраста хорошо сопоставляются между собой по палинологическим данным и составу фауны моллюсков, что позволяет предположить их одновозрастность. Выделенные нами два потепления (слои II и IV), видимо, составляют одну длительную эпоху значительного потепления раннего плиоцена, разделенную краткой эпохой похолодания (слой III). Возраст слоя IV оценивается в 4.3–3.7 млн. лет. Море незначительно регрессирует.

*V слой* (рис. 2, 3). Осадки представлены преимущественно тонкими плотными пелитами и алевритами с редкой галькой и ракушей плохой сохранности, мощностью до 7 м. Наиболее полно отложения этого слоя вскрыты в скв. 2. Характер аутигенного минералообразования показывает смену климатических условий от более холодных – в нижней пачке до более теплых – в верхней, а также смену динамики среды накопления от более активной к менее, что связано с колебаниями уровня моря. Это выражается в сепарации минералов по крупности и удельному весу. В нижней пачке с окислительным режимом накопления осадки характеризуются меньшей степенью выветрелости глинистого материала.

Определение возраста слоя по диатомеям базируется на совместной встречаемости Neodenticula koizumi и Rossiella tatsunokushiensis и отсутствием видов, характерных для второй половины плиоцена, которые появляются примерно около 2.5-3 млн. лет назад. Последнее появление Rossiella tatsunokushiensis в средних широтах Пацифики датируется примерно 2.25 млн. лет, а первое появление Neodenticula koizumi происходит не позднее 3.5 млн. лет. На этом основании возраст слоя V соответствует концу-началу верхнего плиоцена. Комплекс диатомей неоднороден. В пределах слоя выделяются два уровня с повышенным содержанием тепловодных элементов в нижней и в верхней частях слоя (15.5 и 12 м). Они разделены интервалом, не содержащим тепловодные виды.

Комплекс моллюсков в скв. 2 практически моновидовой. В нем господствуют мии, главным образом, Муа сf. pseudoarenaria и Муа cf. priapus. В ряде проб встречены, скорее всего, переотложенные обломки Fortipecten sp. Отсутствие ярко выраженных тепловодных форм в осадках скв. 2 в совокупности с резким преобладанием балянусов и бореально-арктического вида Liocyma fluctuosa в скв. 1 свидетельствует о незначительной регрессии и похолодании климата.

Состав спорово-пыльцевых спектров обогащается бореальными, а также такими перигляциальными элементами, как кустарничковая березка, ольховник, лиственница и т.д. На побережье березово-широколиственные леса вытесняются лиственными лесами с ольхой. Климат меняется в сторону похолодания.

Таким образом, комплексный анализ отложений этого слоя позволяет оценить его возраст как нижнеплиоценовый. Предполагаемый возрастной интервал — 3.4—3.0 млн. лет.

VI слой (рис. 2, 3). Осадки представлены, главным образом, песками, крупными алевритами с галькой и сильно выветрелой ракушей, мощностью до 4 м. В минеральном составе тяжелой фракции аутигенные минералы представлены железо-марганцевыми агрегатами, сильно окисленными или в виде псевдоморфоз по пириту, раковинам и т.д. Состав минералов характеризует обстановку динамически достаточно активную, с преобладающими окислительными условиями среды (трансгрессивная серия).

Из-за редкой встречаемости диатомей определение возраста затруднено. Единственным репером является присутствие Neodenticula koizumi, распространение которого не выходит за пределы плиоцена.

Комплекс моллюсков небогат и представлен, в основном, раковинами Муа и переотложенными обломками вымерших видов, характеризуя условия верхней сублиторали.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров возрастает участие пыльцы древесных пород и, в частности, широколиственных пород разнообразного состава. В это время на побережье были распространены березово-широколиственные леса разнообразного видового состава с небольшим участием неогеновых реликтов. Нами определено не более шести видов экзотических растений – Fagus, Zelkova, Pterocarya, Rhus, Carpinus betulus L., Tsuga. Тип растительности характеризует новое значительное потепление климата, которое соотносится с заключительной эпохой плиоцена. По размытой кровле этого слоя, вероятно, проходит граница плиоцена и эоплейстоцена.

VII слой (рис. 2, 3). Осадки представлены слоистыми песками с единичной галькой и обилием ракуши, мощностью до 3.5 м. Состав минералов тяжелой фракции свидетельствует о смене динамических условий среды на более спокойные окислительно-восстановительные, что, видимо, связано с падением уровня моря. Состав глинистых и аутигенных минералов отмечает относительное похолодание климата.

Верхняя часть слоя (с гл. 5 м в скв. 2) характеризуется диатомовым комплексом, представленным примерно равным соотношением современных холодноводных и тепловодных видов, что типично для изучаемого района. Возрастные рамки этого комплекса определяются интервалом стратиграфического распространения силикофлагелляты Mesocena elliptica. По имеющимся данным

(Burckle, 1979), реперный уровень с Mesocena elliptica в Центральной Пацифике прослеживается повсеместно в интервале от основания Харамильо до подошвы эпохи Брюнес. Во временном эквиваленте это составляет 1.3—0.79 млн. лет. Характерно, что этот реперный уровень отмечался (Saito, Burckle, 1977) в формации Вакимото на п-ве Ога (западное побережье о. Хонсю).

В составе комплекса моллюсков по-прежнему преобладают Муа. Однако, в интервале 4.0—4.6 м обильный раковинный материал представлен, в основном, тонкими угловатыми обломками бореально-арктического вида Liocyma fluctuosa (95%). Учитывая, что характер осадка практически не меняется, можно предположить, что подобный состав комплекса скорее всего свидетельствует о похолодании придонных вод.

Похолодание климата четко отражено в спорово-пыльцевых спектрах отложений слоя. В их составе преобладает пыльца мелколиственных пород – Betula и Alnus, значительную часть которой составляет пыльца березки кустарниковой -Betula sect. Fruticosae (до 28%). Максимальных значений по разрезу достигает содержание пыльцы представителей перигляциальной флоры — Betula sect. Nanae (до 8%) и Alnaster (до 6%). К этим спектрам приурочено участие пыльцы плауна колючего (Lycopodium pungens L.). Пыльца хвойных пород очень плохой сохранности, что позволило высказать предположение о распространении еловых лесов с участием сосен и тсуги в горах Сихотэ-Алиня, т.е. на значительном расстоянии от морского побережья. Подобные спектры для отложения плиоцена являются довольно "холодными" и могут свидетельствовать о значительном похолодании климата в пределах эоплейстоцена.

VIII слой (рис. 2, 3). Осадки представлены плотными бурыми алевритами с галькой и ракушей небольшой мощности (1 м). В составе минералов тяжелой фракции преобладал аутигенный сидерит, формировавшийся в восстановительных условиях среды при спокойном режиме осадконакопления в бассейне типа прибрежной лагуны.

Комплекс этого слоя аналогичен комплексу из слоя VII.

В комплексе моллюсков на фоне преобладания мий (в основном, Mya cf. pseudoarenaria) встречен детрит видов Cyclocardia crebricostata, Pododesmus macroshisma, Turritella cf. fortilirata, Neptunea sp., Crepidula sp. и переотложенные массивные обломки Fortipecten sp. Комплекс обычен для отложений верхней-средней сублиторали.

Спорово-пыльцевые спектры отражают климатические условия эпохи потепления, наступившей после эпохи значительного похолодания (слой VII). Вновь преобладает пыльца древесных пород, представленная, в основном, пыльцой Betula sect. Albae et sect. Costatae (до 18%), а из пыль-

цы широколиственных пород, в сумме составляющей 16–26%, — Quercus. Отмечается также пыльца Betula sect. Fruticosae (до 17%) и Alnaster (до 4%). Пыльца хвойных пород плохой сохранности.

Облесенность территории возрастала. Господствовали обедненные широколиственные, в основном, березово-дубовые леса. В горах – хвойные леса. На побережье – кустарниковая тундра. Это потепление характеризовало теплую эпоху Харамильо и датируется по диатомовому комплексу с силикофлагеллятой Mesocena elliptica (1.3—0.79 млн. лет).

IX слой (рис. 2, 3). Осадки представлены алевритами выветрелыми с галькой и обилием крупных обломков ракуши, мощностью до 2 м. Отличительной чертой минералогического спектра тяжелой фракции является значительное содержание аутигенного сидерита — до 41% состава, что свидетельствует о восстановительных условиях среды, спокойной динамической обстановке и характеризует этап формирования лагуны закрытого типа.

К сожалению, данных о диатомовой флоре этого слоя нет, но условия его залегания на отложениях, охватывающих временной диапазон от подошвы Харамильо до основания эпохи Брюнес, косвенно свидетельствует в пользу его нижнеплейстоценового возраста, но не древнее.

Состав комплекса моллюсков практически не меняется по сравнению с осадками слоя VIII.

В спорово-пыльцевых спектрах возрастает участие пыльцы древесных пород, главным образом, темнохвойных, в основном, Рісеа (26–36%), с участием Tsuga (до16%) и Larix (до 10%).

В растительном покрове господствовала темнохвойная, в основном, пихтово-еловая тайга с участием тсуги и небольшого количества широ-колиственных пород. На побережье произрастали березово-лиственничные леса. Климат умеренно-теплый. Это потепление можно сопоставить с одним из потеплений раннего или среднего плейстоцена.

Х слой (рис. 2, 3). Осадки представлены 10.5 м толщей алевритов, переслаивающихся с песками и окатышами. Аутигенные минералы разнообразны. В нижней части отмечается большое количество сульфидов – до 56%, что свидетельствует о накоплении материала в бассейне с восстановительным режимом (закисные условия) и наличии значительного количества рассеянного органического вещества (холодноводный тип водоема). Аутигенные новообразования в верхней части представлены, главным образом, сидеритом (до 20%), который формировался в лагунах также с восстановительными, но более теплыми условиями. В алевритах обнаружены единичные зерна глауконита.

К сожалению, диатомовая флора в отложениях этого слоя не обнаружена (скв. 6). В самой нижней части песчаных отложений найдены явно переотложенные обломки раковин вымершего неогенового вида Fortipecten sp. Там же, на глубине 11.5 м отмечаются единичные зерна пыльцы как холодостойких растений, так и широколиственных пород, а также зерна явно переотложенной пыльцы плохой сохранности. Все это свидетельствует о сильном переотложении включений. О явном перемыве более древних осадков можно судить также по данным минералогического анализа. Выше по разрезу скв. 6 лишь только в приповерхностном слое песка обнаружен угловатый детрит раковин видов Муа sp., Macoma sp., Callithaca adamsi и др.

По составу спорово-пыльцевых спектров в отложениях слоя X (для большей части разреза скв. 6) выделяются шесть палинозон, отвечающих определенным фазам развития растительности. Для "холодных" спектров характерно примерно равное участие пыльцы трав, древесных и споровых растений. Пыльца древесных представлена, в основном, пыльцой кустарничковой березы — Betula sect. Fruticosae (28—55%). Среди пыльцы представителей перигляциальной флоры доминирует Alnaster (8—57%), с небольшим участием пыльцы Betula sect. Nanae (до 12%) и Larix (до 15%). Во всех спектрах много спор Sphagnum и Bryales, а из трав Сурегасеае.

В растительном покрове прибрежной зоны господствовала березо-кустарничковая и осоко-моховая болотная тундра. Для нее также характерно обилие ерников из ольховника и лиственничное редколесье. Климат был несколько холоднее и влажнее современного, о чем свидетельствует широкое распространение светлохвойных лесов из даурской лиственницы на заболоченных почвах в настоящее время (Советский Союз..., 1971).

В относительно "теплых" спектрах отмечается преобладание пыльцы древесных пород — Betula sect. Albae et sect. Costatae (26–42%), Alnus (18–30%) и Рісеа (до 12%) при значительном сокращении участия пыльцы холодостойких растений. В составе пыльцы трав доминирует Сурегасеае при заметном участии пыльцы разнотравья (верескоцветных). Споры также представлены, в основном, мхами, однако, возрастает участие Polypodiaceae (до 28%).

В растительном покрове господствовали березовые леса и березовая лесотундра ближе к морю, по долинам рек — ольшаники с участием ели. В приморской полосе были более характерны осоково-моховые болотные сообщества со значительным участием различных верескоцветных. Климатические условия имели тенденцию к потеплению.

Доминирование пыльцы мелколиственных пород с участием перигляциальных элементов при полном отсутствии пыльцы широколиственных пород с неогеновыми реликтами позволяет датировать осадки плейстоценом. С другой стороны, малое содержание пыльцы перигляциальных элементов, особенно, Betula sect. Nanae и почти полное отсутствие пыльцы трав-ксерофитов позволяют предполагать, что климатические условия были более мягкими и не такими холодными, как, например, в период 2-го позднеплейстоценового похолодания.

Предполагаемый возраст слоя X – среднеплейстоценовый (холодные и переходные фазы). Возможно, этому этапу осадконакопления на шельфе соответствует 15–17 морская береговая терраса, прослеженная к югу от мыса Сюркум и представленная преимущественно крупногалечным выветрелым материалом.

XI слой (рис. 2, 3). Выделен весьма проблематично на основании изучения разреза 5-7 м береговой террасы в районе м. Сюркум. К сожалению, в осадках террасы не обнаружено никаких органических остатков. Это явление еще раз подтверждает трудности изучения береговых террас района и Приморья в целом, отложения которых обычно бедны палеонтологическим материалом. Чаще всего их генезис устанавливается на основе комплексного литологического анализа. Нами было проведено определение морфоскопии кварцевых зерен. Анализ показал, что в нижнем мощном слое галечников кварцевые зерна имеют все признаки морских отложений (форму, окатанность, характер поверхности, степень выветрелости и другие показатели структуры осадка), тогда как в верхней пачке валунных суглинков характер структуры осадков делювиально-пролювиального облика.

Наиболее веской причиной для оценки возраста террасы м. Сюркум стали данные РТЛ-датирования. Для нижних галечников получена РТЛ-дата в 128 000 ± 32 000 лет (РТЛ-557), для вышележащих валунных суглинков – в 109 000 ± 27 000 (РТЛ-558). Эти данные логично увязываются с общим представлением о повышении уровня моря в максимальную фазу развития казанцевской трансгрессии Японского моря на 10–15 м и выше современного.

На основании вышеизложенного возраст террасы определяется как верхнеплейстоценовый, отвечающий этапу казанцевского межледниковья и развития мощной трансгрессии.

XII слой. Осадки представлены маломощной (до 1 м) толщей плотного песка с галькой и ракушей. В минеральном составе тяжелой фракции практически отсутствуют новообразованные минералы (1%). Отмечено разнообразие спектра терригенных компонентов, окатанность зерен

разная (окатанные и слабоокатанные), окисление обломков пород, главным образом, эпидотовой породы. Все это свидетельствует о хорошей сортировке и активной среде накопления.

Комплекс диатомовых водорослей характеризуется отсутствием ископаемых видов, за исключением явно переотложенных единичных миоценовых форм. Преобладает Paralia sulcata, что соответствует современным глубинам скв. 2. Однако возможна иная трактовка возраста слоя – сочетание переотложенных миоцен-плиоценовых форм с преобладанием тихопелагических видов вполне может соответствовать наиболее холодной эпохе позднего плейстоцена — сартанскому похолоданию.

Многочисленный детрит раковин моллюсков представлен, главным образом, Муа с единственным обломком плиоценовой раковины Thyasira sp.

В спорово-пыльцевых спектрах отмечается равное участие пыльцы древесных пород и спор. Характер спектров свидетельствует о том, что в растительном покрове широко были развиты ольшаники, а также лиственнично-березовые редколесья в условиях холодного и влажного климата. Данные палинологии, скорее всего, характеризуют один из фрагментов позднеплейстоценового похолодания, и, возможно, это было сартанское похолодание, что не противоречит данным диатомового анализа. Из отложений слоя получены радиоуглеродные датировки по раковинам моллюсков: 34400 ± 1200 (ГИН-7244), 34100 ± 1000 (ГИН-7243) и 11380 ± 170 (МГУ-1377).

XIII слой. Осадки представлены 0.5 м пачкой алеврита с ракушей. Минеральный состав тяжелой фракции идентичен описанному в слое XII. Комплекс диатомовой флоры отмечает соответствующим современным глубинам моря и температурно-солевым условиям бассейна. На этих же глубинах описан детрит современных видов моллюсков — Callithaca adamsi, Patinopecten yessoensis, Macoma sp., Mya sp., Serripes sp., Cryptonatica sp. Состав пыльцы и спор отмечает развитие в это время на побережье темнохвойной тайги, представленной, в основном, пихтово-еловыми лесами. Климат и растительность близки к современным. Возраст оценивается концом голоцена.

#### выводы

Проведенные исследования дают основания для следующих выводов:

1. Достаточно достоверно установлено, что в строении рыхлого осадочного чехла шельфа западной части Татарского пролива в районе м. Медный участвует мощная толща морских миоценплиоценовых отложений. Она занимает две трети сводного разреза данного участка.

- 2. Возраст отложений этой толщи устанавливается по комплексу данных диатомового, спорово-пыльцевого, малакофаунистического анализов, аминокислотного датирования в соответствии с условиями ее залегания, геологическим строением и т.д.
- 3. Возможно, толща неогеновых осадков сохранилась в узкой впадине, с амплитудой погружения от 0 до 500 м, которая тянется вдоль берега моря от бухты Советская Гавань до г. Николаевск-на-Амуре (Юг Дальнего Востока..., 1972).
- 4. Корреляция отложений скважин 1 и 2 показала, что складчатые дислокации затронули, по всей видимости, весь комплекс плиоцен-эоплейстоценовых осадков. В начале плейстоцена в пределах данного района произошли складчато-блоковые движения, приведшие к дислоцированности отложений.
- 5. Конец позднего миоцена (более 5 млн. лет) ознаменовался похолоданием климата. В разрезах скважин вскрыта, видимо, его завершающая фаза, когда стали проявляться климатические осцилляции (чередование теплых и холодных фаз), отразившиеся в смене растительности. В это время на фоне общего подъема уровня моря (видимо, начало раннеплиоценовой трансгрессии) происходили незначительные его колебания, которые фиксируются в строении трансгрессивной толщи и составе фауны моллюсков.
- 6. Начало раннего плиоцена совпадает с широким развитием трансгрессии в условиях климатического оптимума (по палинологическим данным). В это же время формировалась толща относительно глубоководных осадков (холодноводных неритических диатомей, глубина бассейна более 100 м). Не исключен вариант того, что в это время происходило формирование 20–22 м морской террасы на побережье.
- 7. Второе потепление раннего плиоцена, отделенное от первого эпохой похолодания, было менее ярким. Море находилось уже в стадии регрессии. В прибрежной зоне формировалась толща преимущественно песков с тепловодным комплексом диатомей и тепловодным верхнесублиторальным комплексом моллюсков. Скорее всего, слои II, III, IV, в целом, отвечают полному климатическому оптимуму с внутриоптимальным похолоданием. Изученный оптимум носил глобальный характер и являлся третьим неогеновым потеплением. В начале плиоцена проявился климатический оптимум, который маркируется палинологическими ассоциациями с обилием термофильных элементов и южно-бореальными видами диатомей. Во время этого оптимума (около 4 млн. лет) произошло смещение климатических и биогеографических поясов на 10°-12° по широте, уровень океана поднимался, Берингов пролив, вероятно, был затоплен (Детальное расчленение..., 1992).

- 8. Дальнейшие колебания уровня моря восстанавливаются менее уверенно. Предполагается, что в начале позднего плиоцена море находилось в стадии регрессии (регрессивная пачка отложений). В последующее за ним потепление в конце позднего плиоцена уровень моря испытывал незначительный подъем.
- 9. В эоплейстоцене в колодную эпоху Олдувей море регрессировало (регрессивная пачка отложений, с доминирующим бореально-арктическим видом Liocyma fluctuosa и своеобразным аутигенным комплексом минералов. Максимально "холодные" спорово-пыльцевые спектры по разрезу четко фиксируют начало значительного похолодания. В теплую эпоху Харамильо широко были развиты процессы лагунообразования.
- 10. Широкое развитие лагун было характерно и для холодных эпох раннего и среднего плейстоцена.
- 11. Имеющийся материал по отложениям последнего межледниковья (начало позднего плейстоцена) не дает оснований для каких-либо палеогеографических выводов. Можно только предположить существование 5–7 м морской казанцевской террасы на побережье в районе мыса Сюркум.

Описанные исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ (№ 17738а) и гранта Международного научного фонда (N JEF-100).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас моллюсков миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука. 1968. 180 с.

Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (река Ботчи). М.: Наука, 1973. 123 с.

Биофациальные особенности мезокайназойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.

Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 193 с.

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминоферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 182 с.

Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 60–73.

Кафанов А.И. Систематическая и геологическая история подсемейства Fortipectininae Masuda, 1963 (Bivalvia, Pectinidae) // Палеоген-неогеновые двустворчатые моллюски Дальнего Востока и Восточного Паратетиса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 18–46.

Кузьмина Н.Н., Брайэм-Грэтт Дж., Куликов О.А. и др. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений шельфа северо-западной части Татарского пролива. Тез. докладов Всерос. совещ. по изуч. четв. периода. М.: ГИН РАН, 1994. С. 133.

Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 139 с.

Седова М.А. Олигоценовая и миоценовая флора и растительность Приморского края по данным палинологического анализа // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. Труды I сессии Всес. палеонт. об-ва. Л.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 203–210.

Советский Союз. Российская Федерация. Дальний Восток. М.: Мысль, 1971. С. 263–264.

Юг Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1972. 421 с.

Burckle L.H. Validation of Middle Pliocene to Pleistocene paleomagnetic reversal record using diatom and silicoflagellate datum lavels // Init. Rep. of DSDP. V. 47. Part 1, 1979. P. 479–480.

Koizumi I. Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokushi Formation in the Miyagi Prefecture // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N. S. 1973. V. 79. P. 126–136.

Koizumi I. Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Japan. 1985. V. 91. № 3. P. 195–211.

Kuz'mina N.N, Taldenkova E.E. New data on stratigraphy of Neogene-Quaternary deposits of the Tartar Strait (Sea of Japan) shelf in connection with placer deposits reconnaissance // Proc. of the "Coastal Zone" Conference, Halifax, 1994. V. 5. P. 2107–2110.

Miller G.H., Brigham-Grette J. Amino acid geochronology: resolution and precision in carbonate fossils // Quater. Internat. 1989. V. 1. P. 111–128.

Saito T., Burckle L.H. Occurence of silicoflagellate Mesocena elliptica: further edivence on the age of the Wakimoto formation, Oga Peninsula, Japan and the recognition of the Jaramillo event // J. Geol. Soc. Japan. 1977. V. 83. № 3. P. 181–186.

Sato S. Palinological studi on Miocene sediments of Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. Geol. and mineral., 1963. V. 12. № 1. P. 1–110.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.263.037(571.651)

## ПОЗДНЯЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 1997 г. В. Ф. Белый, М. И. Райкевич, Б. В. Белая

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН 685000 Магадан, Портовая ул., 16, Россия
Поступила в редакцию 01.07.95 г.

В результате полевых исследований 1991 и 1993 гг. в бассейне р. Энмываам установлено, что стратиграфические подразделения вулканических накоплений поздней стадии развития ОЧВП образуют следующую последовательность (снизу вверху): эргываамская, эмунэрэтская, энмываамская свиты. Получены новые палинологические и магнитостратиграфические данные. Впервые в вулканических накоплениях ОЧВП выявлены и прослежены обратно намагниченные образования (средняя часть разреза эмунэрэтской свиты); они залегают стратиграфически выше слоев с усть-эмунэрэтским комплексом ископаемой флоры, возраст которых, по палинологическим данным определяется поздним туроном. Выявленная R-зона параллелизуется с клюевской R-зоной (середина коньяка) общей палеомагнитной шкалы фанерозоя континентов. Нижняя часть разреза энмываамской свиты содержит представительный палинокомплекс позднетуронского—раннесенонского возраста. По стратиграфическому положению энмываамской свиты и с учетом того, что слагающие ее горные породы имеют прямую магнитную полярность, она датируется сантоном. Это первый опыт применения и успешной корреляции данных палеофитологического, палинологического и магнитостратиграфического методов исследований вулканогенного мела на Северо-Востоке России.

*Ключевые слова.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, поздняя стадия, турон, коньяк, сантон, флористический комплекс, палинокомплекс, магнитостратиграфия, вулканология.

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Северная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) выделяется под названием Центрально-Чукотского сектора (ЦЧС); в нем, как и на большей части ОЧВП, различаются внешняя и внутренняя зоны (рис. 1).

Во внешней зоне распространены вулканогенные толщи только ранней стадии развития ЦЧС. Они образуют чаунскую серию, охарактеризованную многочисленными находками ископаемой флоры, названной чаунским флористическим комплексом (Белый, 1977). Возраст этой флоры считается позднеальбским (Белый, 1977; Самылина, 1988).

Во внутренней зоне чаунская серия перекрыта с перерывом и структурным несогласием вулканическими накоплениями поздней стадии развития. Детальное изучение этих образований в береговых обрывах р. Энмываам проведено В.Ф. Белым и М.И. Райкевичем в полевые сезоны 1991 и 1993 гг. Палинологический анализ отобранных в поле проб выполнен Б.В. Белой.

#### СТРАТИГРАФИЯ

Распространенные в среднем течении р. Энмываам вулканогенные образования поздней стадии развития ОЧВП "Решениями 2-го Межведомственного регионального стратиграфического сове-

щания... (1974—1975 гг.)" было принято делить на три части (снизу вверх): эмунэрэтскую (снежнинскую) толщу, эргываамскую и энмываамскую свиты (Решения..., 1978).

Позже, в процессе среднемасштабного геологического картирования, эмунэрэтская толща переведена в ранг свиты. Однако соотношения названных стратиграфических подразделений до последнего времени оставались неизученными.

В результате выполненных полевых наблюдений установлено, что эмунэрэтская свита залегает между эргываамской и энмываамской свитами. И таким образом выделенные ранее стратиграфические подразделения вулканических отложений поздней стадии развития ЦЧС ОЧВП образуют последовательность: эргываамская, эмунэрэтская и энмываамская свиты (рис. 2).

Эргываамская свита залегает на коэквуньской, реже пыкарваамской свитах чаунской серии. В районе оз. Эльгыгыттын и к северо-востоку от него свита сложена тонко переслаивающимися зеленоватыми туфами и игнимбритами кислого состава, туфопесчаниками (мощностью 100–300 м, нижняя часть) и потоками красноватых, коричневатых, реже серых игнимбритов риолитового состава, среди которых встречаются черные витрофиры (мощность 200–300 м, верхняя часть). На левобережье верхнего течения р. Мильгувеем, непосредственно севернее района, пока-

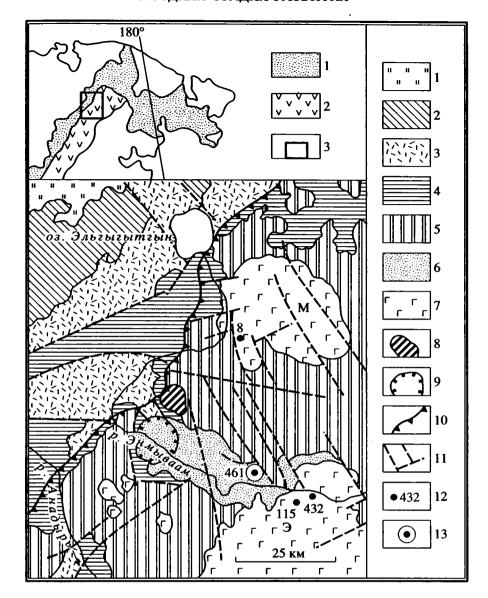


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Центрально-Чукотского сектора ОЧВП. На врезке: 1 – внешняя и фланговая зоны, 2 – внутренняя зона ОЧВП, 3 – положение района, показанного на рисунке. 1 – орогенный комплекс Чукотских мезозоид (пучевеемская свита): 2–7 – вулканические накопления ОЧВП: 2–4 – образования ранней стадии развития (чаунская серия): 2 – алькаквуньская (угаткынская) и каленьмуваамская свиты, 3 – пыкарваамская и вороньинская свиты, 4 – коэквуньская свита; 5–7 – образования поздней стадии развития: 5 – эргыва-амская свита, 6 – эмунэрэтская свита, 7 – энмываамская свита; 8 – граподиорит-порфиры; 9 – Снежнинская кальдера; 10 – граница внешней и внутренней зон ОЧВП; 11 – разломы; 12 – точка наблюдения и ее номер; 13 – Усть-Эмунэрэтское местонахождение ископаемой флоры.

Буквенные обозначения: М – Мечекрыннэтское, Э – Энмываамское поля глиноземистых платобазальтов.

занного на рис. 1, в нижней части разреза свиты, в пачке вулканогенно-осадочных пород, собраны Coniopteris cf. tschuktschorum (Krysht.). Samyl., Coniopteris sp., Asplenium cf. dicksonianum Heer, Cladophlebis frigida (Heer) Sew., Cladophlebis cf. grandis Samyl., Ginkgo aff. adiantoides (Ung.) Heer, Sphenobaiera ex gr. logifalia (Pom.) Fl., Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Taxites intermedius (Holl.) Samyl., Torreya gracillima (Holl.) Krysht. et Baik., Sequoia ambigua Heer, S. cf.

concinna Heer, Thuja cretacea (Heer) Newb., Quereuxia angulata (Newb.) Krysht. (Белый, 1977). Эта тафофлора аналогична тафофлоре, содержащейся в ольской свите вулканитов кислого состава в Примагаданском районе ОЧВП, и относится к аркагалинской стратофлоре, по В.А. Самылиной (1988).

Южнее оз. Эльгыгытгын эргываамская свита сложена преимущественно массивными серыми, коричневатыми и красноватыми порфирокластическими игнимбритами риолитового состава,

БЕЛЫЙ и др

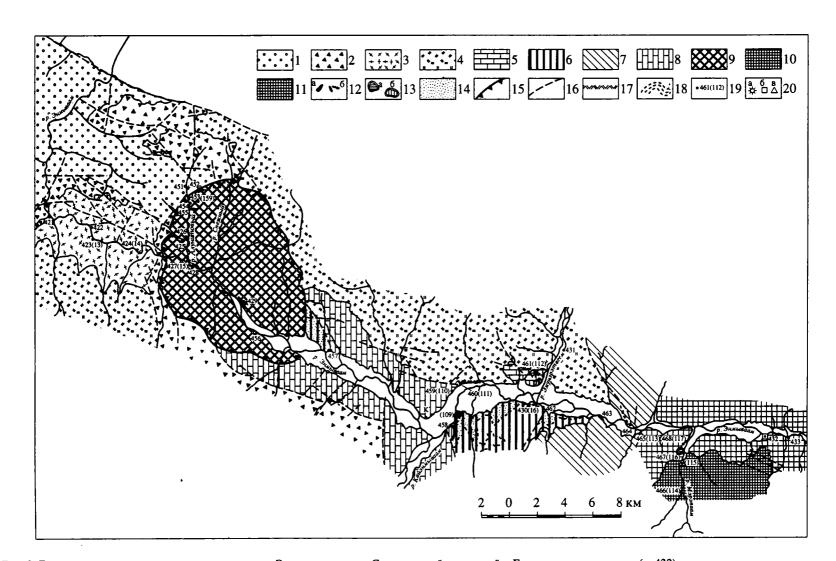


Рис. 2. Геологическое строение среднего течения р. Энмываам между Снежнинской кальдерой и Базальтовыми скалами (т. 432).

1, 2 – вулканические накопления ранней стадии развития ОЧВП (1 – пыкарваамская, 2 – коэквуньская свиты); 3–11 – вулканические накопления поздней стадии развития ОЧВП: 3, 4 – эргываамская свита (3 – массивные игнимбриты риолитов, 4 – игнимбриты, туфы, витрофиры риолитов), 5–8 – эмунэрэтская свита (5 – нижняя, 6 – средняя, 7 – верхняя части разреза свиты, см. описание в тексте, 8 – неразделенные образования эмунэрэтской свиты); 9 – кальдерный комплекс (Снежнинская кальдера, описание в тексте); 10, 11 – энмываамская свита (10 – нижняя, 11 – верхняя части разреза (описание в тексте). 12, 13 – субвулканические интрузии (12а – штоки, 126 – дайки базальтов энмываамской свиты), 13 – штоки умеренно кислого состава (а – энмываамской, 6 – эмунэрэтской свит); 14 – туфовая пачка в основании средней части разреза эмунэрэтской свиты; 15 – граница Снежнинской кальдеры (разломы); 16 – разрывные нарушения; 17 – зона тектонического брекчирования; 18 – стратиграфические границы отдельных пирокластических потоков; 19 – точка наблюдения и ее номер: 461 – номер точки палеомагнитного опробования, (112) – номер точки дополнительных геологических наблюдений; 20а – местонахождение эмунэрэтского палинокомплекса; 206 – местонахождение энмываамского палинокомплекса (Базальтовые скалы); 20в – местонахождение мэрэваамского палинокомплекса.

среди которых залегают крупные тела черных витроигнимбритов и редкие невыдержанные пачки туфов; мощность 600—700 м.

Эмунэрэтская свита имеет значительно меньшее распространение, чем эргываамская. На левобережье р. Энмываам при устье р. Эмунэрэтвем (рис. 2, т. 461) на порфирокластических игнимбритах эргываамской свиты без видимого несогласия залегают тонко переслаивающиеся между собой туфопесчаники и кислые туфы, относящиеся к эмунэрэтской свите. Приводится описание впервые составленного полного разреза эмунэрэтской свиты:

#### Нижняя часть

- *em-1*. Сероцветная пачка туфопесчаников и кислых туфов 42 м.
- ет-2. Пачка зеленых туфов, туфопесчаников, туфобрекчий смешанного состава, белых и светло-серых пепловых туфов и туфопесчаников -30 м. В верхней части этой пачки содержатся разнообразные растительные остатки, собранные Е.Л. Лебедевым и названные им усть-эмунэрэтским комплексом (Лебедев, 1987): Arctopteris aff. rarytkensis Vassil., Cladophlebis sp. 1–3, Sphenopteris sp. 1–2, Ginkgo cf. adiantoides (Ung.) Heer, Ginkgo sp., Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Sphenobaiera sp., Araucariters sp., Cephalotaxopsis cf. magnifolia Font., Cephalotaxopsis sp., Cedrus (?) sp., Pityospermum sp. 1–2, Glyptostrobus sp., Sequoia sp., Libocedrus (?) sp., Trochodendroides arctica (Heer) Berry, Trochodendroides sp., "Quercus" tchucotica Abram., Macclintockia sp., Menispermites sp., Ziziphus sp., Platanacea sp., "Paliurus" sp., Dicotyledones sp., Monocotyledones sp. По присутствию формы "Quercus" tchucotica усть-эмунэрэтский комплекс параллелизуется с флорой барыковской свиты и датируется ранним кампаном (Лебедев, 1987).
- *em-3*. Пачка белых тонкоплитчатых пепловых туфов кислого состава 35 м.
- *ет.*4. Массивные кристаллокластические игнимбриты риолитового состава 30 м.

#### Средняя часть

- *em-5*. Белые пепловые туфы, сменяющиеся вверх по разрезу лапиллиевыми туфами и кислыми туфобрекчиями 60–70 м.
- $\it em$ -6. Тонкослоистые пепловые кислые туфы 30 м.
- *em-7*. Черные витроигнимбриты риолитов 12 м.
- em-8. Светлые сиреневые и фиолетовые линзовидно-полосчатые игнимбриты риолитов 40 м.

#### Верхняя часть

- *ет*-9. Игнимбриты риолитового состава массивные и полосчатые, чередующиеся с черными витроигнимбритами; в верхней части – белые туфы и туфобрекчии риолитов – 60–70 м.
- *em-10*. Пачка тонкослоистых коричневатокрасных туфопесчаников, туфоалевролитов, основных и средних туфов (псаммитовых и лапиллиевых) – 35 м.
- *em-11*. Зеленые и розовые туфы, туфопесчаники, игнимбриты и черные кислые витрофиры 70 м.

Общая мощность эмунэрэтской свиты 430-450 м.

Снежнинская кальдера, закартированная в западной части поля распространения эмунэрэтской свиты (рис. 1), рассматривается в качестве источника (скорее всего одного из источников), охарактеризованных выше стратифицированных вулканических накоплений. Подробное описание строения кальдеры является самостоятельной задачей. Здесь ограничимся лишь краткой характеристикой главных особенностей структуры и состава горных пород.

В центральной части кальдеры нижняя видимая часть вулканических накоплений сложена белыми и желтыми туфами и кислыми туфобрекчиями. Они сходны с туфами и туфобрекчиями, которыми начинается средняя часть разреза эмунэрэтской свиты (см. описание разреза, em-5).

В северной части кальдеры эти туфы перекрыты тонкофлюидальными риолитовыми лавами и витрофирами, слагающими крупный экструзивный купол. В южной части выше туфов обнажаются массивные кристаллокластические игнимбриты риолитового состава, содержащие многочисленные пластовые тела, дайки и штоки черных витроигнимбритов. В периферической зоне кальдеры (вдоль ее стенок) распространены разнообразные нестратифицированные и (или) слабостратифицированные туфобрекчии и туфы, дайкообразные тела риолитов и дацитов, витроигнимбритов. Внутри кальдеры и особенно вдоль ее краев распространены зоны интенсивной сульфидизации, окисления и аргиллитизации. Все заполняющие кальдеру образования секутся дайками оливиновых базальтов.

Энмываамская свита относится к формации глиноземистых платобазальтов, которая повсеместно завершает разрез вулканических накоплений ОЧВП (Белый, 1994). Обычно она лежит на игнимбритах эргываамской свиты, реже — на андезибазальтах и туфах коэквуньской. В долине р. Энмываам прослежено залегание базальтов энмываамской свиты непосредственно на образовании подразделения *ет-11* эмунэрэтской свиты. Разрез энмываамской свиты:

#### Нижняя часть

*en-1*. Потоки сильно пузыристых миндалекаменных и массивных оливиновых базальтов — 130–150 м.

Выше следует сложно построенная, контрастная по составу толща, изученная в береговых обрывах Базальтовые скалы (рис. 1, 2, т. 432; а также: Белый, 1994, рис. 8):

- en-2. В основании залегает пласт игнимбритов умеренно кислый ( $\sim 10$  м), выше которых следуют потоки массивных и миндалекаменных базальтов ( $\sim 100$  м) -110 м.
- en-3. Тонкослоистые туфы базальтов, туфобрекчии (~35 м), сменяющиеся пачкой тонкослоистых туфопесчаников и алевролитов (~55 м); среди базальтовых туфов и осадочных пород встречаются тонкослоистые пакеты кислых туфов. Мошность – 90 м. Примерно в 25 м ниже кровли пачки в туфопесчаниках и алевролитах содержатся многочисленные отпечатки Thallites sp., Sphenopteris sp. cf. Asplenium dicksonianum Heer, Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Thuja cretacea (Heer) Newb., Crataegites sp. Несмотря на бедность систематического состава, это местонахождение ископаемых растений может быть отнесено с большей вероятностью к аркагалинской стратофлоре, чем к какой-либо другой. В Примагаданском районе ОЧВП в разрезе платобазальтов мыгдыкитской свиты также обнаружена тафофлора, представляющая собой "обедненный вариант палеофлоры аркагалинского типа" (Белый, Самылина, 1987).
- *en-4*. Базальты (12 м), перекрытые пакетом темно-серых вязких глин с обугленным растительным детритом и слабо сцементированным гравелитом (8 м); мощность 20 м.
- *en-5*. Массивные порфирокластические игнимбриты и ксеноигнимбриты умеренно кислые с единичными прослоями туфов – 60 м.
- *en-6*. Пачка кислых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, размокающих аргиллитов, содержащих линзы угля 20 м.
- *en-7*. Розовые слабо спёкшиеся кристалло-витрокластические туфы и игнимбриты риолитов 22 м.
- *en-8*. Валунно-галечные вулканомиктовые конгломераты (линзовидное тело мощностью ~10 м), перекрытые потоком базальтов (видимая мощность ~12 м). Эти образования относятся уже к верхней части разреза свиты, которая наблюдалась на р. Мэрэваам.

Общая мощность нижней части энмываамской свиты 450–470 м.

Верхняя часть энмываамской свиты изучалась в бассейне р. Мэрэваам, правого притока р. Энмываам (рис. 1, т. 115). Это однообразная серия потоков массивных и пузыристых базальтов видимой

мощностью до 500 м. Прямых наблюдений подошвы этой толщи здесь нет. В нижней части разреза среди базальтовых потоков встречаются линзовидные тела (мощностью до 4 м, протяженностью до 30 м), сложенные туфоалевролитами и туфопесчаниками с тонкими прослоями угля, а также осадочными вулканомиктовыми брекчиями и гравелитами.

Севернее, в бассейне р. Мечекрыннэтвеем, к энмываамской свите относится поле оливиновых базальтов, образующих хорошо выраженную в рельефе изометричную отрицательную вулканоструктуру оседания. Видимая мощность базальтов равна 150-200 м; они почти везде лежат на игнимбритах эргываамской свиты. Только в запалной части вулканоструктуры (рис. 1, т. 8) можно видеть залегание базальтов на осадочных породах видимой мощностью около 50 м. Это темносерые, легко размокающие алевролиты, песчаники и аргиллиты, содержащие большое количество мелкого растительного детрита и отпечатки Quereuxia anqulata (Newb.) Krysht. Среди них наблюдаются маломощные белые и желтые прослои, по-видимому, пепловых туфов, превращенных в глинистую массу. Алевролиты перекрыты пластом конгломератов (3-3.5 м) яркого желтого цвета, сложенных почти исключительно гальками игнимбритов и лав кислого состава. Между конгломератами и базальтами лежит слой темносерого туфогравелита (0.5 м), состоящего из хорошо окатанного гравия (вулканиты кислые) и базальтовой тефры.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

· Изучение разрезов эмунэрэтской и энмываамской свит в долине р. Энмываам сопровождалось систематическим отбором проб для палинологического анализа. Было взято и подготовлено к анализу 6 проб из эмунэрэтской свиты (4 из подразделения *em-2* и 2 из *em-10*) и 18 проб из энмываамской (10 из подразделения en-3, 3 из en-4, 2 из en-6, 3 – из верхней подсвиты, т. 115); всего 24 пробы. Представительных проб, с хорошим и высоким наполнением микрофоссилиями, в каждой из которых насчитывалось от 700-800 до 1600-1800 зерен, оказалось 12 – они показаны на рис. 3. Остальные пробы, в которых выявлено меньше, чем по 200 зерен, признаны непредставительными. Кроме того, 10-ю представительными палинологическими пробами охарактеризованы алевролиты и аргиллиты, обнажающиеся на р. Мечекрыннэтвеем. Местонахождения представительных палинопроб показаны на рис. 1 и 2, точки: 461, 432, 115, 8.

Выявленные спорово-пыльцевые спектры четко группируются в три палинокомплекса: эмунэрэтский (em-2), энмываамский (en-3, en-4, en-6) и мэрэваамский (верхняя подсвита энмываамской

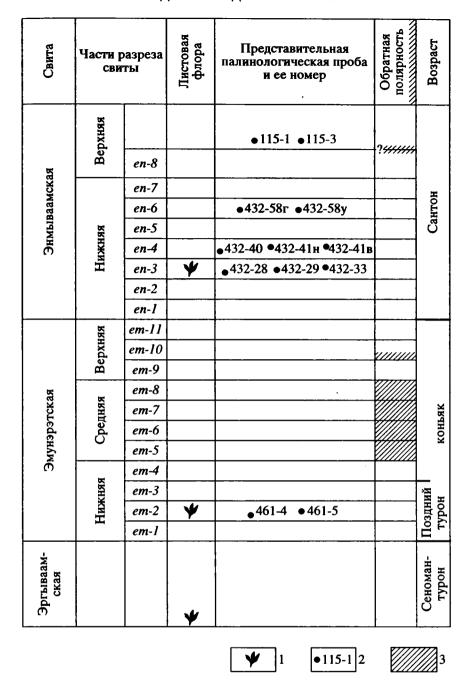


Рис. 3. Положение местонахождений листовой флоры, палинологических проб и зон обратной полярности в стратиграфической последовательности вулканических накоплений поздней стадии развития ЦЧС ОЧВП.

1 – листовая флора; 2 – местонахождение и номер палинологической пробы; 3 – обратно намагниченные горные породы.

свиты, т. 115). К энмываамскому палинокомплексу относятся и спектры всех 10 проб, взятых на р. Мечекрыннэтвеем.

Энмываамский палинокомплекс установлен в отложениях пространственно разобщенных, различающихся составом и строением, имеющих значительную мощность. Характерный выразительный состав этого палинокомплекса позволяет уве-

ренно находить его аналоги в разрезах меловых образований сопредельных территорий. Выводы о возрасте отложений с эмунэрэтским и мэрэваамским палинокомплексами определяются в значительной мере их стратиграфическим положением относительно толщи, несущей энмываамский палинокомплекс. Поэтому целесообразно этот палинокомплекс охарактеризовать первым.

Энмываамский палинокомплекс выделяется по 8 пробам, отобранным в обнажении Базальтовые скалы (рис. 1 и 2, т. 432), и по 10 пробам, взятым на р. Мечекрыннэтвеем (рис. 1, т. 8) из алевролитов и аргиллитов.

В обнажении Базальтовые скалы пробы отобраны из стратиграфических подразделений еп-3, еп-4 и еп-6 в интервале мощности 140 м (Белый, 1994, рис. 8); мощность отложений, из которых отобраны пробы на р. Мечекрыннэтвеем, составляет ~50 м. В разрезе Базальтовых скал присутствуют пакеты вязких глин, размокающих алевролитов, подобных тем, что распространены на р. Мечекрыннэтвеем; палинопробы из этих образований наиболее наполнены микрофоссилиями. Энмываамский палинокомплекс характеризуется:

- а) высоким содержанием спор (15.5-96.6%, среднее – 50.9%) разнообразного состава при обилии транзитных форм, главным образом – Laevigatosporites, a также Leiotriletes, Sphagnumsporites, Osmundacidites, pexe – Retitriletes, Lycopodiumsporites, Cyathidites. В меньшем количестве установлены: 1 – реликтовые в меловых отложениях Concavisporites junctus (K.-M.) E. Sem.; 2 – обычные для отложений нижнего и верхнего мела: Cleichtniidites, Cicatricosisporites, Schizaea, Lygodiumsporites subsimplex (Naum.) Bolch. и др.; 3 – приуроченные к верхним горизонтам нижнего и нижней половине верхнего мела, иногда встречающиеся даже в сеноне: Taurocusporites reduncus (Bolch.) Stover, Foveosporites senomanicus (Chl.) Schwetz., Selaginellidites spinulosus (Cook. et Dett.) var. heberatus Krasn., Divisisporites euskirchenensis Thomson, Cingulatisporites euskirchensoides Del. et Sprum. и др.;
- б) большим содержанием пыльцы голосеменных растений (3.0–83.7%; среднее 47.9%), представленных разнообразными видами двумешковых (Pinuspollenites, Alisporites, Piceapollenites, Abiespollenites, Cedripites, Dacrydiumites, Phyllocladidites, Podocarpidites), таксодиевых и неразделенных таксодиевых кипарисовых. В виде редкой примеси встречаются Podozamites sp., Ginkgocycadophytus sp., Araucariacites sp. и др.;
- в) незначительным количеством пыльцы покрытосеменных растений (0.4—10.5%, среднее — 1.2%), среди которых присутствуют формы, обычные для сеноман-туронских отложений (трехбороздные, трехборозднопоровые). Крайне редки пыльцевые зерна формальных родов морфологического типа "unica" — Parviprojectus dollium Samoil., Integricorpus bellum N. Mtch., Fibulapollis mirificus Chl., Aquilapollenites sp., а также Azonia fobacea Samoil., Gothanipollis sp., которые впервые появляются в верхнетуронских—нижнесенонских отложениях. Очень редко отмечаются формы, напоминающие пыльцу Betula, Myrica, Alnus, Quercus, Acer, Platanaceae, Menispermaceae.

Аналогичные палинокомплексы установлены во флороносных отложениях аркагалинской свиты в карьере Тал-Юрях (Маркевич, 1989) и в отложениях первомайской свиты (Белый, Самылина, 1987), подстилающей платобазальты ручья Гипотетического. Энмываамский палинокомплекс сходен с палинокомплексами из турон-нижнесенонских отложений нижней и средней полсвит быковской свиты Сахалина (Битюцкая и др., 1973; Будрин, 1969), а также из верхнезавитинской свиты нижнего сенона Зее-Буреинской впадины (Хлонова, 1969, скв. 2-к; Братцева, 1969, скв. 21-к). Следует подчеркнуть, что нижнесенонские палинокомплексы верхнезавитинской свиты характеризуются более разнообразным составом и более высоким содержанием (5-28% - Хлонова. 1969; 15-20% - Братцева, 1969) пыльцы покрытосеменных, чем энвымаамский. Поэтому возраст энмываамского палинокомплекса, как и аркагалинского (Маркевич, 1989), определяется нами поздним туроном-ранним сеноном.

Эмунэрэтский палинокомплекс выделяется по двум пробам 461-4 и 461-5 (рис. 2, т. 461), отобранным из флороносных слоев в канавах, где Е.Л. Лебедев собрал усть-эмунэрэтский комплекс флоры (Лебедев, 1987).

В составе спорово-пыльцевых спектров господствует пыльца голосеменных растений (73.9-79.4%), споры составляют 20.0-24.5%, пыльца покрытосеменных – 0.6–1.6%. В группе голосеменных растений примерно в равных количествах установлена пыльца, близкая к группе Taxodiaceaepollenites-Cupressaceaepollenites sp. (33.5-47.5%), и двумешковых хвойных (31.6-40.3%), в составе которых преобладают представители родов Pinuspollenites, Alisporites, Piceapollenites, Cedripites, Abiespollenites, постоянно встречается пыльца ногоплодниковых (роды Podocarpidites, Dacrydiumites, Phyllocladidites); присутствует Vitreispotrites pallidus (Reisingen) Nilson. Незначительная роль Podozamites; спорадически отмечаются Araucariacidites, Ginkgocycadophytus, Ephedripites, Gnetaceaepollenites.

Споры довольно разнообразны: Leiotriletes, Laevigatosporites, Osmundacidites встречаются чаще, чем Sphagnumsporites, Lycopodiumsporites, Cyathidites, Gleicheniidites; плаунковидные представлены редкими зернами Aquitriradites spinulosus Cook. et Dett., Selaginella utriculosa Krasn., S. kemensis Chl. et Krasn. Кроме того, встречаются Rouseisporites laevigatus Рососк, Divisisporites euskirchenensis Thomson, Cingulatisporites euskirchensoides Delc. et Sprum.; спорадически отмечаются Сісатісовізрогіtes gorogensis Pot. et Gell., C. stoveri Pocock., C. tersus (Bolch.) Chl., Appendicisporites sp., Lygodiumsporites subsimpex (Naum.) Bolch., Concavissimisporites asper (Bolch.) Pocock., Taurocusporites

reduncus (Bolch.) Stover, Foveosporites senomanicus (Chl.) Swetz. и др.

Пыльца покротосеменных представлена трехбороздными, реже трехборозднопоровыми формами, а также формами типа Quercus sparsus (Mart.) Samoil. и подобными Minispermaceae, Platanaceae, Quercus.

В изученном палинокомплексе преобладают голосеменные обычные для среднего мела. Среди спор присутствуют единичные экземпляры альб-сеноманской палинофлоры, но полностью отсутствует пыльца покрытосеменных типично сенонской палинофлоры, выявленная в энмыва-амском палинокомплексе. По общему систематическому составу и господству пыльцы группы Тахофіасеаероllenites—Cupressaceaepollenites эмунэрэтский палинокомплекс подобен палинокомплексу, выявленному в нижней части разреза формации Кангак (Kanguk formation) на острове Элсмир Канадского арктического архипелага (Nunez-Betelu, Hills, 1992), возраст которого определяется поздним туроном.

По мнению L.К. Nunez-Betelu, ознакомившегося с нашими таблицами результатов анализа палинологических проб (устное сообщение, сентябрь 1994), энмываамский палинокомплекс соответствует палинокомплексу третьего седиментационного цикла формации Кангак, возраст которого определяется сантоном: в основании третьего седиментационного цикла обнаружены морские слои позднего коньяка, содержащие Scaphites depressus Reeside Hills et al., 1994); следующий, четвертый, седиментационный цикл, относящийся к кампану, начинается морскими слоями, заключающими радиальноребристые иноцерамы.

Мэрэваамский палинокомплекс устанавливается по двум пробам, взятым из осадочных образований, залегающих среди базальтовых потоков, относящихся к верхней части разреза энмываамской свиты (рис. 1, 2, т. 115). Пробы хорошо наполнены микрофоссилиями (в одной пробе подсчет произведен до 942, а в другой до 1228 зерен); господствует пыльца голосеменных растений (84.0–90.0%), споры составляют 8.6–13.7%, покрытосеменные – 1.4–2.3%.

При одинаковом систематическом составе голосеменных количественные отношения пыльцы разных групп растений резко меняются. Так, в пробе 115-1 преобладают разнообразные двумешковые формы (64%), количество пыльцы, близкой таксодиевым, – Taxodiaceaepollenites, Cupressaceaepollenites sp., Taxodiaceaepollenites sp., Taxodiumpollenites sp., Taxodiumpollenites sp., Sequoiapollenites sp. В пробе 115-3, взятой в 1.5 м выше по разрезу, господствует пыльца, близкая таксодиевым (81.7%) при небольшом участии двумешковых форм (8.3%).

Среди небольшой группы спор чаще всего встречаются бобовидные папоротники Laevigatospotires ovatus Wilson et Webster; меньше шиповатых Osmunda granulata (Mal.) Chl., Osmundacidites wellmanii Couper, O. nicanicus (Verb.) E. Sem., O. sp., Baculatisporites sp., гладких трехлучевых Leiotriletes sp., мхов Sphagnumsporites antiquasporites (Wilson et Webster) Patonie, Sph. sp., Stereisporites sp., разнообразных плауновидных Lycopodiumsporites clavatoides Couper, L. sp., Retitriletes austroclavatidites (Cook.) Dett.

Малочисленная пыльца покрытосеменных растений представлена в основном Tricolpites sp. – трехбороздными формами, реже трехборозднопоровыми с гладкой поверхностью зерна, сетчатой, зернистой и бугорчатой орнаментацией Tricolporopollenites sp., Retitricolpites georgensis Brenner. Изредка отмечается пыльца Triporopollenites sp., Liliacidites aff. creticus N. Mtch. и формы, сходные с пыльцой Alnus, Menispermaceae, мирикоидного и платаноидного типов.

Изученные спектры во многом сходны с энмываамским и эмунэрэтским палинокомплексами, но они менее разнообразны. В них нет форм, карактерных для конца раннего—начала позднего мела и не обнаружена пыльца надгруппы Triprojectacites N. Mtch., распространенная в раннем сеноне. По-видимому, это спектры кратковременно существовавшей растительности, появлявшейся в обстановке формирования вулканического плато. Систематический состав не запрещает, а стратиграфической положение позволяет относить мэрэваамский комплекс к раннему сенону.

#### МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В полевые сезоны 1991 и 1993 гг. впервые проведен систематический отбор образцов горных пород ОЧВП для палеомагнитных исследований. До конца материал еще не обработан. Однако главный результат этих работ вполне очевиден и состоит в том, что среди резко преобладающих нормально намагниченных горных пород выделяются части разреза и структуры с обратной магнитной полярностью (Райкевич, 1995).

Толща обратно намагниченных горных пород мощностью 140–150 м образует среднюю часть разреза эмунэрэтской свиты (рис. 2; 3, стратиграфические подразделения ет-5, ет-6, ет-7, ет-8). Она прослежена на местности; полевые наблюдения подтверждены лабораторными исследованиями. По петрографическому составу ей близок комплекс экструзивных и пирокластических образований Снежнинской кальдеры, но строение кальдерного комплекса и стратифицированных образований средней части эмунэрэтской свиты существенно различны. Возрастная корреляция

этих образований обычными геологическими методами невозможна. Палеомагнитные данные позволяют предполагать, что Снежнинская кальдера могла быть источником для стратифицированных образований средней части эмунэрэтской свиты.

Верхняя часть этой свиты начинается игнимбритами и витроигнимбритами (em-9), обладающими прямой магнитной полярностью. А в нижней части перекрывающей пачки туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов среднего и основного состава (em-10) выделяется пакет мощностью — ~10 м, характеризующийся обратной полярностью.

Самые верхи эмунэрэтской свиты (верхняя половины *em-10*; *em-11*) и все опробованные инервалы разреза энмываамской свиты на р. Энмываам имеют прямую магнитную полярность.

На р. Мечекрыннэтвеем (рис. 1, т. 8) пачка аргиллитов и алевролитов характеризуется прямой магнитной полярностью. На ней лежат обратно намагниченные базальты видимой мощностью 15–20 м. Остальные, опробованные в Мечекрыннэтской структуре базальты, имеют прямую магнитную полярность; их стратиграфическое положение относительно алевролитов и аргиллитов и обратно намагниченных базальтов не ясно.

Итак, в настоящее время в стратиграфической последовательности вулканических накоплений поздней стадии развития ЦЧС ОЧВП обнаружено три зоны обратно намагниченных горных пород. Вулканологические исследования показывают, что кальдерообразующее извержение происходит в масштабе геологического времени мгновенно, а формирование кальдерных комплексов, хотя и более продолжительный процесс, вряд ли превосходит 30-40 тыс. лет (Брайцева и др., 1995; Гриб, Леонов, 1993). Излияние и остывание базальтового потока или серии базальтовых потоков общей мощностью 20-30 м также относится к мгновениям геологической летописи. Следовательно, выявленные зоны обратной полярности, как и расположенная между ними зона прямой полярности *em-9*, фиксируют эпизоды исключительно быстрого изменения магнитного поля Земли.

#### ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ НАКОПЛЕНИЙ ПОЗДНЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЦЧС ОЧВП

При обсуждении возраста вулканических накоплений поздней стадии развития ЦЧС предпочтение отдается новым палинологическим данным, как наиболее представительным и внутренне непротиворечивым. Напомним, что именно палинологические исследования показали, что верхнюю возрастную границу аркагалинской флоры надо относить к нижнему сенону (Маркевич, 1989; Белый, 1994). Но это, однако, не означает, что теперь и начало существования аркагалинской флоры должно быть отнесено к турону или началу сенона: до тех пор, пока нет прямых доказательств против установленного Е.Л. Лебедевым (1987) положения гырбыканского (аркагалинского) комплекса флоры в фитостратиграфической последовательности северной части Ульинского прогиба, нижнюю возрастную границу аркагалинской флоры следует относить к сеноману. На это указывает и тесная филогенетическая связь аркагалинской стратофлоры с чаунским флористическим комплексом, относящимся к позднему альбу.

Возраст эргываамской свиты на основании содержащейся в ней представительной тафофлоры аркагалинского типа и с учетом стратиграфического положения определяется сеноман-туроном. Усть-эмунэрэтский флористический комплекс Е.Л. Лебедев параллелизует с барыковской флорой бухты Угольной и считает раннекампанским (Лебедев, 1987). Главным, если не единственным, аргументом для этого является присутствие в обеих тафофлорах листьев "Quercus" tchukotica Abram. Различия же общего систематического состава тафофлор совершенно не учитываются, хотя они весьма существенны. Так, в барыковской флоре (Герман, Лебедев, 1991) полностью отсутствуют реликты мезофита Sphenobaiera sp. и Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, которые обильны в усть-эмунэрэтском комплексе. Барыковская флора обеднена папоротниками и отличается значительным разнообразием покрытосеменных; в ее составе, в частности, установлены Magnoliaephyllum magnificum (Dawson) Bell, Platanus cf. marginata (Lesq.) Heer, Paraprotophyllum ignatianum (Krysht. et Baik.) Herman, "Quercus" viburnifolia Lesq., Grewiopsis akhmetjevii Vachr. et Herman., Araliaephyllum polevoii (Krysht.) Krassil., Rhamnites septentrionalis (Krysht.), "Vitis" stantoni (Knowlton) Brown, "Vitis" ex gr. populoides Holl., Cissites beliaevii Herman, которые не известны в усть-эмунэрэтском флористическом комплексе.

Как видно, общий систематический состав усть-эмунэрэтского флористического комплекса свидетельстует о том, что он отвечает более раннему этапу развития растительности, чем барыковская флора. По палинологическим данным возраст отложений, содержащих отпечатки растений усть-эмунэрэтского флористического комплекса, позднетуронский (эмунэрэтский палинокомплекс). Горные породы вышележащей, средней, части эмунэрэтской свиты имеют обратную полярность; это первая R-зона, установленная в вулканогенных образованиях ЦЧС и ОЧВП в целом. Ей, скорее всего, соответствует R-зона, обнаруженная в нижней части разреза барыковской свиты, в слоях, относящихся к зоне Inoceramus involutus (Пергамент и др., 1971) - середина коньяка. Зона обратной полярности в отложениях коньякского яруса установлена также в Средней Азии и в Закавказье (Pechersky et al., 1983); в общей магнитостратиграфической шкале фанерозоя она названа клюевской R-зоной (Палеомагнитология, 1982).

Таким образом, в разрезе эмунэрэтской свиты на р. Энмываам намечается возможность определить положение границы между туроном и коньяком в интервале стратиграфических подразделений *em-3* и *em-4*.

Энмываамский палинокомплекс характеризует значительные по мощности различные породные ассоциации разных структур ЦЧС ОЧВП. Он знаменует окончание важного этапа развития меловой растительности континентальной области Северо-Востока Азии, когда господствующее значение приобретают хвойные кайнофита, а покрытосеменные, уже достаточно разнообразные, имеют еще подчиненное значение. В листовой флоре (аркагалинская стратофлора) еще широко распространены Sphenobaiera, Phoenicopsis, Czekanowskia, но исчезают — Tchaunia, Heilungia, Podozamites. Начало этого этапа относится, по-видимому, к сеноману.

Энмываамский палинокомплекс в разрезе р. Энмываам установлен в нижней толще одноименной свиты, горные породы которой характеризуются прямой намагниченностью. Принимая, что R-зона эмунэрэтской свиты отвечает клюевской R-зоне (нижний коньяк), можно считать, что образование нижней толщи энмываамской свиты относится к концу коньяка — началу сантона.

Мэрэваамский палинокомплекс при всей своей невыразительности не может быть моложе раннего сенона. Происходит он из низов верхней части разреза энмываамской свиты, лавы которой (на всем изученном 200-метровом интервале) характеризуются прямой магнитной полярностью.

Согласно шкале инверсий магнитного поля, сантоном заканчивается весьма длительный среднемеловой период прямой полярности, и на нижний кампан приходится первая крупная R-зона продолжительностью 4 млн. лет (Харленд и др., 1985). Поэтому кажется правомерным ограничить время образования энмываамской свиты сантоном, длительность которого составляет 4.5 млн. лет — оптимальный интервал времени для накопления 1000-метровой толщи платобазальтов. Однако согласно последним исследованиям меловых отложений Японии, первая крупная R-30на приходится на середину кампана, а его нижняя часть, как и сантон, характеризуется прямой полярностью (Toshimitsu и др., 1995). Поэтому, учитывая весь изложенный материал, надо допускать, что самые верхи разреза энмываамской свиты могут относиться и к кампану.

Базальты, слагающие Мечекрыннэтскую вулканоструктуру, по своим внешним признакам (небольшие по мощности, хорошо выраженные, протяженные потоки; небольшое количество миндалекаменных пород при широком распространении пузыристых разностей) больше походят на верхнюю часть разреза энмываамской свиты, наблюдавшуюся на р. Мэрэваам. К этому следует добавить, что размокающие алевролиты и аргиллиты на р. Мечекрыннэтвеем очень напоминают маломощные пачки вязких глин, размокающих углистых алевролитов из нижней части разреза энмываамской свиты (Базальтовые скалы). Как говорилось ранее, на р. Мечекрыннэтвеем выше алевролитов и аргиллитов лежат базальты (20 м видимой мощности), характеризующиеся обратной полярностью. По-видимому, в этих базальтах запечатлен весьма кратковременный эпизод обратной полярности, который в разрезах на р. Энмываам не установлен либо по причине неполноты геологической летописи, либо оказался пропущенным при опробовании. На рис. 2 эта зона обратной полярности помещена в основание разреза верхней части энмываамской свиты со знаком (?).

Несколько ранее М.И. Райкевич (1995) предложил иную возратную привязку изложенных в настоящей статье магнитостратиграфических данных: R-зону средней части разреза эмунэрэтской свиты он параллелизовал с раннекампанской R-зоной общей магнитостратиграфической шкалы (Харленд и др., 1985), а верхнюю часть разреза эмунэрэтской свиты и энмываамскую свиту относил к верхнему кампану и маастрихту. Как видно, такая интерпретация магнитостратиграфического материала находится в резком противоречии с изложенными в статье палинологическими данными. Кроме того, по мнению В.Ф. Белого, она не согласуется с данными по геологии района исследований и с современным знанием развития вулканических структур.

Так, обратно намагниченные туфы, игнимбриты и витрофиры средней части разреза эмунэрэтской свиты являются составной частью петрографически единой последовательности вулканических накоплений, образующих свиту в целом. Между обратно намагниченными и аналогичными им по составу подстилающими и перекрывающими прямо намагниченными игнимбритами и туфами нет никаких признаков сколько-нибудь значительного перерыва. Как было показано ранее, образование вулканических отложений, слагающих R-зону средней части разреза эмунэрэтской свиты, произошло в результате одного или нескольких сближенных во времени кальдерообразующих извержений, т.е. за очень короткий промежуток геологического времени. Поэтому, учитывая однородность состава и непрерывность разреза эмунэрэтской свиты, нельзя рассматриваемую R-зону относить к самой продолжительной (~4 млн. лет) в позднем мелу кампанской зоне обратной полярности.

Формирование базальтового плато – процесс несравнимо более длительный и спокойный, чем игнимбритового. Но, как показали современные исследования траппов Декана, излияние подавляющей части лав этой грандиозной вулканической провинции произошло примерно за 3 млн. лет (Deshmukh, 1990; Venkatesan, Pande, 1990). Следовательно, сантон (~4—5 млн. лет) – интервал времени более чем достаточный для образования 1000-метровой толщи нормально намагниченных платобазальтов энмываамской свиты.

Выводы о возрасте стратиграфических подразделений поздней стадии развития ЦЧС ОЧВП интересно сопоставить с оценками длительности веков (ярусов) меловой системы в "Шкале геологического времени" (Харленд и др., 1985). Так, продолжительность сеномана составляет 6.5 млн. лет, и он делится на три подъяруса (условно равной длительности); продолжительность турона – 2.5 млн. лет (также делится на три подъяруса), коньяка – 1 млн лет (два подъяруса), сантона – 4.5 млн. лет (два подъяруса), кампана – 10 млн. лет (два подъяруса). Интервал времени от начала сеномана (97.5 млн. лет) до конца сантона (83 млн. лет) составляет 14.5 млн. лет. Продолжительность образования эмунэрэтской свиты (верхний турон-коньяк) может быть оценена в 1.8 млн. лет, а энмываамской свиты (сантон, самое начало кампана) – в 4.5-5 млн. лет. Вряд ли формирование эргываамской свиты можно относить к самому началу сеномана. Предположив, что оно происходило в течение позднего сеномана, раннего и среднего турона мы получим величину около 4 млн. лет. Эти оценки длительности образования эргываамской, эмунэрэтской и энмываамской свит хорошо согласуются с их относительными объемами, что внушает определенное доверие к сделанным выкладкам. Таким образом, общая продолжительность поздней стадии развития ЦЧС ОЧВП достигает примерно 10 млн. лет.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканические накопления поздней стадии развития ЦЧС являются первыми в ОЧВП структурно четко обособленным естественным образованием, стратиграфия и возраст которого изучены с использованием палеофлористического, палинологического и палеомагнитного методов.

Опыт совмещения этих методов открывает большие возможности в изучении последовательностей вулканических накоплений и их стратиграфических корреляций. Особо следует подчеркнуть значение палинологического метода, который ранее в силу разных причин не получил широкого применения при изучении стратиграфии вулкано-

генного мела. В настоящее время палинологические работы в системе геологической службы Северо-Востока России полностью прекращены — это только одно из многих "достижений", полученных в результате распространения на геологию рыночных капиталистических отношений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

Белый В.Ф., Самылина В.А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейне рек Армани, Олы и Малтана // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 76—85.

Битюцкая П.И., Брызгалова Е.Г., Будрин В.С. и др. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части тихоокеанской биостратиграфической области // Палинологический метод в стратиграфии Л.: Недра, 1973. С. 73–121.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю. Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 <sup>14</sup>С-лет назад // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 30–49.

*Братцева Г.М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 56 с.

Будрин В.С. Палинологическая характеристика опорного разреза верхнемеловых отложений в бассейне реки Найбы на Южном Сахалине // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 3. С. 650–652.

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с.

Гриб В.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии. Камчатка: сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 15–33.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.

Маркевич В.С. О возрасте аркагалинской свиты // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 93–98.

Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Пергамент М.А., Печерский Д.М., Храмов А.Н. О палеомагнитной шкале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 3–11.

Райкевич М.И. Магнитостратиграфические исследования меловых вулканогенных пород бассейн р. Энмываам (Центрально-Чукотский сектор ОЧВП) // Магнитостратиграфические исследования фанерозоя. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 17–30.

Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974—1975 гг. Магадан: ГКП СВТГУ, 1978. 192 с.

Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир. 1985. 140 с.

Хлонова А.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений Зее-Буреинской впадины // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 5–66.

Deshmukh S.S. Some Aspects of Decan volcanism in relation to biotic extinctions and the Cretaceous-Tertary boundary // Cretaceous event stratigraphy and the correlation of the Indian nonmarine strata. Contrib. Sem. cum Workshop I.G. C. P. 216 and 245. Chandigarh, 1990. P. 115–117.

Hills L.V., Braunberger W.F., Nunez-Betelu L.K., Hall R.L. Paleogeographic significance of Scaphites depressus in the Kanguk formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg island, Canadian Arctic // Can. J. Eerth Sci. 1994. V. 31. P. 733–736. Nunez-Betelu L. (Koldo), Hills Len V. Preliminary paleopalynology of the Kanguk formation (Upper Cretaceous), Remus creek, Ellesmere island, Canadian Arctic archipelago:

U. Terrestrial palynomorphs // Revi. Espanola de Paleontologia. 1992. V. 7. № 2. P. 197–206.

Pechersky D.V., Naidin D.P., Molostovsky E.A. The Santonian-Campanian Reversed Polarity Magnetozone and the Late Cretaceous Maynetostratigraphycal Time-scale // Cretac. Res. Acad. Press Inc. (London). 1983. V. 4. P. 251–257.

Toshimitsu S., Matsumoto T., Noda M., Nishida T., Maiya S. Towards an integrated mega-, micro- and magnito-stratigraphy of the Upper Cretaceous in Japan // Cretaceous enviromental change correlation. IGCP-350. Japan. 1995. V. 101. № 1. P. 19–29.

Venkatesan T.R., Pande K. Is Decan volcanic enisode elated to the K/T events? / Cretaceous event stratigraphy and the correlation of the Indian nonmarine strata. Contrib. Sem. cum Workshop IGCP. 216 and 245. Chandigarh, 1990. P. 25–26.

Рецензент А.Б. Герман

УДК 551.7:551.763.3(234.9)

### ДРОБНЫЕ СТРАТОНЫ

© 1997 г. С. Л. Афанасьев

Московский государственный открытый университет, 129805 Москва, ул. Павла Корчагина, 22, Россия Поступила в редакцию 19.05.94 г, получена после доработки 11.01.95 г.

Установлено, что каждый десятый слой верхнемеловых—датских флишевых отложений прослеживается на 1035 км вдоль Южного склона Большого Кавказа. Это позволило выделить 196 синхронных большекавказских маркеров. Их синхронность определена по относительному количеству циклитов и подтверждена по палеонтологическим данным. Длительность образования одного глобального стратона предполагается в среднем равной 22 ± 9 тыс. лет.

*Ключевые слова.* Стратон, стратиграфия, ярус, век, фаза, пачка, пакет, слой, слоек, Большой Кавказ, верхний мел, флиш, карбонатная формация.

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Два века назад на смену безраздельно господствовавшему литостратиграфическому методу с его литостратонами, в том числе глобальными первичными, вторичными, третичными и дилювиальными образованиями (Arduino, 1759), пришел новый, биостратиграфический метод, быстро завоевавший всеобщее признание. В настоящее время этот метод является основным для фанерозойских отложений. Однако возможности метода небезграничны. Он бессилен при расчленении немых толщ. Самые дробные биостратоны - звенья, гилберты (Gilbert, 1895) и события 1 – включают не только многие слои, но, порою, подсвиты и даже свиты. Так, например, верхнекампанские отложения в Новороссийском опорном разрезе Северо-Западного Кавказа включают четыре свиты, десять подсвит, 74 большекавказских стратона (Афанасьев, 1993), 4059 натуральных циклитов и свыше десяти тысяч слоев.

В этих условиях для расчленения древних толш представляется целесообразным вновь обратиться к литостратиграфии. Для определения ее возможностей на примере верхнемеловых - датских отложений Большого Кавказа был поставлен многолетний (1953-1994 гг.) эксперимент: во-первых, были выделены разновидности осадочных пород по их происхождению (обломочные, биогенные, вулканогенные), гранулометрическому составу, карбонатности, кремнистости, окраске, другим признакам (Афанасьев, 1993); во-вторых, вслед за Н.Б. Вассоевичем (1948), разновидности пород были объединены в натуральные циклиты (Ц) и их элементы (ЭЦ), в том числе обломочные породы: обвальные и оползневые брекчии первого-прим элемента циклита (01 ЭЦ), олистостромы (0 ЭЦ), относительно медленно формирующиеся

конгломераты, песчаники и алевролиты часто с горизонтально микрослойчатой текстурой (I<sup>1</sup> ЭЦ). быстро образующиеся песчаники и алевролиты с градационной слойчатостью (ГЭЦ) и силтолиты – мергели, аргиллиты, известняки (II ЭЦ); биогенные известняки, мергели и остатки от их растворения – лютиты, глины (ШЭЦ); в у л к а ногенные туфы, туффиты, килы, глины (IV ЭЦ); в-третьих, последовательно, слой за слоем изучено свыше миллиона слоев в трехстах с лишним частным разрезах, в первую очередь, в основных прогибах Большого Кавказа: Новороссийском, Чиаурском, Кобыстанском и Дагестанском. Слои были измерены с точностью до миллиметра. Все частные разрезы являются стратонами со строгой (стенсеновской) последовательностью слоев. Анализ состава, мощности и соотношения различных слоев позволил выделить в четырех основных названных выше прогибах Большого Кавказа серии, свиты, подсвиты, пачки, пакеты, маркеры, определить по фауне их принадлежность к тем или иным ярусам и подъярусам. Последние стратиграфические схемы верхнего мела-дания Большого Кавказа опубликованы в сводках: Геология СССР (1968), Стратиграфия СССР, Меловые отложения (1986), Верхний мел Юга СССР (1986), а также в ряде работ (Афанасьев, 19876, 1993; Гамбашидзе, 1973; Халилов, Али-Заде, 1968 и др.). С учетом главным образом фаунистических определений с точностью до свит, подсвит и пачек были сопоставлены стратиграфические схемы Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского прогибов (Афанасьев, 1993).

Дробные стратоны верхнего мела – дания, общие для всех прогибов Большого Кавказа, можно выделить только на основе надежной послойной корреляции, а для этого необходимо было решить задачу принципиальной возможности про-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> "polarity event – событие полярности. Период времени, не превышающий 100000 лет" (Толковый словарь..., 1978).

слеживания слоев на сотни и первые тысячи километров.

#### послойная корреляция

Проблема глобальной послойной корреляции будоражит умы исследователей почти сто лет (De-Geer, 1910). "На XI сессии Международного геологического конгресса (Стокгольм, 1910) Де-Геер высказал предположение о возможности увязки между собою (коннексии) диаграмм, построенных для ленточных отложений Швеции и Северной Америки. В 1924 г. в Стокгольме был организован Геохронологический институт, который возглавил все работы по телеконнексии (т.е. коннексии на дальнее расстояние). Незадолго до этого Де-Геер ездил в Америку (1920 г.) с целью добиться корреляции "варв" Нового и Старого Света. В работе, опубликованной им в 1921 году в Шведском геологическом журнале, синхронизируются варвы на расстоянии 6250 км" (Вассоевич, 1948, c. 146).

Н.Б. Вассоевич осуществил послойную корреляцию разрезов верхнемаастрихтских флишевых отложений Кахетии на расстоянии 24 км (Вассоевич, 1948).

С проблемой корреляции геолог сталкивается на первом же обнажении, при первом же разрывном нарушении, которое прерывает последовательность слоев. Сравнение состава и мощности слоев в пакетах по обе стороны от сместителя обычно без проблем позволяет послойно их сопоставить. При этом надежность корреляции возрастает с увеличением количества слоев в этих пакетах. Их должно быть не менее пяти, желательно — несколько десятков, чтобы не реализовать ложную корреляцию (Афанасьев, 1993).

При послойной корреляции разрезов флишевых отложений по методу Де-Геера-Вассоевича возникает проблема их сходимости, прежде всего по мощности слоев. Для определения величины этой сходимости были изучены многометровые пакеты флишевых отложений по их простиранию в ряде разрезов. При этом каждый слой был визуально протрассирован от одного разреза к другому на расстоянии до четырех километров (Вассоевич, 1948; Афанасьев, 1961, 1967а, 1993). Это показало принципиальную возможность послойной корреляции флишевых отложений на первые километры. При расстоянии между разрезами в 5-20 км для их послойной корреляции использовались аэрофотоснимки (Афанасьев, 1967а). При расстоянии в 30-200 км изучались километровые разрезы (Анапский, Западно-Озерейкинский, Бжидский и др.), учитывались реперные границы свит и подсвит. При расстоянии свыше 200 км изучались верхнемеловые – датские отложения в целом, учитывались границы ярусов и подъярусов, установленные по палеонтологическим данным.

На расстоянии во многие десятки и сотни километров даже во флише прослеживаются далеко не все слои. Во многих из них наблюдается фациальное замещение одних разностей пород другими. Многие слои выклиниваются, срезаются внутриформационными размывами. Выдерживаются прежде всего слои пеплов, крупные циклиты, слои песчаников и мергелей, образование которых связано с вулканической деятельностью, крупными землетрясениями и цунами. Эти же слои прослеживаются в смежных структурноформационных зонах, в том числе — вкрест простирания прогибов. Например, на Южном склоне Большого Кавказа, с одной стороны, и на Северном Кавказе, Дагестане, с другой.

Хорошая выдержанность слоев во флишевой формации ни в какое сравнение не идет с "выдержанностью" слоев в других терригенных формациях. Так, например, в рифейских терригенных отложениях стрельногорской свиты Туруханского поднятия (Ивановская, Афанасьев, 1970) в одиннадцати разрезах изучен полуметровый пакет, прослеженный послойно на 10 м. Слои здесь часто выклиниваются и фациально замещаются на расстоянии всего в полметра, что свидетельствует об их крайней невыдержанности.

Рассмотрим примеры хорошо выдержанных по простиранию слоев в датско-верхнемеловых флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа.

В работе (Афанасьев и др., 1961б) показана корреляция пяти разрезов тридцатиметровой пачки средней части подсвиты сукко на расстоянии 177 км вдоль Новороссийского прогиба. Пачка включает 96 слоев в Анапском разрезе, 85 – в Западно-Озерейкинском, 59 – в Мысхакском, 68 – в Бжидском и 156 слоев в Шепсинском разрезе, в том числе караджюзлинский и чухуръюрдский маркеры (Афанасьев, 1993) – песчаники во флише с повышенной мощностью слоев. Во всех разрезах присутствуют 35 общих ("западнокавказских") слоев и десятки местных, которые выклиниваются от разреза к разрезу. Если обозначить литерой "К" отношение количества слоев в наиболее полном разрезе к числу прослеженных в обоих сравниваемых разрезах, то обнаружится положительная корреляция между логарифмами "К" и L-километровым расстоянием между сопоставляемыми разрезами.

В 60-е годы (Афанасьев, 1967) была также осуществлена корреляция на расстояние 209 км семи разрезов двенадцатиметровой лиманчикской пачки, залегающей в основании свиты цице верхнего дания Новороссийского прогиба, включающей 77 слоев в Западно-Озерейкинском разреза, 62 – в Анапском, 51 – в Прасковеевском, 46 –

в Кадошском, 48 - в Головинкинском. Во всех разрезах присутствуют 14 "западнокавказских" общих слоев и десятки местных, которые выклиниваются от разреза к разрезу. Здесь также наблюдается положительная корреляция (Большев, Смирнов, 1965) между 1gK и 1gL.

Наконец, в 80-х годах (Афанасьев, 1987б) была показана корреляция на расстоянии 1035 км двух разрезов восьмидесятиметровой абрауской пачки верхнемаастрихтского нижнеснегуревского подгоризонта Большого Кавказа, включающего 410 слоев в Западно-Озерейкинском разрезе Новороссийского прогиба и 325 слоев в Агдарачайском разрезе Кобыстанского прогиба. В обоих разрезах прослежено 27 общих слоев. Здесь  $\lg K = \lg 410/27 = 2.182$  и  $\lg L = \lg 1035 = 3.015$ .

Все перечисленные выше три группы парных значений  $\lg K$  и  $\lg L$  по материалам упомянутых работ совместимы. В среднем по этим данным

$$\lg K = 0.51 \lg L - 0.53. \tag{1}$$

В соответствии с уравнением (1) на расстоянии 8-14 км на Южном склоне Большого Кавказа обычно прослеживаются все слои флишевых отложений, на расстоянии 50 км – только каждый второй слой, на расстоянии 100 км – каждый третий, на 200 км – четвертый, на 500 км – пятый, на 1035 км – каждый десятый слой флищевых отложений. Поскольку Новороссийский верхнемеловой – датский разрез-стратотип включает 23046 циклитов, или 60840 слоев, а Дагестанский – всего 2044 циклита, или 4300 слоев, каждый слой Дагестанского разреза соответствует 14-ти слоям Новороссийского разреза. Если применить уравнение (1) при корреляции Новороссийского и Дагестанского разрезов на расстоянии 1035 км, то можно ожидать, что из 60840 слоев общими ("большекавказскими") для обоих разрезов окажутся 5850, т.е. каждый десятый слой Новороссийского и каждый слой Дагестанского разреза. Зная продолжительность позднего мела – дания  $T_1 = 96253 - 62216 = 34037$  тыс. лет, находим среднюю длительность образования одного большекавказского стратона:  $T_2 = 34037 \times 10.4/60840 =$ = 5.818 тыс. лет, что соответствует циклитам одиннадцатого класса, или эпизодам (Афанасьев, 1993, табл. 26) - времени образования стандартных пакетов. Построенные на базе циклитов одиннадцатого класса пакетограммы широко использовались при полевых и камеральных исследованиях в Новороссийском районе Северо-Западного Кавказа начиная с 1957 года (Афанасьев, 1961а; Афанасьев и др., 1961б).

Итак, при корреляции верхнемеловых-датских отложений четырех основных прогибов Большого Кавказа — Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского — теоретически

можно выделить 5850 большекавказских стратонов, соответствующих каждому слою Дагестанского опорного разреза.

#### ДРОБНЫЕ СТРАТОНЫ

Еще до составления уравнения (1) и следующих из него выводов, до работы (Афанасьев, 1993) была проведена корреляция верхнемеловых – датских отложений четырех основных прогибов Большого Кавказа – Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского (Афанасьев, 19876, 1993), основанная на анализе маркеров.

Решение проблемы литостратиграфии основано на выявлении стратонов с уникальным составом и мощностью, которые образовались в определенные моменты геологической истории. Примером может служить слой глины с повышенным содержанием иридия в подошве датских отложений.

Послойное изучение разрезов с выделением всех слоев мощностью свыше 0.5 мм резко увеличивает объем информации, что снижает вероятность ложной корреляции разрезов. В работах (Афанасьев, 1987б, 1993) и в настоящей статье детализация стратиграфических схем основных прогибов Большого Кавказа осуществлялась путем выделения маркирующих пачек, пакетов, циклитов, слоев.

К маркирующим стратонам отнесены все необычные литомы, отличающиеся от смежных "рутинных" образований прежде всего своей **по**вышенной мощностью, реже уникальностью литологического состава: килы, анкериты. Для объективной оценки значимости маркера принята следующая регламентация: если маркер является единственным в разрезе верхнемеловых - датских отложений, или он обладает самой высокой мощностью, ему присваивается "полный" рейтинг индекс  $I_{01} = 480^2$ . Если рассматриваемый маркер является вторым по мощности среди верхнемеловых-датских отложений, ему приписывается индекс  $I_{02} = 480/2 = 240$ , если третьим –  $I_{03} = 480/3 =$ = 160 и т.д. Поскольку в Новороссийском прогибе верхнемеловые-датские отложения представлены четырьмя сериями, то самый крупный маркер любой серии оценивается индексом  $I_{11} = 480/4 =$ = 120. Поскольку серия чаще состоит из четырех свит, то самый крупный маркер в любой свите оценивается индексом  $I_{21} = 120/4 = 30$ . Каждая свита чаще всего делится на три подсвиты. Поэтому самый крупный маркер в какой-либо подсвите оценивается рейтингом-индексом  $I_{31} = 30/3 = 10$ .

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 480 = 4 × 4 × 3 × 10, где 4 – количество надгоризонтов в кавказском супергоризонте, 4 – число горизонтов в надгоризонте, 3 – количество подгоризонтов в горизонте, 10 – число крупных слоев в подгоризонте.

Десятый по мощности маркер подсвиты оценивается индексом  $I_{310} = 10/10 = 1$ . Если маркер-пачка (пакет, циклит) включает ряд маркирующих слоев с теми или иными индексами, последние суммируются.

Синхронный маркер образуется в один и тот же узкий отрезок геологического времени. Мы здесь пренебрегаем небольшой разницей во времени (день, неделя), связанной со скоростью распространения осадочного материала, слагающего маркер (пепла, материала мутевого потока и др.). Синхронность образования определяется по шкале мощности, трансформированной в шкалу времени. Начиная с работ Артура Холмса (Holmes, 1913) при интерполяции изотопных датировок широко применяются литологические методы, например, по количеству натуральных циклитов в Новороссийском опорном разрезе (Афанасьев, 1987а). Итак, натуральные циклиты Новороссийского опорного разреза принимаем за условные единицы времени. Относительная оценка геологического возраста какого-либо маркера в изучаемом стратоне определяется отношением (Т %) количества натуральных циклитов (НЦ) от основания маркера до подошвы стратона - к общему числу НЦ в рассматриваемом стратоне. Если какой-либо маркер является синхронным в разных разрезах, то относительное количество  $H\coprod (T_i \%)$ во всех разрезах ожидается одинаковым. Практическая величина  $T_i$  % совпадает лишь в первом приближении, отличаясь друг от друга (точнее от среднего значения T%) на величины  $\Delta_i T\%$ , по которым рассчитывается среднеквадратичное отклонение  $\sigma_0$  %, в процентах от количества НЦ в изучаемом стратоне. В среднем  $\sigma_0 = 3.13 \%$ .

Рассмотрим конкретный пример. Кавказский стратон (супергоризонт) на Большом Кавказе (Афанасьев, 1993) характеризуется повышенным содержанием известняков, в двадцать раз выше по сравнению с ниже- и вышележащими супергоризонтами, пятикратно возросшей карбонатностью и столь же резко сниженной долей глин. Подошва кавказского стратона, кроме того, определяется по многократному увеличению содержания не только известняков, но и известковистых мергелей, а также слабоглинистых мергелей. Во флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа в кровле кавказского стратона доля этих пород сокращается в сто раз.

С помощью биоконтроля удалось определить возрастной диапазон кавказского стратона: его подошва расположена в основании сеноманского яруса, кровля — в кровле датского яруса (Афанасьев, 1993).

Самым лучшим маркером в кавказском стратоне является уникальная дивноморская пачка (2–15 м) с рейтингом  $I_{01}$  = 480 во всех прогибах с двумя прослоями кила, один из которых во всех

прогибах является крупнейшим по своей мощности с рейтингом 480, а другой — вторым—шестым по толщине среди слоев кила в кавказском стратоне с рейтингом в 240 в Кобыстанском, 160 в Дагестанском, 80 в Новороссийском прогибах (в Чиаурском прогибе кил закрыт делювием).

Кавказский стратон в Новороссийском прогибе начинается с первого НЦ и заканчивается 23088-м, а подошва дивноморской пачки с килами расположена в подошве 12889-го циклита (рисунок). Однако в других прогибах Большого Кавказа количество циклитов в кавказском стратоне иное: 11519 в Чиаурском, 16372 в Кобыстанском и 2044 в Дагестанском. Поэтому в Дагестанском прогибе просто нет 12889-го циклита, а подошва дивноморской пачки расположена здесь в основании 819-го циклита. Вывод: сопоставлять разрезы надо не просто по числу циклитов, а по их относительному количеству. Начало дивноморской пачки в Новороссийском прогибе расположено в  $T_{HOR} = 55.8\%$  от основания кавказского стратона по количеству циклитов, т.е. по геологическому времени, в Чиаурском – в  $T_{\text{ЧИА}}$  = 45.1%, в Кобыстанском –  $T_{\text{КОБ}}$  = 58.4%, в Дагестанском –  $T_{\text{ДАГ}}$  = = 59.9%. При этом  $T_{\text{ЧИА}}$  резко отличается от остальных трех значений T, в среднем равных T == 58.0%, что связано с крупными перерывами седиментации в додивноморской части кавказского стратона Чиаурского разреза. Допуская, что 42.0% последивноморской части кавказского стратона (в среднем по Новороссийскому, Кобыстанскому и Дагестанскому разрезам) соответствуют 54.9% той же части кавказского стратона в Чиаурском разрезе, нетрудно определить долю перерывов седиментации (W) в последнем, равную  $W = (1 - 42.0/54.9) \times 100\% = 23.5\%$ . Отклонения от T = 58.0% в Новороссийском разрезе  $\Delta T_{\rm HOB} = -2.2\%$ , в Кобыстанском  $\Delta T_{\rm KOB} = 0.4\%$ , в Дагестанском  $\Delta T_{\text{ПАГ}} = 1.9\%$ . Среднее квадратичное значение  $\Delta T = 1.69\%$ . Много это или мало? Свидетельствует ли эта величина  $\Delta T$  о синхронности образования дивноморской пачки в разрезах Большого Кавказа или нет?

Рассмотрим таблицу 5.2 из работы (Большев, Смирнов, 1965). Ее можно использовать для расчета, допустимого на пятипроцентном уровне значимости среднеквадратичного отклонения (Q=5%, P=0.95)  $\Delta T$ . По этой таблице применительно к дивноморской пачке в Новороссийском прогибе  $\Delta T_{\rm HOB}=0.0027$ ,  $\Delta T_{\rm KOE}=0.0032$ ,  $\Delta T_{\rm ДА\Gamma}=0.0090$ . Все три величины  $\Delta T_i$  меньше  $\Delta T=1.69\%=0.0169$ , соответственно в шесть, пять и в два раза, что свидетельствует о их несовместимости, о наличии дополнительных причин несходимости  $\Delta T$ . Это прежде всего перерывы седиментации и внутриформационные размывы.

В одной из работ (Афанасьев, 1993) автором показаны 49489 размывов в основании всех цик-

в Кадошском, 48 - в Головинкинском. Во всех разрезах присутствуют 14 "западнокавказских" общих слоев и десятки местных, которые выклиниваются от разреза к разрезу. Здесь также наблюдается положительная корреляция (Большев, Смирнов, 1965) между 1gK и 1gL.

Наконец, в 80-х годах (Афанасьев, 19876) была показана корреляция на расстоянии 1035 км двух разрезов восьмидесятиметровой абрауской пачки верхнемаастрихтского нижнеснегуревского подгоризонта Большого Кавказа, включающего 410 слоев в Западно-Озерейкинском разрезе Новороссийского прогиба и 325 слоев в Агдарачайском разрезе Кобыстанского прогиба. В обоих разрезах прослежено 27 общих слоев. Здесь  $\lg K = \lg 410/27 = 2.182$  и  $\lg L = \lg 1035 = 3.015$ .

Все перечисленные выше три группы парных значений  $\lg K$  и  $\lg L$  по материалам упомянутых работ совместимы. В среднем по этим данным

$$\lg K = 0.51 \lg L - 0.53. \tag{1}$$

В соответствии с уравнением (1) на расстоянии 8-14 км на Южном склоне Большого Кавказа обычно прослеживаются все слои флишевых отложений, на расстоянии 50 км – только каждый второй слой, на расстоянии 100 км – каждый третий, на 200 км – четвертый, на 500 км – пятый, на 1035 км – каждый десятый слой флишевых отложений. Поскольку Новороссийский верхнемеловой – датский разрез-стратотип включает 23046 циклитов, или 60840 слоев, а Дагестанский – всего 2044 циклита, или 4300 слоев, каждый слой Дагестанского разреза соответствует 14-ти слоям Новороссийского разреза. Если применить уравнение (1) при корреляции Новороссийского и Дагестанского разрезов на расстоянии 1035 км, то можно ожидать, что из 60840 слоев общими ("большекавказскими") для обоих разрезов окажутся 5850, т.е. каждый десятый слой Новороссийского и каждый слой Дагестанского разреза. Зная продолжительность позднего мела – дания  $T_1 = 96253 - 62216 = 34037$  тыс. лет, находим среднюю длительность образования одного большекавказского стратона:  $T_2 = 34037 \times 10.4/60840 =$ = 5.818 тыс. лет, что соответствует циклитам одиннадцатого класса, или эпизодам (Афанасьев, 1993, табл. 26) – времени образования стандартных пакетов. Построенные на базе циклитов одиннадцатого класса пакетограммы широко использовались при полевых и камеральных исследованиях в Новороссийском районе Северо-Западного Кавказа начиная с 1957 года (Афанасьев, 1961а; Афанасьев и др., 1961б).

Итак, при корреляции верхнемеловых-датских отложений четырех основных прогибов Большого Кавказа — Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского — теоретически

можно выделить 5850 большекавказских стратонов, соответствующих каждому слою Дагестанского опорного разреза.

#### ДРОБНЫЕ СТРАТОНЫ

Еще до составления уравнения (1) и следующих из него выводов, до работы (Афанасьев, 1993) была проведена корреляция верхнемеловых – датских отложений четырех основных прогибов Большого Кавказа – Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского (Афанасьев, 19876, 1993), основанная на анализе маркеров.

Решение проблемы литостратиграфии основано на выявлении стратонов с уникальным составом и мощностью, которые образовались в определенные моменты геологической истории. Примером может служить слой глины с повышенным содержанием иридия в подошве датских отложений.

Послойное изучение разрезов с выделением всех слоев мощностью свыше 0.5 мм резко увеличивает объем информации, что снижает вероятность ложной корреляции разрезов. В работах (Афанасьев, 1987б, 1993) и в настоящей статье детализация стратиграфических схем основных прогибов Большого Кавказа осуществлялась путем выделения маркирующих пачек, пакетов, циклитов, слоев.

К маркирующим стратонам отнесены все необычные литомы, отличающиеся от смежных "рутинных" образований прежде всего своей повышенной мощностью, реже уникальностью литологического состава: килы, анкериты. Для объективной оценки значимости маркера принята следующая регламентация: если маркер является единственным в разрезе верхнемеловых - датских отложений, или он обладает самой высокой мощностью, ему присваивается "полный" рейтинг индекс  $I_{01} = 480^2$ . Если рассматриваемый маркер является вторым по мощности среди верхнемеловых-датских отложений, ему приписывается индекс  $I_{02} = 480/2 = 240$ , если третьим –  $I_{03} = 480/3 =$ = 160 и т.д. Поскольку в Новороссийском прогибе верхнемеловые-датские отложения представлены четырьмя сериями, то самый крупный маркер любой серии оценивается индексом  $I_{11} = 480/4 =$ = 120. Поскольку серия чаще состоит из четырех свит, то самый крупный маркер в любой свите оценивается индексом  $I_{21} = 120/4 = 30$ . Каждая свита чаще всего делится на три подсвиты. Поэтому самый крупный маркер в какой-либо подсвите оценивается рейтингом-индексом  $I_{31} = 30/3 = 10$ .

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 480 = 4 × 4 × 3 × 10, где 4 – количество надгоризонтов в кавказском супергоризонте, 4 – число горизонтов в надгоризонте, 3 – количество подгоризонтов в горизонте, 10 – число крупных слоев в подгоризонте.

Десятый по мощности маркер подсвиты оценивается индексом  $I_{310} = 10/10 = 1$ . Если маркер-пачка (пакет, циклит) включает ряд маркирующих слоев с теми или иными индексами, последние суммируются.

Синхронный маркер образуется в один и тот же узкий отрезок геологического времени. Мы здесь пренебрегаем небольшой разницей во времени (день, неделя), связанной со скоростью распространения осадочного материала, слагающего маркер (пепла, материала мутевого потока и др.). Синхронность образования определяется по шкале мощности, трансформированной в шкалу времени. Начиная с работ Артура Холмса (Holmes, 1913) при интерполяции изотопных датировок широко применяются литологические методы, например, по количеству натуральных циклитов в Новороссийском опорном разрезе (Афанасьев, 1987а). Итак, натуральные циклиты Новороссийского опорного разреза принимаем за условные единицы времени. Относительная оценка геологического возраста какого-либо маркера в изучаемом стратоне определяется отношением (Т %) количества натуральных циклитов (НЦ) от основания маркера до подошвы стратона - к общему числу НЦ в рассматриваемом стратоне. Если какой-либо маркер является синхронным в разных разрезах, то относительное количество  $H \coprod (T_i \%)$ во всех разрезах ожидается одинаковым. Практическая величина  $T_i$  % совпадает лишь в первом приближении, отличаясь друг от друга (точнее от среднего значения T%) на величины  $\Delta_i T\%$ , по которым рассчитывается среднеквадратичное отклонение  $\sigma_0$  %, в процентах от количества НЦ в изучаемом стратоне. В среднем  $\sigma_0 = 3.13 \%$ .

Рассмотрим конкретный пример. Кавказский стратон (супергоризонт) на Большом Кавказе (Афанасьев, 1993) характеризуется повышенным содержанием известняков, в двадцать раз выше по сравнению с ниже- и вышележащими супергоризонтами, пятикратно возросшей карбонатностью и столь же резко сниженной долей глин. Подошва кавказского стратона, кроме того, определяется по многократному увеличению содержания не только известняков, но и известковистых мергелей, а также слабоглинистых мергелей. Во флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа в кровле кавказского стратона доля этих пород сокращается в сто раз.

С помощью биоконтроля удалось определить возрастной диапазон кавказского стратона: его подошва расположена в основании сеноманского яруса, кровля – в кровле датского яруса (Афанасьев, 1993).

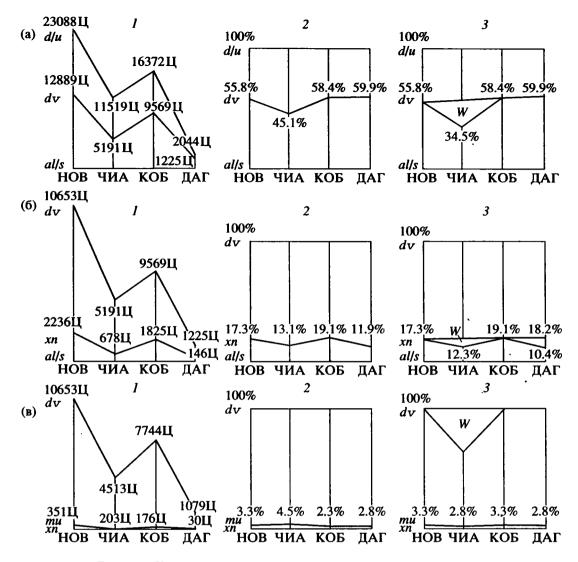
Самым лучшим маркером в кавказском стратоне является уникальная дивноморская пачка (2–15 м) с рейтингом  $I_{01}$  = 480 во всех прогибах с двумя прослоями кила, один из которых во всех

прогибах является крупнейшим по своей мощности с рейтингом 480, а другой — вторым—шестым по толщине среди слоев кила в кавказском стратоне с рейтингом в 240 в Кобыстанском, 160 в Дагестанском, 80 в Новороссийском прогибах (в Чиаурском прогибе кил закрыт делювием).

Кавказский стратон в Новороссийском прогибе начинается с первого НЦ и заканчивается 23088-м, а подошва дивноморской пачки с килами расположена в подошве 12889-го циклита (рисунок). Однако в других прогибах Большого Кавказа количество циклитов в кавказском стратоне иное: 11519 в Чиаурском, 16372 в Кобыстанском и 2044 в Дагестанском. Поэтому в Дагестанском прогибе просто нет 12889-го циклита, а подошва дивноморской пачки расположена здесь в основании 819-го циклита. Вывод: сопоставлять разрезы надо не просто по числу циклитов, а по их относительному количеству. Начало дивноморской пачки в Новороссийском прогибе расположено в  $T_{HOR} = 55.8\%$  от основания кавказского стратона по количеству циклитов, т.е. по геологическому времени, в Чиаурском – в  $T_{\text{ЧИА}}$  = 45.1%, в Кобыстанском –  $T_{KOE}$  = 58.4%, в Дагестанском –  $T_{IIA\Gamma}$  = = 59.9%. При этом  $T_{\text{ЧИА}}$  резко отличается от остальных трех значений T, в среднем равных T == 58.0%, что связано с крупными перерывами седиментации в додивноморской части кавказского стратона Чиаурского разреза. Допуская, что 42.0% последивноморской части кавказского стратона (в среднем по Новороссийскому, Кобыстанскому и Дагестанскому разрезам) соответствуют 54.9% той же части кавказского стратона в Чиаурском разрезе, нетрудно определить долю перерывов седиментации (W) в последнем, равную  $W = (1 - 42.0/54.9) \times 100\% = 23.5\%$ . Отклонения от T = 58.0% в Новороссийском разрезе  $\Delta T_{\rm HOB} = -2.2\%$ , в Кобыстанском  $\Delta T_{\rm KOB} = 0.4\%$ , в Дагестанском  $\Delta T_{\text{ПАГ}} = 1.9\%$ . Среднее квадратичное значение  $\Delta T = 1.69\%$ . Много это или мало? Свидетельствует ли эта величина  $\Delta T$  о синхронности образования дивноморской пачки в разрезах Большого Кавказа или нет?

Рассмотрим таблицу 5.2 из работы (Большев, Смирнов, 1965). Ее можно использовать для расчета, допустимого на пятипроцентном уровне значимости среднеквадратичного отклонения (Q=5%, P=0.95)  $\Delta T$ . По этой таблице применительно к дивноморской пачке в Новороссийском прогибе  $\Delta T_{\rm HOB}=0.0027$ ,  $\Delta T_{\rm KOB}=0.0032$ ,  $\Delta T_{\rm ДА\Gamma}=0.0090$ . Все три величины  $\Delta T_i$  меньше  $\Delta T=1.69\%=0.0169$ , соответственно в шесть, пять и в два раза, что свидетельствует о их несовместимости, о наличии дополнительных причин несходимости  $\Delta T$ . Это прежде всего перерывы седиментации и внутриформационные размывы.

В одной из работ (Афанасьев, 1993) автором показаны 49489 размывов в основании всех цик-



#### Корреляция разрезов Большого Кавказа:

а — сеноманско-датского кавказского стратона, d/u — граница дания и уннамеда (Афанасьев, 1993, 1994), dv — дивноморская пачка с килами, al/s — граница альба и сеномана, Ц — циклиты, W — перерывы седиментации и внутриформационные размывы, НОВ — Новороссийский опорный разрез, ЧИА — Чиаурский опорный разрез (Грузия), КОБ — Кобыстанский опорный разрез (Азербайджан), ДАГ — Дагестанский опорный разрез;

- 6 сеноманско-верхнекампанского липкинско-дивноморского стратона, xn ксанская пачка с кремнями и килами;
- в нижнетуронско-верхнекампанского ксанско-дивноморского стратона, ти мугинский пакет с килами;
- I по количеству натуральных циклитов (Ц); 2 по относительному количеству натуральных циклитов (T%); 3 по относительному количеству натуральных циклитов с учетом перерывов седиментации (W).

литов кавказского стратона всех четырех прогибов Большого Кавказа: Новороссийского, Чиаурского, Кобыстанского и Дагестанского. Тридцать два из них, или 0.1% от общего их количества — явные, определены по выпадению из разрезов от 182 до 2224 циклитов и обычно приурочены к началу свит — четырехмиллионолетних циклитов седьмого класса и подсвит — миллионолетних циклитов восьмого класса. 697 размывов — 1.4% от общего их количества — в основном неявные, определены по резким отклонениям  $\Delta T$ , связанным с выпадением 12-180 циклитов.

Они обычно приурочены к началу пачек – двухсоттысячелетних циклитов девятого класса (Афанасьев, 1993), 5513 размывов – 11.1% от общего их количества – в основном предполагаемые, определены по существенным отклонениям  $\Delta T$ , связанным с выпадением 1–11 циклитов, они обычно приурочены к подошве подпачек – сорокатысячелетних циклитов одиннадцатого класса (циклов Миланковича). Основная часть размывов – 87.3% от общего их числа затрагивает лишь верхнюю часть циклитов, прежде всего биогенные образования. Они связаны с подошвой всех натуральных циклитов.

Вторая причина несовпадения  $\Delta T$  с  $\Delta^1 T$  связана с ограниченной длиною пластов и пластовых конкреций, которые рано или поздно выклиниваются. Третья причина — фациальное замещение одних пород другими и т.д.

Итак, с оговорками о вероятных перерывах седиментации и внутриформационных размывах можно принять синхронность образования дивноморской пачки во всех прогибах Большого Кавказа, а по своему рейтингу она соответствует большекавказскому маркеру.

По палеонтологическим данным во всех четырех прогибах Большого Кавказа дивноморская пачка относится к верхам верхнекампанского подъяруса (Афанасьев, 1993; Верхний мел..., 1986 и др.).

Кавказский супергоризонт разделен дивноморской пачкой на две толщи: додивноморскую, включающую в Новороссийском опорном разрезе 12889 циклитов, и последивноморскую, состояшую из 10199 циклитов в том же разрезе. "Нужный", или прагматичный маркер (Афанасьев, 1993), найден в большей по количеству циклитов додивноморской толще. Им оказался ксанский, или среднеананурский подгоризонт, хорошо известный из литературы (Ренгартен, 1924; Карстенс, 1932; Геология СССР, 1969; Стратиграфия СССР, 1986; Афанасьев, 1993). Ксанский подгоризонт в Новороссийском, Чиаурском и Кобыстанском разрезах представлен уникальной пачкой кремнистых пород с рейтингом 480, в Чиаурском и Дагестанском разрезах она содержит соответственно три и два крупных прослоя кила с рейтингом 240 + 160 + 48 и 240 + 69, а в Кобыстанском – пачку килов с рейтингом 48. При рейтинге І

$$I > 0.00326N + 0.0208n \tag{2}$$

маркер квалифицируется как нерутинный. Здесь N и n соответствуют количеству циклитов в изучаемом стратоне и маркере.

В рассмотренном примере  $I_{\rm HOB} = 480$ ,  $I_{\rm YUA} = 928$ ,  $I_{\rm KOB} = 528$ ,  $I_{\rm ДАГ} = 309$ . Исключаем  $I_{\rm YUA} = 928$ , которое, возможно, связано с локальными, небольшекавказскими причинами. Среднее значение по трем другим разрезам  $I_{\rm сред} = 428$ . С учетом (2) находим, что 428 > 45.7. Это свидетельствует о нерутинности ксанского маркера.

Основание ксанской пачки характеризуется параметрами:  $T_{\rm HOB}=17.3\%,\,T_{\rm HUA}=13.1\%,\,T_{\rm KOB}=19.1\%,\,T_{\rm ДА\Gamma}=11.9\%$  (рисунок). Два пониженные значения  $T_{\rm ЧИА}$  и  $T_{\rm ДА\Gamma}$ , вероятно, связаны с перерывами седиментации (W) в доксанской части изучаемого стратона:  $W_{\rm ЧИА}=(1-81.8/86.9)\times100\%=5.9\%,\,W_{\rm ДА\Gamma}=(1-81.2/88.1)\times100\%=7.8\%,\,$  а средний параметр  $T_{\rm HOB+KOB}=18.2\%$ . Среднеквад-

ратичное отклонение от среднего  $\sigma = 1.8 \times 0.8862 = 1.60\%$ , что меньше  $\sigma_0 = 3.1\%$  почти в два раза и свидетельствует о временной сходимости основания ксанского маркера в Новороссийском и Кобыстанском опорных разрезах, а по своему рейтингу он соответствует большекавказскому маркеру.

По палеонтологическим данным во всех четырех разрезах Большого Кавказа основание ксанской пачки относится к началу турона (Афанасьев, 1993; Верхний мел..., 1986).

Итак, кавказский супергоризонт двумя маркерами разбит над три толщи: доксанскую (2226 циклитов в Новороссийском опорном разрезе), ксанско-дивноморскую (10653 циклита в Новороссийском опорном разрезе) и последивноморскую (10199 циклитов в Новороссийском опорном разрезе). Третий прагматичный маркер найдем в ксанско-дивноморской толще с наибольшим количеством циклитов. Им оказался мугинский пакет с килами (рисунок). На Северо-Западном Кавказе в Новороссийском опорном разрезе — это пакет с килами (рейтинг 96), со слоем кила (рейтинг 50), суммарный рейтинг 156. В Чиаурском опорном разрезе – пакет с килами (480), слоем кила (160), суммарный рейтинг 640. В Дагестанском опорном разрезе – слои кила (240 +160) и кремня (160), суммарный рейтинг 560. Исключаем Чиаурский опорный разрез с наибольшим рейтингом, возможно, связанным с местными причинами. В среднем по остальным трем разрезам  $I_{coen} = (156 \times 132 \times 13$  $\times$  560)<sup>1/3</sup> = 226. С учетом (2) находим, что 226 > 6.88. Это свидетельствует о нерутинности мугинского пакета с килами.

В ксанско-дивноморском стратоне Новороссийского опорного разреза 10653 циклита, в ксанско-мугинском – 351, их отношение  $T_{HOB} = 3.3\%$ . В Чиаурском разрезе  $T_{\text{ЧИА}} = 203/4513 = 4.5\%$ , в Кобыстанском –  $T_{\text{KOB}}$  = 176/7744 = 2.3%, в Дагестанском –  $T_{\text{ПА}\Gamma}$  = 30/1079 = 2.8%. Среди них резко выделяется  $T_{\text{ЧИА}}$ , вероятно, за счет перерывов седиментации,  $W_{\text{ЧИА}} = (1 - 2.8/4.5) = 37.8\%$ . Здесь  $T_{\text{HOB + KOБ + ДАГ}} = 2.8\%$ ,  $\sigma = 0.59\%$ , что значительно меньше  $\sigma_0 = 3.13\%$  и свидетельствует о практической сходимости геологического возраста мугинского пакета в трех прогибах: Новороссийском, Кобыстанском и Дагестанском. Крупный размыв в Чиаурском прогибе связан с выпадением нижне- и среднеахеянского подгоризонтов (Афанасьев, 1993). Таким образом, и по своему рейтингу, и по сходимости геологического возраста мугинский пакет может быть отнесен к категории большекавказских маркеров.

По палеонтологическим данным во всех четырех прогибах мугинский пакет с килами относится к нижнетуронскому подъярусу.

Таким образом, технология корреляции сводится к следующему: 1) в изученном стратоне вы-

является маркер с максимальным рейтингом – индексом I; 2) во всех опорных разрезах вычисляются значения  $T_i$  %; 3) находится среднее значение  $T_{\rm сред}$  % и отклонения от него  $\Delta_i T$  %; 4) рассчитывается среднеквадратичное отклонение  $\sigma_x$  %; 5) при  $\sigma_x < 2\sigma_0$  устанавливается неслучайность (валидность, "истинность") проведенной корреляции. Другими словами, относительный возраст маркера принимается одинаковым на уровне значимости Q = 5%; 6) по (2) определяется нерутинность выявленного маркера и ему присваивается ранг большекавказского валидного маркера; 7) проводится биоконтроль относительного геологического возраста по остаткам фауны и флоры.

По этим правилам были найдены и проанализированы еще 193 прагматичных большекавказских маркера: нижнетуронский лысогорский кремень, верхнедатская лиманчикская пачка с песчаниками, нижнекампанская джанхотская пачка с килами, верхнемаастрихтский палагинский мергель, верхнетуронская тханская пачка с олистостромами, верхнетуронская баканская пачка с песчаниками, нижнемаастрихтский рыбацкий известняк и др.

Биоконтроль подтвердил геологический возраст всех маркеров с точностью до подъяруса. По мере увеличения номера большекавказского маркера и уменьшения количества циклитов в интервале поиска все чаще и чаще наблюдалась сходимость первичных оценок по (2) с данными из табл. 5.2 из работы (Большев, Смирнов, 1965), что свидетельствует об отсутствии крупных внутриформационных размывов. Наряду с этим подтверждались ранее установленные перерывы седиментации по выпадению тех или иных маркеров. Другими словами, предполагавшиеся по (2) перерывы седиментации переводились в ранг явных (по выпадению маркеров).

Количество большекавказских маркеров не ограничивается выделенными 195-ю и теоретически может быть доведено по крайней мере до 2347 — числа натуральных циклитов в Дагестанском опорном разрезе (Афанасьев, 1993). Принципиально к такому же выводу пришел Котиллон (Cotillon, 1989), установивший, что слоистая ритмичность пелагических толщ мелового возраста является результатом единого мирового процесса.

Уравнение (1) можно использовать для прогнозирования количество глобальных ( $L=20000\,\mathrm{km}$ ) стратонов. В работе (Афанасьев, 1993) рассмотрены флишевые отложения свит снегуревскойцице, включающие в Новороссийском опорном разрезе 4300 циклитов, или 11395 слоев. Продолжительность образования этих отложений составляет  $T=(67441\pm26t)-(62225\pm24t)=5215\pm35t\,\mathrm{тыс.}$  лет, длительность формирования одного циклита 12312.8  $\pm$  8.1t неолет, а одного слоя  $-457.7\pm3.1t\,\mathrm{неолет.}$  В соответствии с (1) на 20000 км

ожидается лишь один глобальный стратон из  $47.4 \pm 20.6t$  слоев верхнемеловых-датских флишевых отложений Новороссийского опорного разреза. Таким образом, длительность образования одного глобального стратона составляет  $(47.4 \pm 20.6t) \times (457.7 \pm 3.1t)$  неолет =  $21693 \pm 9428t$  неолет, что соответствует времени формирования одного гилберта (Gilbert, 1895), или одного (минимального из четырех) цикла Миланковича (Milankovich, 1941; Berger et al., 1989).

Итак, глобальная шкала может включать 569700/21.693 = 26262 фанерозойских стратона, что в 108 раз больше максимального их количества, опубликованного в работе (Афанасьев, 1994).

Количество глобальных стратонов фанерозоя растет с каждым годом: например, Ардуино (Агdunio, 1759) выделил четыре (первичные, вторичные, третичные и дилювиальные образования), к 1841 г. были установлены все геологические системы, часть отделов и ярусов. В 1987 г. в работе (Афанасьев, 1987а) отмечалось, что к 1990 г. ожидается публикация геохронологической шкалы фанерозоя, включавшей 146 изотопных датировок, а к 2000 г. – 264-х. В работе (Harland et al., 1990) опубликовано 124 датировки начала фанерозойских стратонов, а в работе (Афанасьев, 1994) – 244, что свидетельствует о практической реализации опубликованного в 1967 году прогноза. По уравнению

$$\lg n = 0.3058(T - 1970) + 1.5541\tag{3}$$

в 2059-2072 гг. ( $T=2059\div2072$ ) ожидается опубликование  $n=26262\pm14072t$  датировок рубежей фанерозоя и, следовательно, завершение построения глобальной геохронологической шкалы фанерозоя.

#### выводы

Из анализа приведенных и ранее опубликованных работ автора (Афанасьев и др., 1961, 1967, 1987б) следует, что применение предложенного выше метода позволяет осуществить послойную корреляцию верхнемеловых-датских флишевых отложений Южного склона Большого Кавказа на расстоянии до 1035 км. Установлено, что на 1035 км прослеживается каждый десятый слой флишевых отложений. Это позволило выделить среди верхнемеловых-датских отложений Большого Кавказа 196 синхронных большекавказских маркеров. Их синхронность определена по относительному количеству циклитов и подтверждена по палеонтологическим данным. Другими словами, составлена литостратиграфическая шкала верхнего мела - дания, включающая почти 400 стратонов. Непротиворечивость ее с биостратиграфической шкалой подтверждена по палеонтологическим данным. Длительность образования одного глобального стратона ожидается равной 22 ± 9 тыс. лет, что соответствует формированию одного гилберта, или минимального (из четырех) цикла Миланковича. К 2059–2072 году предполагается завершение построения глобальной геохронологической шкалы фанерозоя, включающей 18–46 тысяч стратонов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев С.Л. К вопросу об изменчивости мощности слоев во флишевых отложениях // Вестник МГУ. Сер. IV. Геология. № 2. 1961а. С. 42–51.

Афанасьев С.Л., Андреева М.В., Швембергер Ю.Н. Флишевые отложения датского яруса и нижнего палеоцена южного склона Большого Кавказа // Геологическое строение и нефтегазоносность районов Волго-Уральской области, Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. XXXIV. С. 193–213.

Афанасьев С.Л. Выдержанность слоев во флише // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1967. Т. 42. Вып. 3. С. 55–69.

Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени М.: Недра, 1987а. 144 с.

Афанасьев С.Л. Унифицированная стратиграфическая схема верхнего мела Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 19876. С. 140–146.

Афанасьев С.Л. Флишевая формация: закономерности строения и условия образования. М.: Росвузнаука, 1993. 359 с.

Афанасьев С.Л. Геохронологические шкалы фанерозоя: изотопная, наноциклитная и макроциклитная // Математические методы анализа цикличности в геологии. Вып. 6. М.: Росвузнаука, 1994. С. 6–20.

Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.

Верхний мел Юга СССР / Алиев М.М., Миркамалов Х.Х. (ред.) М.: Наука, 1986. 228 с.

Гамбашидзе Р.А. К стратиграфии верхнемеловых отложений междуречья Лиахви-Арагви // Сообщ. АН ГрузССР, 1973. Т. 70. № 2. С. 369–372.

Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Наука, 1968. 759 с.

Ивановская А.В., Афанасьев С.Л. Строение разреза и выдержанность слоев отложений рифея стрельногорской свиты р. Нижняя Тунгуска // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 4–20.

*Картенс И.Э.* Анаурский горизонт // Тр. Нефт. геолого-разв. ин-та. Сер. Б. 1932. Вып. 35. 1932. С. 1–7.

Ренгартен В.П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. // Изв. Геол. Ком-та. 1924. Т. 43. № 7. С. 871–890.

Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Недра, 1986. 340 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2. М.: Мир, 1978. 590 с.

*Халилов А.Г., Али-Заде А.А.* Стратиграфическое расчленение верхнего мела Кобыстана в свете новых данных // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1968. № 1. С. 68–71.

Arduino G. Observazione sella fisica constituzione della Alpi Veneti. Venice, 1759.

Berger A., Loutre M.F., Dehant V. Pre-Quaternary Milankovich frequencies // Nature, 1989. V 342. № 6246. P. 133.

Cotillon P. Eustacy record of Tethyan margina: a new approach through the study of carbonate flux variation in the Tithonian-Aptian section at DSDP Site 534 (Central Atlantic) // Meet. Mesozoic Eustacy Rec. West. Tethyan Margina. Paris, 1989. P. 17–19.

De Geer G. A geochronology of the last 12000 years // Congr. Intrn. Geol., Compt. Rend. 11. Stockholm, 1910. P. 241–253. Gilbert G.K. Sedimentary measurement of geologic time // J. Geol. 1895. V 3. № 2. P. 7–19.

Harland W.B., Armstrong K.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale. Cambridge: Univ. Press, 1990. 262 p.

Milankovich M. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem // R. Serb. Acad. Srec. Publ., 1941. P. 17–29.

Holmes A. The age of the Earth. London; New York: Harper, 1913. 56 p.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, В.А. Красилов

УДК 551.793:563.6:551.733.1

### ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОНДВАНЫ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОРАЛЛОВ В ОРДОВИКЕ

© 1997 г. В. Л. Лелешус

Институт геологии АН Республики Таджикистан, 734063 Душанбе, ул. Айни, 267; Таджикистан Поступила в редакцию 28.10.95 г., получена после доработки 20.06.96 г.

Показано влияние оледенения Гондваны на распространение позднеордовикских кораллов. В позднем ордовике материк Гондвана подвергся крупному оледенению. Ледниковые отложения известны в Саудовской Аравии, Африке, Южной Америке и др. На обширных территориях, прилегающих к этой части Гондваны, в морских позднеордовикских отложениях остатки кораллов не найдены. Далее с юга на север находились супердистальная (краевая), дистальная и проксимальная зоны ареала кораллов. В пределах ареала позднеордовикских кораллов четко выделяются Канадско-Сибирская, Европейская и Центральноазиатская палеобиогеографические области и менее четко Австралийская область. В начале силурийского периода позднеордовикские географические зоны и биогеографические области исчезли; ареал распространения кораллов расширился.

#### Ключевые слова. Ордовик, оледенение Гондваны, географическое распространение кораллов.

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В двадцатом веке изучение палеозойских кораллов проводилось во всех регионах, где только они встречаются. В результате выяснилось, что ареал ордовикских кораллов значительно меньше, чем силурийских, девонских и позднепалеозойских. Большинство местонахождений позднеордовикских кораллов сосредоточено в северных территориях современного Северного полушария. Другая их часть находится в США, Средней Азии, Казахстане, Китае, Восточной Австралии, Тасмании. В морских позднеордовикских отложениях Южной Америки, Мексики, Южной Европы, Северной и Южной Африки, Саудовской Аравии, Турции, Ирана, Афганистана и других регионов, прилегающих к западной части бывшего Гондванского материка, остатки кораллов не найдены.

Параллельно с изучением ордовикских кораллов, было установлено крупное оледенение западной части Гондванского материка в позднем ордовике.

# ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ КОРАЛЛОВ

В позднем ордовике кораллы достигли большой численности и таксономического разнообразия. Установлено 15 отрядов и подотрядов, 40 семейств и подсемейств и 160 родов. В слоистых органогенно-детритовх известняках ашгилльского яруса их остатки местами составляют до 10% и более объема вмещающих пород и доминируют над другими окаменелостями. Однако ареал распространения ордовикских кораллов был намно-

го меньщим, чем силурийских, девонских и позднепалеозойских.

В современном Северном полушарии позднеордовикские кораллы часто встречаются в Прибалтике (43 рода), Скандинавии (41 род), Британских островах (30 родов), США (кроме Аляски) (42 рода), Канаде (55 родов), Гренландии (15 родов), Аляске (20 родов), Арктической части Азии с прилегающими островами (65 родов), на Урале (30 родов), Сибирской платформе (40 родов), Монголии и Туве (43 рода), Алтае (52 рода), Северо-Восточной Казахстане (48 родов), Юго-Восточном Казахстане (44 рода), Южном Тянь-Шане (45 родов), Северном Китае (60 родов), Южном Китае (40 родов). Представители многих родов собраны тысячами экземпляров из большого числа местонахождений. Кораллы всех вышеперечисленных регионов обитали далеко (более 2000 км) от покрытой ледниками западной части Гондванского материка. Редкие находки позднеордовикских кораллов известны в Бельгии (8 родов), Подолии (9 родов), на Памире (6 родов), в Гималаях (6 родов). Южнее вышеперечисленных местонахождений в Америке, Африке, Европе и почти во всей Азии ордовикские кораллы неизвестны. Только из полуострова Малакка Г.Д. Томасом и K.T. Скраттоном (Thomas and Scrutton, 1969) описаны два очень мелких и сильно перекристаллизованных обломка табулят, отнесенные ими к роду Quepora sp. Возраст вмещающих отложений по граптолитам определен как ордовик, вероятно, средний карадок – нижний ашгилл. Сама же форма табулят настолько фрагментарна, что по ней можно определить возраст не точнее как средний ордовик-лудлов. В южном полущарии позднеордо-

таблица 1. Палеоклиматическая зональность в позднем ордовике

Палеоклима- тические зоны	Характеристика	Регионы
Проксимальная зона ареала кораллов	Кораллы многочислены и наиболее разнообразны. Много колониальных ругоз	Северная часть Северной Америки, Арктика, Урал, Северная Азия, Северный Китай
Дистальная зона ареала кораллов	Кораллы многочислены. Разнообразие умеренное. Ругозы в основном одиночные	США, Британские острова, Скандинавия, Прибалтика, Средняя Азия, Южный Китай, Австралия
. Супердистальная зона ареала кораллов	Кораллы редки и однообразны. Ругозы только одиночные	Бельгия, Подолия, Памир, Гималаи
Пригондванская зо- на Мирового океана	Брахиоподы, трилобиты, граптолиты, конодонты. Кораллы не известны	Мексика, Южная Европа, Ближний и Средний Восток и др.
Западная Гондвана	Ледниковые отложения	Восточная часть Южной Америки, Африка, Саудовская Аравия и др.

викские кораллы встречаются в Восточной Австралии (36 родов) и на острове Тасмания (23 рода).

Это практически все регионы, в которых распространены позднеордовикские кораллы. Во всех вышеперечисленных регионах встречаются и силурийские кораллы. Кроме того, раннесилурийские кораллы распространены (а ордовикские не обнаружены) в Антарктиде, Южной Америке, Мексике, Южной Европе, Турции, Иране, Афганистане и в других местах, а девонские даже в Африке. Причиной такого ограниченного распространения ордовикских кораллов было гигантское оледенение западной части Гондванского материка в позднем ордовике. На территории Гондваны (приблизительно в центре Сахары) в позднем ордовике находился Южный полюс (Havliček, 1974).

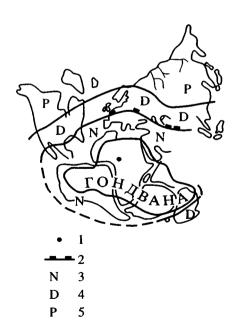
#### ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ

В позднем ордовике оледенением Гондваны была обусловлена следующая палеоклиматическая зональность с юга на север (табл. 1; рисунок):

- 1. Западная Гондвана находилась под гигантским ледниковым покровом. Позднеордовикские ледниковые отложения распространены в Саудовской Аравии (McClure, 1988), Сахаре (Legrand, 1988), Южной Африке (Brenchley, 1988), Аргентине, Боливии, Бразилии, Перу (Beucet, 1988) и в других местах. Позднеордовикское оледенение Гондваны имело континентальный характер и было распространено от Южного полюса и, по меньшей мере, до 40 параллели южной широты (Brenchley, 1988).
- 2. Пригондванская (безкоралловая) зона Мирового океана. Верхнеордовикские отложения этой зоны распространены в Южной Америке (Аргентина, Боливия, Венесуэла и др.), Мексике, Южной Европе (Чехия, Австрия, Италия, Франция, Испания, Португалия), Северной и Южной Африке, Саудовской Аравии, Турции, Иране,

Афганистане и др. В морских верхнеордовикских отложениях этой зоны много брахиопод, моллюсков, трилобитов, граптолитов, конодонтов, а кораллы нигде не обнаружены. Гляциоморские позднеордовикские отложения этой зоны установлены в Нормандии, Тюрингии, Испании. Португалии и в других местах (Brenchley, 1988). Эта безкоралловая зона широкой подковообразной полосой окаймляла западную часть Гондванского материка. Следуя к востоку она сужается, становится менее отчетливой, а в Австралии и Тасмании уже не выделяется.

3. Супердистальная (краевая) зона ареала позднеордовикских кораллов находилась в южной окраине их ареала. Она самая узкая и очень бедна



Палеоклиматическая зональность в позднем ордовике. 1 — Южный полюс; 2 — фрагменты супердистальной (краевой) зоны ареала кораллов; 3 — безкоралловая зона Мирового океана; 4 — дистальная зона ареала кораллов; 5 — проксимальная зона ареала кораллов.

кораллами. Установлена в Европе и в западной части Азии. Табуляты и ругозы этой зоны найдены в Бельгии (8 родов), Подолии (9 родов), на Памире (6 родов), в Гималаях (6 родов). Они редки и однообразны. Табуляты представлены мелкими полипняками, ругозы - только мелкими и одиночными формами. Колониальные ругозы неизвестны. Например, по данным В.А. Сытовой (1975), в позднем ордовике Подолии собрано более 50 экземпляров ругоз. Все они представлены одиночными карликовыми формами (высотой от 10 до 30 мм), относящимися к родам Kenophyllum, Leolasma, Neotryplasma, Rectigrawingkia. Ордовикские отложения Памира охарактеризованы брахиоподами, трилобитами, остракодами, иглокожими и др. Кораллы встречаются очень редко. В верхнем ордовике Северного Памира найдены табуляты Catenipora, Hemiagetolites, Palaeofavosites и мелкие одиночные ругозы Grewingkia, Streptelasma. Все они происходят из одного местонахождения, находящегося в хребте Петра Первого. В верхнем ордовике Центрального Памира В.И. Дронов нашел одну мелкую одиночную ругозу Calostylis (?) sp.

Кораллы каждого региона супердистальной зоны были наиболее тесно связаны с кораллами смежных регионов дистальной зоны. Так, все позднеордовикские роды кораллов Бельгии известны в Британских островах и Скандинавии, все роды Подолии – в Прибалтике, все роды Памира – в Южном Тянь-Шане, все роды Гималаев – в Китае.

4. Дистальная зона ареала кораллов. Наиболее четко выражена в Южной Тянь-Шане (Зеравшано-Гиссарская горная область), юго-восточной части Казахстана, Прибалтике, Скандинавии, Британских островах, США (рисунок). С некоторой условностью к этой зоне отнесены кораллы Южного Китая, Австралии, Тасмании.

Кораллы во много раз более разнообразны и в тысячи раз более многочислены, чем в супердистальной зоне, но менее разнообразны, чем в проксимальной зоне. Среди табулят доминируют представители отрядов Favositida, Halysitida, Proporida. Наиболее часто всречаются космополиты Catenipora, Eofletcheria, Lyopora, Mesofavosites, Palaeofavosites, Propora и др. Есть эндемики, характерные для Европейской и Центральноазиатской областей (см. ниже). Среди ругоз доминируют одиночные формы Bodophyllum, Brachyelasma, Calostylis, Dalmanophyllum, Grewingkia, Streptelasma, Tryplasma и др. Колониальных ругоз во много раз меньше, чем одиночных. Как правило, не встречаются массивные (цериоидные) колонии. Например, из верхнего ордовика Зеравшано-Гиссарской горной области за 30 лет собрано около 3000 экземпляров одиночных ругоз, около 2000 полипняков табулят и только 15 экземпляров мелких кустистых (фацелоидных) колоний ругоз, а массивные (цероидные) ругозы (семейство Favistelidae и др.) в ордовике Средней Азии не найдены. Не обнаружены фавистеллиды и в ордовике Прибалтики (Кальо и др. 1970), котя других кораллов там очень много. Среди позднеордовикских кораллов США доминируют одиночные ругозы. Наиболее многочислены представители рода Streptelasma. Второе место по численности занимают табуляты (вместе с геолиолитоидеями). Колониальные ругозы встречаются редко и представлены фацелоидными полипняками (Elias, 1991, 1992; Elias, Yaung, 1992 и др.).

5. Проксимальная (внутренняя) зона ареала позднеордовикских кораллов находилась наиболее далеко от Гондваны и наиболее богата кораллами. Представлены они здесь всеми отрядами и подорядами, процветавшими в позднем ордовике. Табуляты и ругозы этой зоны распространены в северной части Северной Америки с прилегающими островами, в Гренландии, северной части Азии с прилегающими островами, на Урале, Монголии, Алтае, Северном Китае, северо-восточной части Казахстана. К проксимальной зоне относятся все регионы Арктической палеозоогеографической области и часть регионов (Северный Китай и Северо-Восточный Казахстан) Центрально-азиатской области.

В проксимальной зоне, наряду с многочисленными космополитными родами Calapoecia, Catenipora, Eofletcheria, Lyopora, Mesofavosites, Palaeofavosites, Plasmoporella, Brachyelasma, Grewingkia, Palaeophyllum, Streptelasma, Tryplasma и др. Очень много циртофиллид, толлинид, тетрадиид, сибириолитид, фавистеллид, которые в дистальной зоне встречаются редко, или отсутствуют, а в супердистальной неизвестны совершенно.

Описанные выше зоны в ордовике находились в Южном полушарии и в экваториальной части Северного полушария. В ордовике Северный полюс находился в центральной области Тихоого океана. В этой области и в прилегающих к ней территориях ордовикские отложения неизвестны.

# ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АРЕАЛА ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ КОРАЛЛОВ

Описанные выше зоны полностью не являются палеогеогеографическими областями или провинциями, а соответствуют лишь климатическим поясам, существовавшим в позднем ордовике. К одной палеогеографической области или провинции обычно относятся такие регионы, между фаунами которых была широкая прямая связь и условия обитания в которых существенно не отличались. Один и тот же широко открытый морской бассейн мог находиться в пределах двух, трех и даже четырех зон и одна и та же зона могла проходить через разные, более или менее обособленные

Таблица 2. Таксономическое сходство между позднеордовикскими кораллами разных регионов

Регионы	1	2	3	4	. 5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1. Прибалтика	100	75	67	45	26	21	25	18	21	26	33	36	38	36	38
2. Скандинавия	75	100	80	48	30	23	24	17	20	27	33	33	40	35	46
3. Британские острова	67	80	100	50	28	27	24	15	25	25	29	30	36	32	43
4. CIIIA	45	48	50	100	62	40	35	30	31	31	34	33	28	30	50
5. Канада	26	30	28	62	100	76	51	68	54	50	38	20	15	20	41
6. Арктика	21	23	27	40	76	100	60	70	58	54	46	22	20	25	34
7. Урал	25	24	24	35	51	60	100	57	63	56	47	18	18	22	35
8. Сибирская платформа	18	17	15	30	68	70	57	100	70	50	30	14	13	15	26
9. Монголия и Алтай	21	20	25	31 -	54	58	63	70	100	67	60	34	20	23	47
10. Северный Китай	26	27	25	31	50	54	56	50	67	100	80	63	50	64	52
11. Северо-Восточный Казахстан	33	33	29	34	38	46	47	30	60	80.	100	77	53	53	50
12. Юго-Восточный Казахстан	36	33	30	33	20	22	18	14	34	63	77	100	81	70	42
13. Южный Тянь-Шань	38	40	36	28	15	20	18	13	20	50	53	81	100	50	43
14. Южный Китай	36	35	32	30	20	25	22	15	23	64	53	70	50	100	56
15. Австралия	38	46	43	50	41	34	35	26	47	52	50	42	43	56	100

друг от друга, морские водоемы. В первом случае одна и та же палеобиогеографическая область могла находиться в пределах двух или трех зон, а во втором случае в пределах одной зоны могло находиться несколько палеобиогеографических областей.

Перейдем к палеобиогеографическому районированию ареала позднеордовикских кораллов. Палеобиогеографические исследования ордовикских кораллов проводили Б.С. Соколов (1951, 1962), А.Б. Ивановский (1965), Д.Л. Кальо, Э.Р. Клааманн и Х.Э. Нестор (1970), В.Л. Лелешус (1970), Лин Бао-юй и Б.Д. Вебби (Lin Bao-yu, Webby, 1989), Х. Венг и Д. Чен (Wang, Chen, 1991) и др. Во всех палеогеографических схемах позднего ордовика, наряду с хорошо обоснованными выводами, имеются дискуссионные решения, которые могут меняться с появлением новых материалов или с переоценкой уже имеющихся данных.

В настоящей статье использован статистический метод для палеобиогеографического районирования. Таксономическое сходство между кораллами разных регионов вычислено по формуле:

$$R = \frac{C}{N_1 + 5F} \times 100, \tag{1}$$

где R — степень сходства, C — количество общих родов,  $N_1$  — количество родов меньшей фауны, F — количество таких семейств, которые в одно из регионов широко распространены, а в другом не известны. Число 5 получено эмпирически. Вычислим по формуле (1) степень сходства между кораллами Прибалтики и Сибирской платформы. В Прибалтике число родов 43, а в Сибирской платформе 40 ( $N_1$  = 40). Из них 12 родов общие (C = 12). Кроме

того, среди кораллов Прибалтики и Сибирской платформы есть пять таких семейств, представители которых в одном из регионов широко распространены, а в другом неизвестны (F=5). Из них семейства Cyrtophyllidae, Tollinidae, Sibiriolitidae, Favistellidae широко распространены в ордовике Сибирской платформы и неизвестны в ордовике Прибалтики, а семейство Coccoserididae распространено в Прибалтике и неизвестно в Сибирской платформе. Подставляя эти значения в формулу (1), вычислим степень таксономического сходства между кораллами Прибалтики и Сибирской платформы

$$R = \frac{12 \times 100}{40 + 25} = 18. \tag{2}$$

Если представители какого-либо семейства или отряда в одной из областей неизвестны, а в другой очень редки, тогда такие семейства в формуле не учитываются. Также не учитываются крайне редкие и малоизученные роды, представители которых известны только в одном регионе из одного местонахождения.

По формуле (1) вычислена степень сходства между позднеордовикскими кораллами разных регионов. Результаты вычисления приведены в табл. 2. В ней очень много информации. Например, из табл. 2 видно, что связь между кораллами Прибалтики и Урала осуществлялась через фауны Скандинавии, Британских островов, США, Канады и Арктических областей. По степени сходства очень четко выделяются Европейская, Канадско-Сибирская и Центрально-азиатская палеозоогеографические области и менее четко Австралийская область.

Европейская область (Западная Европа и условно США, кроме Аляски). Позпнеордовикские кораллы Прибалтики, Скандинавии, Британских островов и других регионов Западной Европы таксономически очень близки между собой и, по мнению большинства исследователей, обитали в одной палеобиогеографической области. В Западной Европе установлено 70 родов позднеордовикских кораллов. Наиболее характерными являются табуляты Acidelites, Catenipora, Coccoseris, Esthonia, Kierolites, Mesofavesites, Palaeofavosites, Palaeoporites, Protoheliolites, Sarcinula. Trochiscolithus, Worsipora; ругозы Braehyelasma, Calostylis, Grewingkia, Palaeophyllum, Paliphyllum, Streptelasma, Tryplasma и др. Почти все эти роды встречаются и в США. В позднем ордовике Западной Европы и США известно много общих видов табулят, ругоз, брахиопод и других беспозвоночных. Наряду с ними, есть много общих родов и видов между ордовикскими кораллами США и Канады, а ордовикские кораллы Канады имеют наибольшее сходство с кораллами Арктики и обитали в Арктической области. Таким образом, позднеордовикские кораллы США занимают переходное положение между кораллами Западной Европы и Канады. Позднеордовикские кораллы Западной Европы имеют наибольшее таксономическое сходство с кораллами США и в меньшей степени с кораллами Центральноазиатской и Австралийской областей и наиболее сильно отличаются от кораллов Арктической области. Большое таксономическое различие между позднеордовикскими кораллами Западной Европы и Арктических областей впервые была отмечено Б.С. Соколовым (1951).

Наши выводы отличаются от выводов X. Ванга и Д. Чена (Wang, Chen, 1991), согласно которым фауны Северной Европы, Юго-Восточной Азии и Австралии отнесены к области Восточный Прототетис, а фауны Северной Америки, Сибири, Казахстана и Северного Китая – к области Западный Прототетис.

Канадско-Сибирская область (Северная часть Северной Америки, Гренландия, Арктика, Урал, Северная Азия, Алтай, Монголия). В Арктической области установлено 120 родов позднеордовикских кораллов. Наиболее характерными являются табуляты Calapoecia, Catenipora, Cyrtophyllum, Eofletcheria, Foerstephyllum, Karagemia, Nyctopora, Palaeofavosites, Paratetradium, Phytopsis, Rhabdotetradium, Rhaphidophyllum, Saffordophyllum, Sibiriolites, Tetradium, Tollina, Vacuopora, ругозы Bighomia, Deiracorallum, Favistella, Grewingkia, Kenophyllum, Lobocorallum, Palaeophyllum и др.

Рассматриваемая здесь Арктическая область приблизительно соответствует Канадско-Арктической и Сибирской областям Б.С. Соколова (1962). После работ Б.С. Соколова (1962 и др.)

было получено много новых данных по географическому распространению позднеордовикских кораллов. Эти данные показали большое таксономическое сходство между позднеордовикскими кораллами Канады, Арктики, Сибири и Северо-Востока России. Х. Венг и Д. Чен (Wang, Chean, 1991) Арктическую область назвали Западный Прототетис и отнесли к ней также позднеордовикские фауны США, Казахстана и Северного Китая. По нашим данным, позднеордовикские фауны Казахстана и Северного Китая более близки к фаунам Средней Азии, чем Арктики, а позднеордовикская фауна Средней Азии отличается от арктической очень сильно.

Центральноазиатская область (Средняя Азия, Казахстан, Китай). Установлено около 100 родов поздеордовикских кораллов. Наиболее характерны табуляты Acdalopora, Agetolitella, Agetolites, Catenipora, Granulina, Halysites, Hemiagetolites, Lyopora, Mesofavosites, Palaeofavosites, Plasmoporolla, Propora, Reuschia, Brachyelasma, Calosty-Grewingkia, Helicelasma, Palaeophyllum, Pseudophaulactis, Streptelasma, Tryplasma. Кораллы Северного Китая и Северо-Восточного Казахстана имеют переходный облик между кораллами Арктической и Центральноазиатской областями. Хотя через Северный Китай, Алтай и др. была широкая прямая связь между фаунами Арктической и Центральноазиатской областей, тем не менее кораллы Центральноазаиатской области имеют большее таксономическое и морфологическое сходство с кораллами более отдаленной Западной Европы, чем с кораллами соседней Арктической области. Это объясняется вышеописанной зональностью. Кораллы Западной Европы, Южного Казахстана, Средней Азии и Южного Китая обитали в дистальной зоне ареала кораллов, а кораллы Арктической области - в проксимальной зоне. Центральноазиатская палеозоогеографическая область Х. Венгом и Д. Ченом (Wang, Chen, 1991) как таковая не выделяется. Северную часть этой области, вместе с кораллами Сибири, Арктики, Северной Америки, они относят к области Западный Прототетис, а южную, вместе с кораллами Западной Европы и Австралии – к области Восточный Прототетис.

Австралийская область (Австралия, о. Тасмания). Установлено 42 рода позднеордовикских кораллов. Их эндемизм выражен очень слабо. Все семейства и почти все роды (кроме Bowanophyllum и Hillophyllum) встречаются и в других палеозоогеографических областях. Есть роды, характерные для Европейской (Acidolites, Coccoseris, Reuschia, Grewingkia, Streptelasma, Tryplasma и др.), Арктической (Bajgolia, Calapoecia, Cyrtophyllum, Cyathophylloides, Foerstephyllum и др.) и Центральноазиатской (Agetolites, Granulina, Lyopora, Plasmoporella, Grewingkia, Streptelasma и др.) палеогеографических областей. Из табл. 2 видно, что позд-

неордовикские кораллы Австралии имеют наиболее таксономическое сходство с кораллами Южного Китая и наиболее сильно отличаются от кораллов Арктических регионов. Большое таксономическое сходство между ордовикскими фаунами Австралии и Юго-Востока Азии отмечено многими исследователями (Витеt, Stait, 1985; Lin Baoyu, Webby, 1989 и др.).

В начале силурийского периода гигантский ледниковый покров Гондваны перестал существовать. Произошла глобальная трансгрессия. Позднеордовикские палеогеографические зоны и области исчезли. Ареал кораллов расширился. Лландоверийские ругозы и табуляты распространены значительно шире, чем ордовикские и представлены в основном космополитными родами и видами. Среди раннесилурийских кораллов Афганистана, Ирана, Средней Азии, Казахстана, Китая, Сибири, Арктики, Западной Европы, Гренландии и Северной Америки доминируют общие роды и много общих видов.

Только послеордовикское оледенение Гондваны великолепно подтверждается полным отсутствием кораллов в обширной экваториальной полосе (шириной от 1000 до 2000 км), прилегающей к ее западной части. Силурийские, девонские, каменноугольные и пермские кораллы обитали в непосредственной близости от Западной и Восточной Гондваны. В Южной Америке, Южной Европе, Ближнем и Среднем Востоке (Турция, Иран, Афганистан и др.), Индокитае, Австралии распространены силурийские, девонские, каменноугольные и пермские кораллы; в Африке – девонские, каменноугольные и пермские.

Палеогеографические изменения, происходившие в конце ордовика — начале силура, повлияли и на эволюцию кораллов. Около 70% родов ашгилльских кораллов в конце ордовика исчезло. Исчезли почти все редкие и эндемичные роды, а также часть родов, занимающих переходное положение между эндемиками и космополитами. Например, Agetolites, Agetolitella, Granulina, Hemiagetolites, Plasmoporella, Favistella и др. Большинство космополитных родов позднеордовикских кораллов продолжало существовать в силуре. В лландоверийском веке началось новое интенсивное таксонообразование. Возникло около 100 родов кораллов, в том числе Favosites, Entelophyllum и др.

#### выводы

1. В ордовике ареал кораллов был меньшим, чем в более поздних периодах палеозоя. Большинство местонахождений поздеордовикских кораллов сосредоточено в северных территориях современного Северного полушария. В морских позднеордовикских отложениях Южной Амери-

- ки, Мексики, Южной Европы, Африки, Саудовской Аравии, Ближнего и Среднего Востока и в других регионах, прилегающих к западной части бывшего Гондванского материка, остатки кораллов не найдены.
- 2. В позднем ордовике оледенением Гондваны была обусловлена следующая палеоклиматическая зональность с юга на север (рисунок):
- а) Покрытая ледниками западная часть Гондванского материка.
- б) Пригондванская (безкоралловая) зона Мирового океана.
- в) Супердистальная (краевая) зона ареала кораллов. Кораллы редки и однообразны.
- г) Дистальная зона ареала кораллов. Много табулят и единочных ругоз.
- д) Проксимальная зона ареала кораллов. Кораллы многочислены и наиболее разнообразны.
- 3. В позднем ордовике по кораллам четко выделяются Канадско-Сибирская, Европейская и Центральноазиатская палеобиогеографические области и менее четко Австралийская область.
- 4. В начале силурийского периода гигантский ледниковый покров Гондваны перестал существовать и ареал распространения кораллов расширился. Вышеописанные палеоклиматические зоны и палеобиогеографические области исчезли.

При подготовке статьи учтены критические замечания Н.М. Чумакова. Несколько поправок внесли Э.В. Бойко и В.И. Дронов.

Исследования поддержаны стипендией Джорджа Сороса по биоразнообразию и Академией естественных наук.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ивановский А.Б. Стратиграфический и палеобиогеографический обзор ругоз ордовика и силура. М.: Наука, 1965. 119 с.

Кальо Д.Л., Клааманн Э.Р., Нестор Х.Э. Палеобиогеографический обзор ордовикских и силурийских кораллов и строматопороидей. // Закономерности распространения палеозойских кораллов СССР. Тр. 2-го Всес. симпозиума по изучению ископаемых кораллов СССР. Вып. 3. М.: Наука, 1970. С. 6–15.

Лелешус В.Л. Палеозоогеография ордовика, силура и раннего девона по табулятоморфным кораллам и границы силурийской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 9. 1970. С. 84–92.

Соколов Б.С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Том. 1. Ордовик Западного Урала и Прибалтики // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1951. Вып. 48. 132 с.

Соколов Б.С. Биостратиграфический и биогеографический обзор табулятоморфных кораллов палеозоя СССР // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 53–67.

Сытова В.А. Ругозы пограничных ордовикско-силурийских отложений Подолии // Вопросы палеонтологии. Л.: ЛГУ, 1975. Т. 7. С. 11–24.

Boucot A.J. The Ordovician-Silurian Boundary in South America // Bull. British Museum (Nat. History.) Geol. 1988. V. 43. P. 285-290.

Brenchley P.J. Environmental changes close to the Ordovician-Silurian boundary // Bull. British Museum Nat. Hist. Geology. 1988. V. 43. P. 377-385.

Burrett C. and Stait B. Sounth East Asia as a part of an Ordovician Gondwanaland – a palaeobiogeographic test of a tectonic hypothesis // Earth and Planet. Sci Lett. 1985. V. 75. № 2–3. P. 184–190.

Elias R.J. Environmental cycles and bioevents in the Upper Ordovician Red River-Stony Mountain solitary rugose coral province of North America //Advances in Ordovician Geology. Barnes C.R., Williams S.H. (eds). Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 90-9. P. 205-211.

Elias R.J. New Information of latest Ordovician to earlist Silurian solitary Rugose Corals of the east-central United States // Oklahoma Geol. Surv. 1992. Bull. 145. P. 113–125. Elias R.J., Young G.A. Biostratigraphy and biogeographic affinities of latest Ordovician to earlist Silurian corals in the east-central United States // Global Perspectives on Ordovician Geology. Webby B.D. and Laurie I.R. (eds). Balkema. Rotterdam. 1992. P. 205–214.

Havliček V. Some problems of the Ordovician in the Medeteranian region // Vestn. Ustred. ustavu geol. 1974. V. 49. № 6. P. 343–348.

Legrand P. The Ordovician – Silurian boundary in the Algerian Sahara // Bull. British Museum (Nat. History) Geol. 1988. V. 43. P. 171–176.

Lin Bao-yu, Webby B.D. Biogeographic relationships of Australian and Chinese Ordovician corals and stromatoporoids // Mem. Ass. Australas. Palaeontol. 1989. V. 8. P. 207–217.

McClure H.A. The Ordovician – Silurian boundary in Saudi Arabia // Bull. British Museum (Nat. History.) Geol. 1988. V. 43. P. 155–163.

Thomas H.D., Scrutton C.T. Palaeozoic corals from Perak, Malaya, Malaysia // Overseas Geol. Miner. Res. 1969. V. 10. № 2. P. 164–171.

Wang H., Chen I. Late Ordovician and Early Silurian rugose coral biogeography and World reconstruction of palaeocontinents // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 86. P. 3-21.

Рецензенты Т.Н. Қорень, Н.М. Чумаков

УДК 550.93:551.79

### ОБ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

© 1997 г. М. Н. Алексеев\*, Б. А. Борисов\*\*, А. А. Величко\*\*\*, Ю. Б. Гладенков\*, Ю. А. Лаврушин\*, С. М. Шик\*\*\*\*

\*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

\*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

\*\*\*Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

\*\*\*\*Центральный региональный геологический центр, 113105 Москва, Варшавское шоссе, 39а, Россия
Поступила в редакцию 27.06.96 г.

*Ключевые слова.* Стратиграфическая шкала, четвертичная система, плейстоцен, эоплейстоцен, система, отдел, подъярус, ярус, ступень, звено.

Разработка Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы является одной из фундаментальных проблем в изучении последнего этапа геологической истории. Значимость этого направления исследований определяется как обобщением имеющихся теоретических представлений, так и потребностями геологического картирования. Поэтому данная проблема привлекает внимание многих исследователей четвертичного и неогенового периодов и неоднократно обсуждалась на международных конгрессах, симпозиумах и т.д.

Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук (МСНГ) и Комиссией по стратиграфии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) после весьма обстоятельных исследований принято решение (МСГН, 1984) о положении границы между неогеном и четвертичной системой на хронологическом уровне 1.6 млн. лет. В Южной Италии был подробно изучен стратотипический разрез этой границы (Cowie, Bassett, 1989, Aguirre, Passini, 1985). В СССР и в России в течение многих лет официальная неоген-четвертичная граница проводилась на уровне 0.7 млн. лет (хотя были и другие варианты – 1.6; 1.8; 2.4 млн. лет). Возникли несоответствия в использовании одних и тех же стратонов в России и за рубежом и появилась необходимость упорядочения общей шкалы четвертичной системы в нашей стране. В 1991 г. в России Межведомственным стратиграфическим комитетом (МКС) с учетом положения нижней границы четвертичной системы на уровне 1.6 млн. лет четвертичная система делилась на три раздела – эоплейстоцен (1.6-0.8 млн. лет), плейстоцен (0.8-0.01 млн. лет) и голоцен (моложе 0.01 млн. лет). В 1994 г. эти вопросы обсуждались на Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода, было рекомендовано Межведомственному стратиграфическому комитету рассмотреть проблему подразделений четвертичной системы. В процессе дальнейшей работы в 1995 г. была создана Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (табл. 1), в которую включены принятые в России дробные таксономические единицы и предложено обоснованное сопоставление с частью глобальной шкалы (Cowie, Bassett, 1984), относящихся к четвертичной системе. Этот вариант был опубликован в тезисах конгресса ИНКВА в 1995 г., но, к сожалению, на конгрессе не обсуждался.

В феврале 1995 г. МСК по предложению бюро Комиссии МСК по четвертичной системе установил, что и в России следует принимать плейстоцен в объеме, принятом Международной стратиграфической комиссией, и включил эоплейстоцен в состав плейстоцена, но при этом встал вопрос, как подразделять этот "большой" плейстоцен.

Как известно, в Западной Европе широко используется деление плейстоцена на нижний -1.6-0.8 млн. лет, средний -0.8-0.13 млн. лет и верхний – 0.13-0.01 млн. лет (табл. 1). Однако такое деление многим российским исследователям представляется мало удачным, так как эти подразделения слишком сильно различаются как по продолжительности (от 0.12 до 0.8 млн. лет), так и по насыщенности соответствующими им событиями. Более целесообразным представляется деление "большого" плейстоцена на две примерно равные части, которые в России давно выделились в качестве эоплейстоцена (Никифорова, Александрова, 1991) и плейстоцена; такое двучленное деление плейстоцена и было принято МСК в 1995 г. (табл. 1). При этом для интервала 1.6-0.8 млн. лет, соответствующего европейскому нижнему плейстоцену, сохранено название "эоплейстоцен", а интервал 0.8-0.01 млн. лет предложено называть

**Таблица 1.** Сопоставление номенклатурных подразделений четвертичной системы, принятых Межведомственным стратиграфическим комитетом России и подразделений четвертичной системы, рекомендованных Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук

				венного стр гета России,		(	Схема	МСГ	H (Cow	ie, Bassett,	1989)				
система	отдел	подотдел	звено	ступень	основные хро- нологич. рубе- жи (млн. лет)	система	отд	цел	ярус	млн. лет	магнитостра тиграфия				
Четвертичная Плейстоцен Голоцен	Голоцен				0.01	·	Голоце								
			,55	четвертая	0.01			,22		0.01	н 1)				
			Верхний	третья				Верхний			oxbc				
		Неоплейстоцен	Bep	вторая							СНИТ				
	нен		, <u>z</u>	первая		<b>K</b>					(ма				
			Неоплей	Неоплей	Неоплей	Неоплей	Неоплей	Неоплей	Средний			Четвертичная	лен	Средний	
	Плейсто		Нижний			Чет	Плейстоцен	Cpe							
		35.0	0.8		:	Нижний			жрон 2)						
		Эоплейстоцен	Нижний		1.6			Ниж			Матуяма (магнитохрон 2)				
Неогеновая	Плиоцен	Верхний			1.0	Неоген	Плиоцен	Верхний		1.0	Матуям				
Hec		m m				"	=				Гаусс (3)				

неоплейстоценом и делить его на три части (3вена) – нижнюю (0.8-0.4 млн. лет), среднюю (0.4-0.13 млн. лет) и верхнюю (0.13-0.01 млн. лет). При этом верхнее звено по объему отвечает европейскому верхнему плейстоцену, а нижнее и среднее - европейскому среднему плейстоцену. Таким образом, в принятой МСК схеме находят отражение все выделяемые в Западной Европе рубежи; в то же время эта схема позволяет сохранить (с немного измененными названиями) все выделявшиеся в России подразделения четвертичной системы (а сохранение преемственности – одно из важнейших требований, предъявляемых к любой стратиграфической схеме). Вместе с тем эта схема, по мнению предложившей ее группы исследователей, обладает значительными преимуществами по сравнению с принятой в Западной Европе, так как позволяет избежать объединения в одном стратиграфическом подразделении таких сильно различающихся и палеонтологически, и палеоботанически этапов, как кромерско-эльстерский и гольштейнско-заальского (и в Западной Европе часто в качестве самостоятельных подразделений выделяют "нижний—средний плейстоцен" и "верхний—средний плейстоцен").

Целесообразным этой группе исследователей представляется и принятое в российском "Стратиграфическом кодексе" выделение в качестве более дробных подразделений общей шкалы ступеней, соответствующих изотопно-кислородным стадиям по океаническим осадкам, хотя корреляция с ними континентальных отложений далеко не всегда является однозначной.

Система	Отдел	Подотдел	Ярус		
	Голоцен				
	0.01	Неоплейстоцен	Верхний плейстоцен		
	Плейстоцен	0.125	Средний плейстоцен		
Четвертичная	0.8	Плениплейстоцен	Нижний плейстоцен		
			Верхний эоплейстоце		
1.6	<b>Эоплейстоцен</b>		Нижний эоплейстоцен		
1.0 <del></del> Неогеновая	Плиоцен	•			

**Таблица 2.** Вариант стратиграфической схемы для четвертичной системы, предложенный А.А. Величко и Ю.А. Лаврушиным

Вместе с тем, однако, некоторые российские специалисты полагают, что многолетние исследования континентальных и морских серий на обширных пространствах Северной Евразии подтвердили целесообразность принятого деления четвертичной системы на верхний, средний и нижний плейстоцен и более древний интервал (1.8–0.7 млн. лет) эоплейстоцен. Это существовавшее до проведенных МСК изменений деление четвертичной системы, отличаясь от принятой МСК схемы лишь номенклатурно, отвечает крупным биостратиграфическим подразделениям и фаунистическим комплексам (Громов, 1948) и палеофлористическим, филогенетическим рядам (Гричук, 1973).

Авторы предложенного в 1995 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) нового варианта стратиграфической шкалы четвертичной системы в качестве основного аргумента ссылаются на то, что он позволяет привести в соответствие национальную шкалу с используемой в других странах шкалой стратиграфической комиссии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) и Международного союза геологических наук (Cowie Bassett, 1989).

Новый вариант шкалы дважды обсуждался на заседаниях Комиссии РАН по изучению четвертичного периода с участием членов Подкомиссии по неогену Международного союза геологических наук (НКМСГН). В ходе обсуждения в адрес нового варианта были высказаны критические замечания. В частности, два соавтора настоящей статьи А.А. Величко и Ю.А. Лаврушин считают, что предложенные изменения носят декоративный характер, так как по существу, основные номенклатурные единицы в ранге "подотдела" – эоплейстоцен, а подразделения второй половины системы – нижний, средний и поздний плейстоцен переводятся в ранг "звена". В предложенном варианте МСК три последних подразделения объединяются понятием "неоплейстоцен" (подотдел, следующий за эоплейстоценом). За счет этого новообразования термин "плейстоцен" может быть распространен на всю четвертичную систему (кроме голоцена), как и в схемах других стран. Противники этого варианта считают, что трудности корреляции различных шкал в новом варианте лишь усугубляются добавлением нового термина "неоплейстоцен", который в той или иной степени должен будет иметь международное хождение, что вряд ли упростит зарубежным исследователям решение задач корреляции.

Более того, в системе "неоплейстоценовых" подразделений не всегда удается сохранить их иной единый статус по отношению к "плейстоценовым" подразделений зарубежных шкал. Так, "верхний плейстоцен" зарубежных шкал оказывается хроностратиграфически и структурно идентичным, а средний и нижний плейстоцен по своему объему несоизмеримы с подразделениями стандартной шкалы. Следует напомнить также, что термин "неоплейстоцен" уже предлагался ранее, но для интервала позднего плейстоцена (правда, в другом объеме использовался и термин "эоплейстоцен").

Критические замечания, сделанные в адрес принятого МСК варианта, означают, что следует искать новые пути к согласованию разных шкал четвертичной системы. Один из них отражен в табл. 2. Что касается таксономического ранга предлагаемых подразделений, то два наиболее крупных из них — эоплейстоцен и плейстоцен (а также очень непродолжительных — голоцен) могут рассматриваться как отделы четвертичной системы. К подотделам относятся плениплейстоцен и неоплейстоцен. Наконец, таксономический ранг яруса получат нижний и верхний эоплейстоцен, а также нижний, средний и верхний плейстоцен і.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Некоторые авторы статьи считают это предложение неприемлемым, так как ярус должен иметь собственное название и стратотип.

Предлагаемые таксономические подразделения четвертичной системы в принципе не противоречат Стратиграфическому кодексу, обеспечивают преемственность с ранее принятыми в СССР стратиграфическим расчленением и без особых затруднений увязываются с принятой Международной комиссией по стратиграфии стандартной схемой. Достаточно дискуссионным является включение в Общую стратиграфическую шкалу четвертичной системы таких подразделений, как звено и ступень. Учитывая принципы их выделения и специфику четвертичного периода, возможно целесообразнее относить их к региональным стратиграфическим подразделениям. При этом под последними понимают стратиграфические схемы отдельных континентов или океанов. В этой связи в порядке обсуждения высказывается идея о необходимости выделения также провинциальных стратиграфических шкал, относящихся к территориям крупных стран или их сообществ, или отдельным крупным осадочным бассейнам современных океанов или внутренних морей. Наконец, последняя в таксономическом плане местная или локальная стратиграфическая шкала может иметь отношение к территориям небольших стран или отдельным участкам крупных государств. Таким образом, рядом исследователей (в частности А.А. Величко и Ю.А. Лаврушиным) предлагается изменить принципиальный подход к разработке глобальной стратиграфической схемы четвертичной системы.

В России с ее громадной территорией изучению четвертичного периода уделялось особое внимание. Богатые традиции в его изучении, постоянное обновление концепций, учет новых материалов по разным провинциям, внедрение в практику новейших методов — все это служило

основой для создания стратиграфических шкал нового поколения – как местного, так и субглобального масштаба.

В связи с этим предлагаемый вариант схемы рассматривается авторами как предложение для детальной дискуссии.

Группа исследователей, подготовивших схему МСК, несмотря на имеющиеся замечания, считает, что ее можно рекомендовать стратиграфической комиссии ИНКВА для обсуждения на международном уровне и использования ее при дальнейшей детализации общей стратиграфической шкалы четвертичной системы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гричук В.П. Итоги изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его стратиграфического расчленения. Проблемы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 106–116.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Сер. геол. Вып. 64 (17). 521 с.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфия, хронология и корреляция событий в позднем плиоцене и антропогене Европы и Северной Америки в связи с изменениями в геосфере и биосфере // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 99–123.

Aquirre E., Pasini G. The Pliocene-Pleistocene Boundary // Episodes. 1985. V. 8. № 2. P. 116–120.

Cowie T.W., Bassett M.G. Global stratigraphic chart with geochronometria and magnetostratigraphic calibration // Episodes. 1989. V. 12. № 2. (Supplement).

Рецезент Л.А. Невесская

УДК 551.791(497.2)

### ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ДРЕВНЕЭВКСИНСКО-УЗУНЛАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ БОЛГАРИИ

© 1997 г. А. А. Свиточ, Т. А. Янина

Московский государственный университет, Географический факультет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия
Поступила в редакцию 28.08.95 г.

Ключевые слова. Болгария, плеистоцен, скважина, биостратиграфия, малакофауна, древнеэвксинские осадки, узунларские отложения.

Превнеэвксинские и узунларские отложения выделены А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1932) по разрезам крымско-кавказского побережья Черного моря и в дальнейшем описаны многими исследователями (Муратов, 1960; Федоров, 1963; Михайлеску и др., 1991 и др.). На северном побережье Черного моря они слагают аккумулятивный чехол морских террас, хорошо изучены и детально стратифицированы. На побережье Болгарии достоверные фаунистически охарактеризованные осадки узунларского и древнеэвксинского бассейнов до настоящего времени не известны. Ряд исследователей (Попов, Мишев, 1974; Федоров и др., 1962) на абсолютных отметках 35-65 м выделяют морские террасы этих эпох. При этом отмечается нахождение на поверхности террас плохо сохранившихся раковин Ostrea., Mytilaster lineatus. Учитывая, что все ископаемые остатки собраны не "in situ" и не содержат руководящих узунларских и древнеэвксинских видов, установленный возраст терасс надо признать весьма условным, определенным косвенно, по геоморфологическому положению и аналогии с кавказским побережьем, а не по биостратиграфическим данным.

Наиболее полные разрезы морских плейстоценовых осадков побережья Болгарии располагаются в устьевых частях долин рек Камчии и Фындыклийской, где вскрыты рядом скважин. В скважинах камчийского профиля (115, 116, 117) на глубинах 9-33 м впервые на побережье Болгарии были вскрыты фаунистически охарактеризованные древнеэвксинские и узунларские морские отложения. Наиболее представительный разрез встречен в скважине 115. Здесь в интервале глубин 9.0–16.8 м под песчано-гравийно-галечными осадками (рис. 1), охарактеризованными голоценовым комплексом морских моллюсков, вскрыты алеврит серый и коричнево-серый, плотный, с пятнами ожелезнения, с тонкими прослоями песка мелкозернистого с включениями карбонатов, гравия и редкой гальки, с многочисленными отпечатками, реже – целыми раковинами моллюсков, среди которых доминируют Cardium edule lamarcki, Monodacna caspia и Dreissena polymorpha, встречаются Gibbula maga, Abra ovata, Didacns cressa pontocaspia, Didacna sp., Monodacna colorata, Theodoxus pallasi. Особенно обильны находки раковин в нижней части интервала. Переход в нижележащий слой постепенный. Интервал 16.8-21.3 м. Переслаивание алеврита светло-серого и серого, плотного с песком и рыхлым песчаником желтым, тонко- и мелкозернистым, с пятнами ожелезнения, мелкой галькой и гравием темноцветных пород, с обломками и целыми створками крупных толстостенных раковин Didacna crassa pontocaspia, многочисленными Dreissena polymorpha и Monodacna caspia, редкими Didacna sp., Monodacna colorata, Abra ovata. Интервал 21.3-25.5 м. Песок и песчаник рыхлый, желто-серый, тонко- и мелкозернистый с прослоями алеврита серого, с плохо сохранившимися раковинами моллюсков, в том числе Didacna sp., Monodacna caspia, Dreissena polymorpha, Theodoxus pallasi. Отложения постепенно переходят (интервал 25.5–26.3 м) в базальный слой песка и рыхлого песчаника, плохо сортированного, серо-бурого, разнозернистого, с множеством гравия и гальки, с размывом перекрывающего пачку (интервал 26.8-34.0 м) плохо сортированных континентальных отложений, по своему положению условно датируемых ранним плейстоценом-поздним плиоценом. Ниже, до забоя скважины, вскрываются разнообразные морские и аллювиально-морские неогеновые отложения.

В литологическом отношении осадки, лежащие в интервале 9.0–26.8 м, представляют единую толщу, содержащую два комплекса моллюсков (рис. 1). В нижнем комплексе господствуют солоноватоводные каспийские и азово-каспийские элементы (Didacna crassa pontocaspia, Monodacna caspia, Dreissena polymorpha), а средиземноморская фауна (единичные Abra ovata) появляется лишь в конце существования комплекса. Это, а также господство среди фауны руководящего древнеэвксинского вида Didacna crassa pontocas-

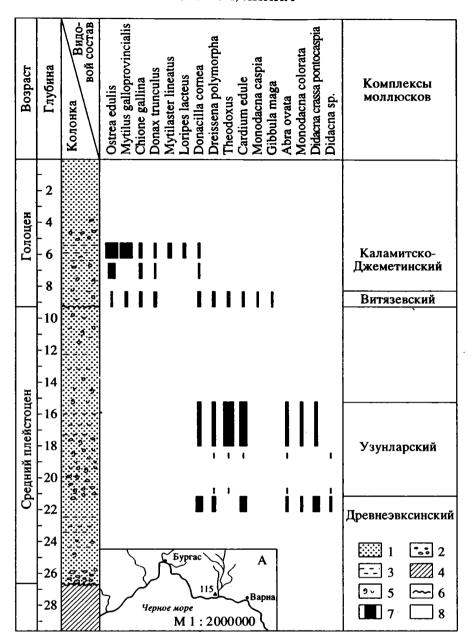


Рис. 1. Отложения и комплексы моллюсков (скв. 115). 1 – песок; 2 – галька и гравий; 3 – алеврит; 4 – континентальные суглинки; 5 – раковины моллюсков; 6 – размыв; 7 – количество раковин в отложениях (ширина интервалов обозначает относительное количество раковин вида: преобладают, многочисленны, редки, единичны); 8 – схема расположения скважины на черноморском побережье Болгарии.

ріа, позволяет уверенно отнести вмещающие отложения к осадкам древнеэвксинского бассейна. Верхний комплекс представлен преимущественно средиземноморскими видами (доминанта Cardium edule lamarcki со значительным участием азово-каспийских элементов (Monodacna caspia, Dreissena polymorpha). Отсутствие перерыва между осадками, содержащими комплексы моллюсков, и относительно постепенный переход одной (преимущественно каспийской) фауны в другую (преимущественно средиземноморскую) указывает

на узунларский возраст верхнего комплекса моллюсков и вмещающих их отложений. Интересно отметить, что близкие, но более обедненные сообщества моллюсков описаны в скважине С-В узунларско-древнеэвксинских осадках шельфа Бургасского залива (Хрисчев, Шопов, 1979). Верхний комплекс представлен сообществом Dreissena polymorpha—Monodacna subcolorata—Abra ovata, а нижний — Dreissena polymorpha—Didacna sp.

Сходное строение разрезов и фаунистические комплексы отмечаются в смежных скважинах

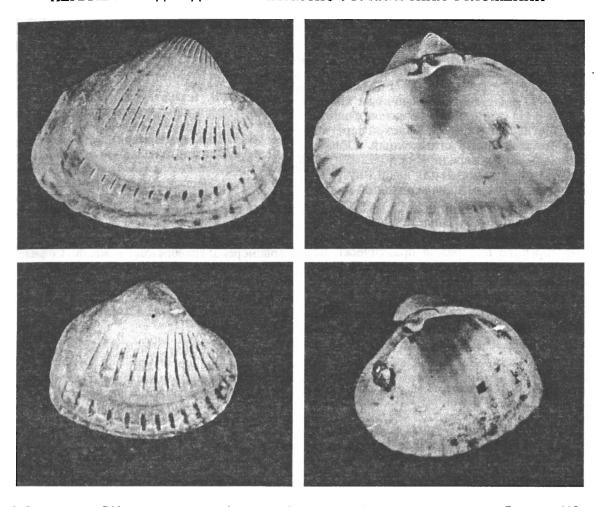


Рис. 2. Фото раковин Didacna crassa pontocaspia с внешней и внутренней сторон, правые створки. Скважина 115, устье долины р. Камчия, интервал 16.8–21.3 м.

профиля. Для них также характерно отсутствие в днище долины карангатских отложений, по-видимому, размытых в новоэвксинское время речной эрозией, а впоследствии и абразией голоценовой трансгрессии. Осадки карангатского моря, вероятно, сохранились лишь по бортам долины. Так, они установлены нами в террасовидном уступе устьевой части долины р. Фындыклийской, где содержат монодоминантный комплекс моллюсков Corbula gibba.

Изложенное позволяет заключить, что в среднем плейстоцене воды древнеэвксинского, а затем сменившего его без перерыва узунларского морей, проникали по долинам рек в глубь черноморского побережья Болгарии. Это был единый водоем со сходным режимом развития на крымско-кавказском и болгарском побережьях, вначале представлявший замкнутый бассейн каспийского типа, а в дальнейшем заполненный средиземноморскими водами. Таким образом, есть основание считать, что в древнеэвксинскую эпоху он совпадал с низким уровнем Мирового океана, а в узунларскую — с высоким стоянием его вод.

Учитывая, что обнаруженные в разрезах скважин раковины Didacna crassa pontocaspia являются руководящими для древнеэвксинских отложений и впервые установлены на побережье и шельфе Болгарии, ниже приводится их краткое систематическое описание и дано изображение (рис. 2). Впервые вид Didacna crassa pontocaspia (Pavl.) выделен А.П. Павловым (1925) как Cardium ponto – caspicum из нижнего горизонта Бабеля. В дальнейшем А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1932 a, б) привели изображения Didacna ponto – caspia var. elongata Pavl. и D. ponto-caspia var. media Pavl., обнаруженные ими в древнеэвксинских отложениях кавказского побережья и дельте Дуная. Л.А. Невесская (1963) дала развернутую характеристику вида Dicrassa pontocaspia из древнеэвксинских слоев Керченского, Таманского полуостровов, берегов Азовского моря и Кавказа.

> Род Didacna Eichwald, 1838 Didacna crassa (Eichwald, 1829) Didacna crassa pontocaspia (Pavlov, 1925)

Раковина средней величины (длина 32–43 мм, высота 27–33 мм), округло-треугольная, довольно высокая (выс./дл. 0.77–0.80), выпуклая (вып./выс. 0.40–0.45; вып./дл. 0.30–0.37), слабо неравносторонняя (дпч./дл. 0.46–0.47). Макушка довольно сильно выдается над замочным краем (вм/выс. 0.15–0.11), килеватая, загнутая, сдвинутая вперед, иногда центральная. Килевой перегиб у макушки четкий, внизу сглаженный. Общее число ребер 25–31, на переднем поле 18–22, на заднем 7–9. Замок типичный для вида. Внутренняя поверхность гладкая, ниже мантийной линии ребристая.

Выполненное описание свидетельствует, что морфологически раковины Didacna crassa pontocaspia с болгарского побережья практически не отличаются от экземпляров, описанных А.П. Павловым (1925) и Л.А. Невесской (1963) с кавказского побережья Черного моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, № 95-05-14472.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря // Бюлл. МОИП. 1932a. Т. 10. С. 1–104.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 19326. 226 с.

Михайлеску К.Д., Маркова А.К., Чепалыга А.Л. и др. Биостратиграфия опорного разреза (лектостратотипа) древнеэвксинских отложений у с. Озерное // Бюл. Комиссии по изучению четвертичн. периода. 1991. № 60. С. 29–40.

Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюлл. МОИП. 1960. Т. 35. Вып. 5. С. 107–123.

Невесская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мемуары геол. отдел. общества любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1925. Вып. 5. 217 с.

Попов В., Мишев К. Геоморфология на българското Черноморско крайбрежие и шелф. София: Изд-во БАН, 1974. 226 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Наука, 1963. 155 с.

Федоров П.В., Лилиенберг Д.А., Попов В.И. Новые данные о террасах Черноморского побережья Болгарии // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 2. С. 431–434.

*Хрисчев X., Шопов В.* Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев // Geol. Balcanica. 1979. Т. 9. № 2. С. 69–84.

Рецензенты П.В. Федоров, М.Н. Алексеев

Сдано в набор 20.05.97 г. Офсетная печать

Подписано к печати 17.07.97 г.

Формат бумаги  $60 \times 88^{1}/_{8}$ 

Усл. печ. л. 16.0

**У**сл. кр.-отт. 4.3 тыс.

Уч.-изд. л. 15.8

Бум. л. 8.0

# Российская академия наук \* Издательство "Наука"

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420 2220 либо по электрон. почте nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP:\\www.apr.ru

# Заявка на специальную подписку на журналы Издательства "НАУКА"

с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)

в 1-м полугодии 1998 года

Физика. Математика Астрономия. Геология Географические науки Технические науки Журналы РАН общего содержания

Местонахожден	ие: почтовый индекс	Обл	асть (край, респ.)	
город	ул		домкорп	
код+тел		факс	e-mail	
	в <b>ый адрес</b> организа кождения <u>)                                    </u>		ем и бандеролей (если он отличается с	ЭΤ
Просим оформит	ь специальную адр	есную подпи	ску на отмеченные ниже журналы, необхо оизводственной) деятельности на террит	o- o-

Индекс	Наименование журнала	Кол-во выпусков в полугодие		<b>3а ми</b> (вп ответст заказы	ишите гвующе ываемь гов на і	ПЬНЫЙ ИСКИ В КОЛО ЭГО МӨО ЫХ ПОД	й сроі энку эяца чи писны	<b>С</b> 1СЛО С	Всего заказано подписных комплектов на 1-е полугодие	Цена 1-го подписного комплекта за минимальный срок подписки	Итого сумма в рублях
			январь	февраль	март	апрель	май	ИЮНЬ	(4+5+6+7+8+9)	(в руб.)	(10 × 11)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								17 000	
70010	Акустический журнал	3						•		17 400	
70237	Алгебра и анализ	3								22 000	
70030	Астрономический вестник	3								16 700	
70024	Астрономический журнал	3								17 500	
70053	Биофизика	3								17 500	
70134	Водные ресурсы	3								18 500	
70162	Вулканология и сейсмология	3								15 100	
70217	Геология рудных месторождений	3								17 100	
70218	Геомагнетизм и аэрономия	3								16 600	
70215	Геоморфология	2								15 600	
70228	Геотектоника	3								17 800	
70393	Геоэкология. Инженерная гео- логия, гидрогеология, геокрио- логия	3								15 700	
70253	Дефектоскопия	6								15 400	
70239	Дискретная математика	2					_			17 300	
70244	Доклады РАН	18								52 000	

см. на обороте ...

"НАУКА" ◆◆◆◆ МАИК "НАУКА" ◆◆◆◆ "ИНТЕРПЕРИОДИКА"

# УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ НАУЧНОЙ ПЕРИОДИКИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 1998 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-98" (т. 1) в отделениях связи и по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям, их сотрудникам, докторантам и аспирантам. Цены Издательства в I полугодии 1998 г. не увеличены и остались на уровне цен II полугодия 1997 г. Цена доставки по почте на ваш адрес незначительно возросла.

Индивидуальные подписчики указанных организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

**Коллективные подписчики** для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделения банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНИТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Государственным организациям и лицам, работающим в них, получившим право подписки по специальным ценам в предыдущем полугодии, достаточно будет при оформлении подписки в I полугодии 1998 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при оформлении подписки на II полугодие 1997 года.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков будут приниматься только с печатью организации (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7 Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90 комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по вашему адресу.