

ISSN 0366-1318

БЮЛЛЕТЕНЬ
МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА
ИСПЫТАТЕЛЕЙ
ПРИРОДЫ

ОТДЕЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ТОМ 83
ВЫПУСК

5

2008

УЧРЕДИТЕЛИ:

**Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
Московское общество испытателей природы**

Редакционная коллегия:

А.С. Алексеев (*главный редактор*), Ю.К. Бурлин, Ю.О. Гаврилов, А.Г. Гайнанов, Т.Б. Леонова, М.Г. Ломизе, А.А. Маракушев, Е.Е. Милановский, Д.П. Найдин, А.М. Никишин, С.Б. Розанов (*ответственный секретарь*), Р.Н. Соболев, В.Т. Трофимов (*зам. главного редактора*), В.Т. Фролов, В.М. Цейслер, А.Е. Шлезингер (*зам. главного редактора*)

Редактор *С.П. Сороколетова*

Технические редакторы *З.С. Кондрашова, Н.И. Матюшина*

Корректор *Н.И. Коновалова*

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации Российской Федерации.
Свидетельство о регистрации № 1548 от 14 февраля 1991 г.

Адрес редакции:

103009, Москва, ул. Большая Никитская, 6, комн. 9.
Тел. 629-48-36

Сдано в набор 20.06.2008. Подписано в печать 09.09.2008. Формат 60×90/8.
Бумага офс. № 1. Гарнитура Таймс. Офсетная печать. Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. 12,55.
Усл. кр.-отг. 3,83. Тираж 295 экз. Заказ № 3424 . Изд. № 8668.

Ордена "Знак Почета" Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Типография ордена "Знак Почета" Издательства МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы

БЮЛЛЕТЕНЬ
МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА
ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

Основан в 1829 году

ОТДЕЛ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ

Том 83, вып. 5 **2008** Сентябрь – Октябрь

Выходит 6 раз в год

BULLETIN
OF MOSCOW SOCIETY
OF NAT URALISTS

Published since 1829

GEOLOGICAL SERIES

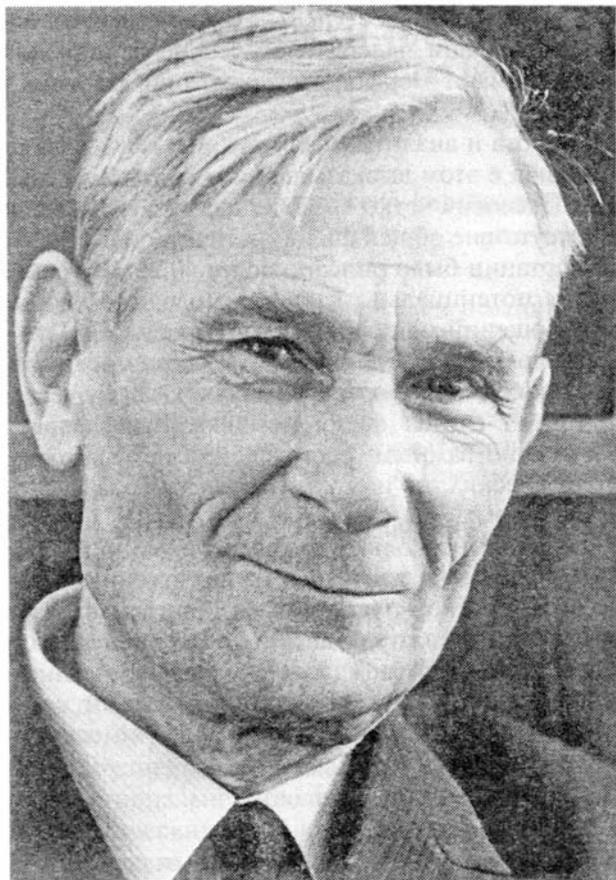
Volume 83, part 5 **2008** September – October

There are six issues a year

СОДЕРЖАНИЕ
CONTENTS

Алексеев А.С. Георгий Павлович Леонов (1908—1983)	3
Alekseev A.S. Georgiy Pavlovich Leonov (1908—1983)	
Панов Д.И. Георгий Павлович Леонов. Основные вехи научной и педагогической деятельности (к 100-летию со дня рождения)	5
Panov D.I. Georgiy Pavlovich Leonov. Main points of scientific and academic activity (to the 100th birthday)	
Гладенков Ю.Б. Стратиграфия в постоянном поиске новых идей и подходов	11
Gladenkov Yu.B. Stratigraphy in permanent search of new ideas and approaches	
Панов Д.И. Историко-геологический подход к решению стратиграфических проблем в работах Г.П. Леонова, его предшественников и в современных исследованиях	17
Panov D.I. Historical-geological approach to solution of stratigraphic problems in G.P. Leonov's works, his predecessors and in modern studies	
Никишин А.М., Копаевич Л.Ф. Тектоностратиграфия — новое направление современной геологии	23
Nikishin A.M., Kopaevich L.F. Tectonostratigraphy — new tool in modern geology	
Семихатов М.А. Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия	36
Semikhatov M.A. Chronostratigraphy and chronometry: concurrent conceptions of general subdivision of Precambrian	
Алексеев А.С. Историко-геологический подход Г.П. Леонова и шкала каменноугольной системы	59
Alekseev A.S. G.P. Leonov's historical-geological approach and scale of Carboniferous System	
Копаевич Л.Ф., Вишневецкая В.С. Роль микропалеонтологии в детальной стратиграфии (на примере фораминифер и радиоларий)	68
Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S. Role of micropaleontology in detail stratigraphy (on example of foraminifers and radiolarians)	
Бордунов С.И. Комплексы фораминифер плиоцена острова Карагинского, Восточная Камчатка	83
Bordunov S.I. Pliocene foraminiferal assemblages of Karaginsky Island, Eastern Kamchatka	
Барабошкин Е.Ю. Палеопродолжения, их особенности и значение для стратиграфии	89
Baraboshkin E.J. Paleostraits, their peculiarities and stratigraphical importance	
Найдин Д.П. Воспоминания о Георгии Павловиче Леонове	98
Naidin D.P. Memorial on Georgiy Pavlovich Leonov	
Лошкарева А.А. Эколого-геологические особенности района Шанучского полиметаллического месторождения (Западная Камчатка)	99
Loshkareva A.A. Ecological-geological peculiarities of Shanuch polymetal mining field (West Kamchatka)	

ГЕОРГИЙ ПАВЛОВИЧ ЛЕОНОВ (1908—1983)



Этот номер “Бюллетеня МОИП. Отдел геологический” посвящен 100-летию со дня рождения профессора Московского университета Георгия Павловича Леонова, выдающегося отечественного стратиграфа, блестящего преподавателя с широчайшей эрудицией во всех областях геологии. Двадцать лет назад под редакцией Е.Е. Милановского и И.А. Добрускиной был напечатан сборник, посвященный Георгию Павловичу (Историческая геология: итоги и перспективы. М., 1987). Однако за прошедшие годы геология, в том числе и стратиграфия, испытала существенные изменения, выросли и стали крупными специалистами те, кто слушал лекции и читал учебники Георгия Павловича в последние годы его жизни. Поэтому редколлегия нашего журнала решила посвятить его столетию особый номер. Первоначально планировалось показать современные проблемы, с которыми сталкиваются стратиграфы при формировании общих стратиграфических шкал докембрия и фанерозоя. Однако эту цель удалось осуществить лишь отчасти, но тематика номера расширилась за счет новых методов и подходов.

На страницах этого номера опубликованы статьи, написанные его коллегами и учениками различных поколений. Д.И. Панов в двух статьях дал развернутую картину становления Георгия Павловича как гео-

лога, проанализировал основные направления его научной работы, показал фирменный “леоновский” стиль анализа полевого и литературного материала и продемонстрировал то, как идеи Леонова преломились в новых подходах современной стратиграфии.

Ю.Б. Гладенков кратко осветил наиболее актуальные направления развития стратиграфической науки, в том числе в рамках развиваемой им концепции “биосферной стратиграфии”.

М.А. Семихатов, признанный лидер отечественных докембристов, опираясь на глубокий анализ мировой мысли в области стратиграфии докембрия, убедительно аргументировал ущербность формального хронометрического подхода, использованного при выделении подразделений глобальной шкалы в ее докембрийской части, подчеркнул необходимость опоры на естественные историко-геологические рубежи.

В статье А.С. Алексева изложено состояние разработки международной и общей российской шкал каменноугольной системы, большинство ярусных подразделений которых являются отечественными стратонами, сформулированы задачи, еще ждущие своего решения.

“Тектоностратиграфия” как новое направление в геологии получила исчерпывающую характеристику в статье А.М. Никишина и Л.Ф. Копаевич. Однако представляется, что под этим звучным термином скрывается всего лишь осовремененный формационный анализ, выполняемый на базе концепции секвентной стратиграфии с широким использованием сейсмических материалов.

Георгий Павлович важнейшее значение придавал микропалеонтологическому обоснованию стратиграфических схем. Высокую разрешающую способность и широкую пространственную протяженность зональных подразделений юры и мела по фораминиферам и радиоляриям продемонстрировали Л.Ф. Копаевич и В.С. Вишневская.

С.И. Бордунов на основании изучения фораминифер детально расчленил разрез плиоцена о. Карагинского и уточнил возраст отдельных свит.

Завершается номер краткими воспоминаниями Д.П. Найдина, который встречался с Георгием Павловичем еще школьником, а позднее тесно общался с ним на Крымской практике.

Несмотря на то что я работал коллектором и лаборантом кафедры исторической геологии с 1966 по 1972 г., по молодости с Георгием Павловичем почти не общался. Однако позднее и на меня он оказал влияние, что хорошо иллюстрирует следующий факт.

В марте 1979 г. я защищал кандидатскую диссертацию, посвященную меловым усоногим ракам юга СССР. Членом специализированного совета на геологическом факультете Московского университета был и Георгий Павлович. Несмотря на специфику

диссертации, преимущественно палеонтологической по содержанию и касавшейся почти никому не известной группы животных, он проявил большой интерес, первым стал задавать мне вопросы (всего 7) и открыл своим выступлением общую дискуссию. Выступая, он, в частности, сказал: “Удивляет, что палеонтологическая работа дается в чисто морфологическом плане. Но филогенетические взаимоотношения между этими видами существуют? А мне кажется, что на современном этапе развития палеонтологии нельзя обходить эту сторону. Мне кажется, работа пошла вширь, охвачен огромный материал в мировом масштабе, а вот филогении в более узком плане — этого нет. Этот вопрос тесно связан со стратиграфическим значением. И филогения нужна для стратиграфии и стратиграфия нужна для филогении. Вы стратиграфию не использовали для филогении. Стратиграфия нужна и для рассмотрения форм в пространстве. Надо различать стратиграфическое распространение и стратиграфическое значение, это разные вещи. В Вашей работе дается картина стратиграфического распространения, как она может быть в настоящее время представлена. Но это еще не стратиграфическое значение. Может быть, в других толщах остатки усонюгих сыграют какую-то стратиграфическую роль, а здесь не играют и вряд ли будут играть. Мне кажется, что тут играет роль боязнь, что у Вас не будет практического выхода работы. В моем представлении палеонтология отличается от зоологии тем, что органические формы рассматриваются во времени. Вы

имеете возможность рассматривать организмы в разрезе многих десятков миллионов лет, и эта специфика в палеонтологических работах должна найти отражение. У Вас это не нашло отражения, но, по-видимому, это следующая ступень. Можно выразить сожаление, что наши палеонтологические работы зачастую принимают морфологическое, описательное направление”.

Широта и аналитическая глубина мысли Георгия Павловича в этом высказывании очевидны. Здесь Георгий Павлович четко выделил два момента. Во-первых, отсутствие общей филогенетической схемы, хотя в диссертации было описано более 40 видов усонюгих раков и потенциально какая-то модель эволюционных отношений могла бы быть построена. Вместо нее мне удалось наметить взаимоотношения всего лишь нескольких видов в пределах двух родов. Существенно, что он считал филогенетические исследования чрезвычайно важными для решения не только палеонтологических, но и стратиграфических задач.

Во-вторых, он справедливо отметил, что выделенные мной несколько комплексов усонюгих раков, распознаваемых в верхнемеловых отложениях Крыма, Донбасса, Русской платформы и Мангышлака, которые в целом достаточно богаты остатками ортостратиграфических групп (в первую очередь белемнитов), не найдут реального применения, а отражают желание диссертанта показать практическую значимость полученных результатов.

А.С. Алексеев

УДК 551

ГЕОРГИЙ ПАВЛОВИЧ ЛЕОНОВ. ОСНОВНЫЕ ВЕХИ НАУЧНОЙ И ПЕДАГОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ (к 100-летию со дня рождения)

Д.И. Панов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 20.02.08

Основным направлением педагогической деятельности Г.П. Леонова было преподавание курса “Историческая геология”, по которому им было опубликовано два учебника. Научные работы Г.П. Леонова посвящены региональной стратиграфии палеогеновых и юрских отложений, общим методическим вопросам стратиграфии и методологии историко-геологических исследований. По этим проблемам им опубликованы две монографии и более 30 статей в отечественных и зарубежных изданиях. Монография “Основы стратиграфии” удостоена 1-й премии МОИП за 1975 г. Принципиальная основа всех работ Г.П. Леонова — историко-геологический подход к решению геологических проблем, прежде всего стратиграфических, но также и других — тектонических, палеогеографических и т.п.

18 октября 2008 г. исполняется 100 лет со дня рождения выдающегося российского геолога, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, профессора МГУ им. М.В. Ломоносова Георгия Павловича Леонова — крупнейшего специалиста в области стратиграфии, региональной геологии, методологии историко-геологических исследований и видного педагога, воспитавшего не одно поколение отечественных геологов.

С молодых лет вся жизнь Георгия Павловича была связана с геологией. В 1926 г. он поступил на геологическое отделение Московского университета, а с 1930 г., в связи с реорганизацией системы высшего геологического образования перешел в Московский геолого-разведочный институт, который окончил в 1931 г. Тем не менее Г.П. Леонов “сохранил верность” Московскому университету и с 1932 г. начал свою педагогическую деятельность на вновь созданной А.Н. Мазаровичем кафедре геологии на географическом отделении МГУ. На этой кафедре, преобразованной в дальнейшем в кафедру исторической и региональной геологии и ставшей ядром воссозданного сначала геолого-почвенного, а затем (с 1949 г.) и геологического факультета МГУ, Георгий Павлович проработал всю жизнь, пройдя путь от ассистента до профессора.

В предвоенные годы Г.П. Леонов участвовал в преподавании курса общей геологии и впервые в МГУ начал преподавание курса геологического картирования. Конечно, со временем содержание и даже название (сейчас — “структурная геология и геокартинирование”) этого курса значительно изменились, однако начало было положено именно Г.П. Леоновым. В 1930-х гг. Георгий Павлович был одним из организаторов и первых руководителей Крымской учебной

геологической практики — одного из основных элементов подготовки геологов на геологическом факультете МГУ. Г.П. Леонов в качестве руководителя или преподавателя участвовал в проведении Крымской практики на протяжении более 30 лет — до 1965 г. Им заложены методические основы проведения практики, в дальнейшем развитые М.М. Москвиным. Хотелось бы отметить малоизвестный факт: в начале войны, летом 1941 г., именно Г.П. Леонову удалось вывезти из Крыма студентов, проходивших там практику. Можно представить себе, каких усилий стоило ему это в условиях отступления Южного фронта!

В годы Великой Отечественной войны Георгий Павлович проводил необходимые для оборонной промышленности геологические исследования угленосных отложений Южного Приуралья. От службы в армии он был освобожден из-за серьезной хронической болезни позвоночника, обострившейся в предвоенные годы и дававшей о себе знать в течение всей жизни Георгия Павловича. Можно только восхищаться его выдержкой и мужеством. Ведь более 30 лет уже после войны он активно участвовал не только в проведении Крымской практики, но и в полевых работах в геологических экспедициях. И ни его коллеги, ни студенты — никто даже не подозревал об этом недуге, а, наоборот, все восхищались его быстротой, бодростью и выносливостью, почитали за честь не отстать от него в маршруте.

После окончания войны Г.П. Леонов вновь вернулся к преподаванию на геологическом факультете, где главным его делом стало чтение курса “Исторической геологии”. Хотя этот курс относится к числу традиционно читаемых в университетах, Георгий Павлович разработал его фактически заново, считая, что он играет важнейшую роль в формировании “гео-

логического мировоззрения” будущих специалистов-геологов.

В существовавших в то время (и во многих современных) курсах “Историческая геология” рассматривалась как чисто учебная дисциплина описательного характера — предмет учебного плана геологических вузов. Соответственно и сводились такие курсы к описанию стратиграфии, фауны и флоры и палеогеографии по периодам (будучи посвященными в основном фанерозойской истории Земли). Г.П. Леонов понимал “Историческую геологию” в традициях русской геологической школы (А.П. Карпинский, А.П. Павлов, А.А. Борисяк и др.) как раздел геологической науки, ставящий своей целью выявление закономерностей истории геологического развития Земли на основе изучения и анализа всего комплекса геологических данных. Соответственно в созданном им курсе “Исторической геологии” имелся большой общеметодический раздел, давалась характеристика современной структуры земной коры, а далее следовал анализ истории геологического развития основных структурных элементов (платформ, геосинклинальных поясов и т.п.) в течение крупных интервалов времени (палеозой, мезо-кайнозой и т.п.). Впервые должное место в курсе занял докембрий, составляющий до 85% всей геологической истории Земли. Заключительная часть курса посвящалась обобщению материала и характеристике общих закономерностей геологического развития Земли. В принципе такой методический подход к чтению курса “Исторической геологии” сохраняется на геологическом факультете МГУ и сейчас, естественно, с учетом современных мобилистских представлений, сформулированных в виде теории “тектоники литосферных плит”.

До последних лет жизни Георгий Павлович постоянно работал над курсом, совершенствуя его и обогащая новыми данными и идеями. Лекции по “Исторической геологии” были для него “трибуной”, с которой он обращался к студентам (а периодически и к преподавателям — слушателям ФПК) со своими новыми идеями и выводами. “Промежуточным итогом” этой работы было создание сравнительно краткого учебника “Исторической геологии” [7], по которому на протяжении 20 лет учились поколения студентов-геологов. Венцом этой работы должен был стать трехтомный фундаментальный учебник “Исторической геологии”, в котором предполагалось показать закономерности развития Земли на основе анализа огромного фактического материала и дать критический обзор существующих теорий. К сожалению, при жизни автора вышел только первый том (Основы и методы. Докембрий [8]); второй том (Палеозой [9]) опубликован в не вполне законченном виде уже после безвременной кончины Георгия Павловича, а третий (Мезо-кайнозой и общие закономерности) остался в виде незаконченной рукописи. Однако и опубликованные тома (особенно первый) вызвали большой интерес как студентов, так и специалистов.

На протяжении всей жизни основным направлением научной деятельности Георгия Павловича была стратиграфия. Живое откликаясь на запросы практики, он на основе своих не только научных, но и производственных работ всегда старался делать широкие обобщения и глубокие выводы как регионального, так и общеметодического характера.

В 1930-х гг. Г.П. Леонов по заданию гидростроятельных проектных организаций производил региональные геологические исследования в Среднем и Нижнем Поволжье и в бассейне Дона, где занимался изучением палеогеновых отложений. В результате этих исследований была разработана новая региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений изученных областей [23, 27]. Логическим продолжением этих исследований были работы руководимой Г.П. Леоновым Сталинградской экспедиции геологического факультета МГУ в начале 1950-х гг. (в связи со строительством Сталинградской ГЭС). При этом были существенно уточнены представления о стратиграфии палеогена Нижнего Поволжья [16].

В 1939—1941 гг. Г.П. Леонов принимал участие в Минераловодской экспедиции МГРИ, организованной для изучения геологии района Кавминвод. В этой экспедиции он также занимался стратиграфией палеогеновых отложений, в результате чего была создана региональная стратиграфическая схема палеогена Центрального Предкавказья и проведено ее сопоставление со схемами для южной части Русской плиты. Эти материалы опубликованы в послевоенные годы [3, 17], а впоследствии дополнены изложением результатов работ Георгия Павловича по палеогеографии Северного Кавказа [12, 26].

Обобщением всех исследований Г.П. Леонова по палеогеографии Русской плиты, с учетом материалов других геологов, стала сначала большая статья [18], а затем и его докторская диссертация, опубликованная в виде монографии “Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты” [19]. В этом фундаментальном труде были впервые с исчерпывающей полнотой охарактеризованы основные разрезы палеогеновых отложений и представлены надежно обоснованные региональные и межрегиональные схемы стратиграфии палеогена Русской плиты, а также проведено их сопоставление со схемами для Северного Кавказа. Все эти схемы были разработаны на историко-геологической основе с выделением в них стратиграфических подразделений (свит, комплексов), соответствующих этапам геологического развития крупных регионов и всей Русской плиты в целом. В этом принципиальное, общеметодическое значение данной работы, помимо того, что она доныне составляет основу наших представлений о стратиграфии палеогена Русской плиты.

В конце 1940-х и в 1950-е гг. в связи с работами КЮГЭ, ВНИИГаз и Кавказской экспедиции МГУ Г.П. Леонов вновь обращается к палеогеографии Северного Кавказа и Крыма, рассматривая проблему в более широком плане: во-первых, сопоставление разрезов

палеогена различных областей Средиземноморского пояса и Русской плиты [13, 22] и, во-вторых, общее — ярусное расчленение палеогеновых отложений СССР [15, 30]. Большой интерес представляет собой монография “Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа” [29], написанная Георгием Павловичем совместно с супругой — видным микропалеонтологом Верой Павловной Алимариной. В этой работе убедительно показаны возможности микропалеонтологического метода для расчленения и корреляции палеогеновых отложений.

В 1950-е и в начале 1960-х гг. Г.П. Леонов принимал участие в работах тех же организаций по изучению мезозоя Северного Кавказа и Предкавказья в связи с перспективами нефтегазоносности этих территорий. Объектом его исследований теперь оказались юрские отложения, в разработке стратиграфии которых Георгию Павловичу удалось также достичь больших успехов. Для верхнеюрских отложений была разработана новая стратиграфическая схема [2, 31, 32], в которой были коренным образом пересмотрены ошибочные представления предшественников (например, К. Ренца), бытовавшие в геологической литературе на протяжении многих десятилетий. Но еще важнее другое: в 1958 г. на совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем альпийской зоны европейской части СССР группой геологов МГУ и ВНИИГаза, возглавляемой Г.П. Леоновым, была предложена (и принята на совещании) действительно региональная стратиграфическая схема нижне-среднеюрских отложений Северного Кавказа, разработанная на историко-геологической основе. В ней впервые (по крайней мере для Северного Кавказа) наряду с хроностратиграфическими подразделениями Общей шкалы (ярусами, подъярусами, хронозонами) фигурировали местные и региональные подразделения (комплексы, свиты, подсвиты, фаунизоны по аммонитам), отражающие этапы геологического развития и эволюции фауны аммонитов Северного Кавказа [1]. Сейчас это обычная практика, узаконенная Стратиграфическим кодексом, но в 1958 г. это была “революция”; во всяком случае, в Унифицированной схеме стратиграфии мезозоя Русской платформы, принятой в 1955 г., еще ничего подобного не было.

С первых лет самостоятельной геологической работы Г.П. Леонова важнейшим направлением его научного творчества была разработка общих теоретических проблем стратиграфии, что отражено в статьях методического характера, написанных им в 1950-е гг. [10, 11, 14]. Главный итог его работ в этой области — создание двухтомной монографии “Основы стратиграфии” [20, 21], не имеющей аналогов в мировой литературе и удостоенной I премии МОИП за 1975 г. В этом монументальном труде с большой полнотой рассмотрены главные теоретические вопросы стратиграфии как одного из фундаментальных разделов исторической геологии — ее основные понятия и задачи, исторические корни и принципы создания Меж-

дународной геохронологической шкалы, методы стратиграфических исследований, роль палеонтологических данных и фациального анализа в решении задач стратиграфического расчленения и корреляции и т.п. Красной нитью через эту, как и другие работы Георгия Павловича, проходит идея о том, что “основным исходным направлением стратиграфического исследования является направление регионально-стратиграфическое. Геохронологическое же направление является от него производным и, возможно, имеющим лишь преходящее — для определенного этапа развития геохронологии значение”. А суть основной проблемы региональной стратиграфии “заключается в естественной периодизации истории формирования супракрустальных образований отдельных геологических регионов и расчленении этих образований на естественные комплексы, отвечающие последовательным этапам развития соответствующих регионов” [20]. Это и есть выражение того историко-геологического (не хронологического, литологического, палеонтологического и пр.!) подхода к стратиграфическим исследованиям, который лежал в основе всех работ Георгия Павловича и обеспечивал успешное решение стоявших перед ним задач. Что касается геохронологии, то ее задача рассматривалась как определение возраста (по отношению к Общей геохронологической шкале) региональных стратиграфических подразделений, выделенных на основе историко-геологического подхода, и тем самым — их межрегиональная корреляция.

Хотелось бы отметить еще один очень важный и интересный период в деятельности Г.П. Леонова — 1960-е и 1970-е гг., когда Георгий Павлович был одним из руководителей Методологического семинара геологического факультета. В значительной степени благодаря ему этот формально “партиполитпросветовский” орган превратился в научный форум, где живо обсуждались самые дискуссионные философские методологические проблемы геологической науки. Георгий Павлович неоднократно выступал на семинаре с яркими, глубокими по содержанию докладами, которые неизменно вызывали огромный интерес и острые дискуссии. По материалам семинара Г.П. Леонов опубликовал ряд статей по принципиальным вопросам методологии геологических исследований: о роли цикличности в истории Земли [24], об историзме и актуализме в геологии [5], о хронологическом и историческом путях историко-геологических исследований [28]. Во всех этих работах он неизменно отстаивал историко-геологический подход к решению проблем геологической науки. Концепцию, последовательно опирающуюся на исторический метод исследования, он определял как “научный эволюционизм”, считая, что именно использование исторического метода позволяет выявить сложный, неравномерный ход геологической истории Земли.

Не удовлетворяясь только написанием статей, Георгий Павлович разработал и на протяжении ряда лет читал на геологическом факультете два спецкурса —



Г.П. Леонов на Малом Кавказе. Фото В.Л. Сывороткина, 1974 г.

“Методы стратиграфии” и “Методы историко-геологических исследований” — с целью приобщить молодое поколение будущих геологов к изучению общих геологических проблем и дать студентам нужные методологические установки.

1970-е гг. были переломными в развитии геологической науки, когда появились и начали бурно развиваться мобилистские представления в виде “Тектоники литосферных плит”. Эти представления начали постепенно “вытеснять” господствовавшую ранее геосинклинальную теорию. Работая над новым учебником “Исторической геологии” и занимаясь общими проблемами методологии историко-геологических исследований, Г.П. Леонов, естественно, не мог отстать в стороне от этих проблем. Он непосредственно включился в их решение, возглавив группу исследователей геологического факультета, которая разрабатывала тему “Типы геосинклинальных прогибов”. Эти работы включали помимо анализа литературного материала полевые работы в разных тектонических зонах Большого и Малого Кавказа, в том числе и в “офиолитовых зонах”. Георгий Павлович, несмотря на уже преклонный возраст, принимал активное участие и в полевых работах (рисунок) и в Международном симпозиуме по офиолитам, проходившем в Москве, Средней Азии и Азербайджане.

К решению рассматриваемых проблем Г.П. Леонов подходил, как и всегда, с историко-геологических позиций. Он решительно выступил в защиту геосинклинальной теории и одновременно с этим против искажений понятия “геосинклиналь”, лишаящих его геологического содержания. Георгий Павлович настаивал на том, что выделение геосинклинальных областей, их типизация, выявление их тектонической зональности должны основываться на анализе геологических данных, свидетельствующих об особенностях истории их развития, а не на абстрактных связях с какими-то гипотетическими “глубинными процессами” или “режимами” [4, 6, 33, 37].

Вместе с тем, будучи ученым широких взглядов, лишенным догматизма, Георгий Павлович отчетливо сознавал и ограниченность геосинклинальной концепции, которую, кстати, он никогда и не считал теорией, объясняющей все и вся. Он прекрасно видел, что в жестких рамках противопоставления платформ и геосинклинальных областей, эв- и миогеосинклинальных зон нельзя понять и объяснить все многообразие геологического развития разных бассейнов, разных структурных элементов. И он настойчиво искал новые пути, обращаясь в том числе и к идеям “тектоники плит”. Однако в силу своего характера он не мог пойти легкими путями: либо догматически настаивать на прежних позициях, либо с восторгом принять новые модные концепции, как это сделали многие видные геологи, отказавшиеся, как от ненужного хлама, от геосинклинальной теории, которую исповедовали все предшествующие годы. Георгий Павлович искал такую концепцию, которая, сохраняя историко-геологический подход, свойственный геосинклинальной теории, позволяла бы объяснить важнейшие особенности геологической истории Земли, которые геосинклинальная теория не объясняла, да и не ставила себе такой задачи. Свидетельства таких исканий — во втором томе учебника “Исторической геологии” [9], который Георгий Павлович переписывал несколько раз и не успел закончить до конца своей жизни. В этой книге дана принципиально новая схема палеозойской структуры материковой части земной коры, исходящая не из противопоставления платформ и геосинклинальных областей, а из палеогеографических особенностей трех крупнейших сегментов земной коры. В этой же работе предполагается наличие на территории Атлантики обширного бассейна в палеозое, что перекликается с представлениями о существовании океана Япетус и т.п. Да и сама палеозойская история Земли в этой книге рассматривается отнюдь не с позиций жесткого противопоставления платформ и геосинклиналей, а, скорее, на палеогеографической основе. Можно предположить, что в процессе дальнейшей работы над учебником Георгий Павлович пришел бы к выводу о том, что между геосинклинальной теорией и тектоникой плит нет и не может быть принципиальных противоречий. Одна дополняет и как бы “надстраивает” другую. Тектоника плит дает актуалистическую интер-

претацию тех историко-геологических закономерностей, которые выявлены геосинклинальной теорией в развитии отдельных регионов и всей земной коры в целом. К сожалению, сделать это Георгий Павлович не успел, потому и второй том его учебника имеет незавершенный характер.

Георгий Павлович был очень скромным, “непубличным”, как это принято сейчас говорить, человеком. Всю жизнь он напряженно и на редкость целеустремленно работал, не отвлекаясь на участие в комитетах и комиссиях, не стараясь “засветиться” с выступлениями на совещаниях и конференциях. Поэтому он не был избалован официальным признанием и наградами, к чему, собственно, никогда и не стремился. Тем не менее его известность в широких кругах геологов была очень велика. Непосредственно у Георгия Павловича было сравнительно немного учеников, но сотни и тысячи (!) бывших студентов-геологов, слушавших его прекрасные лекции и учившиеся по его учебникам “Исторической геологии”, считают его своим учителем и фактически составляют “школу Г.П. Леонова”. В 1978 г., когда Г.П. Леонову было присвоено почетное звание “Заслуженный деятель науки и техники РСФСР”, представление его к этому званию было поддержано геологическими факультетами всех университетов и институтов нашей страны, академиями наук СССР и ряда союзных республик, Министерством геологии СССР и его веду-

щими геологическими организациями. К 70- и 75-летию (фактически только в 1987 г.) Георгия Павловича по инициативе его учеников и сотрудников были опубликованы посвященные ему два сборника научных трудов, в которых приняли участие наряду с молодежью крупнейшие геологи нашей страны.

В нашей памяти Георгий Павлович навсегда останется как яркий, большой ученый, принципиальный и глубокий исследователь, всегда следовавший своим оригинальным путем в науке, открытый всему новому, но не идущий на компромиссы в угоду конъюнктуре. Для многих поколений студентов, аспирантов и молодых сотрудников геологического факультета МГУ это был строгий, но справедливый и мудрый Учитель, которого (что греха таить!) побаивались, но искренне уважали и любили. Просто и правильно сказал как-то В.Е. Хаин: **“Георгий Павлович Леонов был настоящим профессором Московского университета — в самом высоком смысле этого слова!”**

При написании этого очерка использованы некоторые материалы из опубликованных статей Е.Е. Милановского [34, 35] и В.Т. Фролова [36], посвященных жизни и деятельности Г.П. Леонова. Автор благодарен Юрию Георгиевичу Леонову, который прочитал данную статью и сделал ряд полезных замечаний и рекомендаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Научные школы” грант НШ — 841.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Г.П. и др. Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам // Докл. сов. геол. к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, 1962. С. 307—332.
2. Леонов Г.П. Верхнесюрский отдел. Стратиграфия // Тр. КЮГЭ. Вып. 2. Л., 1960. С. 41—49.
3. Леонов Г.П. Геологическое строение северной части района Кавказских Минеральных Вод // Вопр. теоретической и прикладной геологии. Сб. 5. М., 1948. С. 62—64.
4. Леонов Г.П. Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1974. № 3. С. 21—31.
5. Леонов Г.П. Историзм и актуализм в геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1970. № 4. С. 3—15.
6. Леонов Г.П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей // Строение и развитие земной коры. М., 1964. С. 59—71.
7. Леонов Г.П. Историческая геология. М., 1956.
8. Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М., 1980.
9. Леонов Г.П. Историческая геология. Палеозой. М., 1985.
10. Леонов Г.П. К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1953. № 6. С. 33—45.
11. Леонов Г.П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований // Памяти профессора А.Н. Мазаровича. М., 1953. С. 31—57.
12. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Русской равнины и Северного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 5. С. 62—82.
13. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Советских Карпат, Северного Кавказа, Украины и Северного Приаралья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1962. № 5. С. 3—6.
14. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1955. № 8. С. 17—31.
15. Леонов Г.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1963. № 4. С. 34—35.
16. Леонов Г.П. О некоторых вопросах стратиграфии палеогеновых отложений Нижнего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 1. С. 85—100.
17. Леонов Г.П. Опыт естественного стратиграфического деления нижнепалеогеновых отложений Центрального Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 102—106.
18. Леонов Г.П. Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых отложений Русской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1957. № 1. С. 169—182.
19. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М., 1961.
20. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973.
21. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М., 1974.
22. Леонов Г.П. Палеогеновая система // Геология СССР. Т. 2. М., 1967. С. 579—603.
23. Леонов Г.П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношения с соответствующими

образованиями бассейнов рек Дона и Днепра // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1936. Т. 14, вып. 4. С. 284—321.

24. *Леонов Г.П.* Проблема цикличности в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1962. № 4. С. 3—12.

25. *Леонов Г.П.* Проблема цикличности в региональной стратиграфии // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977. С. 155—167.

26. *Леонов Г.П.* Соотношение палеоцен-нижнеэоценовых отложений Русской плиты и Северного Кавказа // Сов. геология. 1960. № 3. С. 17—27.

27. *Леонов Г.П.* Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона // Уч. зап. Моск. ун-та. Геология. 1939. Вып. 26. С. 3—53.

28. *Леонов Г.П.* Хронологический и собственно исторический пути историко-геологического исследования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1985. № 1. С. 10—16.

29. *Леонов Г.П., Алимарина В.П.* Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М., 1964.

30. *Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П.* О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1965. № 4. С. 15—28.

31. *Леонов Г.П., Живаго Н.В.* О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана // Уч. зап. Моск. ун-та. Геология. 1961. Вып. 192. С. 26—57.

32. *Леонов Г.П., Логинова Г.А.* Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина // Уч. зап. Моск. ун-та. Геология. 1956. Вып. 176. С. 87—103.

33. *Леонов Г.П., Логинова Г.А., Панов Д.И.* Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средне-восточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1974. № 2. С. 21—31.

34. *Милановский Е.Е.* Георгий Павлович Леонов // Двести лет геологической школы Московского университета в портретах ее основоположников и выдающихся деятелей (1804—2004). М., 2004. С. 419—432.

35. *Милановский Е.Е.* К семидесятилетию Георгия Павловича Леонова // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М., 1978. С. 3—8.

36. *Фролов В.Т.* Принципы историко-геологических исследований в трудах Г.П. Леонова // Историческая геология. Итоги и перспективы. М., 1987. С. 3—10.

37. *Leonov G.P., Loginova G.A., Panov D.I.* Principal zones and regions of sedimentation within the Near-Middle East part of Alpine Belt of Europe and Asia in Jurassic, Cretaceous and Palaeogene times // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Memoria XIV: "Contributi stratigrafici e paleogeografici sul Mesozoico della Tetide". Milano, 1974.

GEORGIY PAVLOVICH LEONOV. MAIN POINTS OF SCIENTIFIC AND ACADEMIC ACTIVITY (TO THE 100th BIRTHDAY)

D.I. Panov

The main duty of G.P. Leonov as a professor was teaching in "Historical geology" and he published two widely distributed textbooks. His scientific papers related to regional stratigraphy of Jurassic and Paleogene, general problems in stratigraphy and methods of historical-geological studies. Leonov published in this field two monographs and more 30 papers. His two-volume monograph "Fundamentals of stratigraphy" received first award of Moscow Society of Naturalists in 1975. The principal basis of all his works is historical-geological approach to solution of geological problems, mainly stratigraphic ones, but also tectonic, paleogeographic and others.

УДК 551

СТРАТИГРАФИЯ В ПОСТОЯННОМ ПОИСКЕ НОВЫХ ИДЕЙ И ПОДХОДОВ

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 20.12.07

Георгий Павлович Леонов — один из самых ярких представителей отечественной геологической школы прошлого века. Многие его идеи в отношении стратиграфической классификации широко используются в геологической практике. Они оказываются чрезвычайно полезными при составлении стратиграфических кодексов и руководств нового поколения. Разбираются спорные проблемы стратиграфической классификации и освещаются основные положения нового Стратиграфического кодекса России.

Стратиграфия как часть геологии постоянно развивается. Ее современный уровень, безусловно, выше того, что был несколько десятилетий назад. Вторая половина прошлого века ознаменовалась прорывными успехами стратиграфии в ее как практической, так и методической составляющей. Большую роль в развитии стратиграфии в нашей стране сыграли выдающиеся представители московской школы геологов. Одним из самых ярких ее представителей был Георгий Павлович Леонов, профессор геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, крупнейший специалист в области стратиграфии, региональной геологии, методико-геологических исследований и видный педагог.

Его курсы, которые он читал в МГУ, “Историческая геология”, “Методы стратиграфии” и “Методы историко-геологических исследований” сыграли важную роль в формировании геологического и стратиграфического мировоззрения многих студентов, из которых вырос ряд известных геологов.

В начале 1970-х гг. вышли в свет два тома его главного научного труда — “Основы стратиграфии” [2]. Трудно найти в мировой и отечественной литературе тех лет что-нибудь подобное. Это были действительно “основы” — с рассмотрением базовых принципов составления стратиграфических схем, подходов к ревизии Международной стратиграфической шкалы, путей расшифровки этапности геологического развития регионов и пр. 30 лет назад Е.Е. Милановский совершенно справедливо отметил, что обзор работ Г.П. Леонова “...показывает значительную широту и многогранность его научных интересов и характерные для Георгия Павловича глубину проникновения в суть каждой из рассматриваемых им проблем, независимость и принципиальность в их анализе и решении...” [3].

Г.П. Леонов оставил в своих трудах много научных идей, которые до сих пор используются в стратиграфических исследованиях. Он, в частности, считал, что в круг задач стратиграфии входят три крупные

самостоятельные проблемы — геохронология, геокартинирование и естественная периодизация истории Земли. Из них центральное место занимает последняя проблема. По его мнению, решить ее нельзя без выделения тех стратиграфических подразделений, которые он назвал геостратиграфическими и которые, как специальная категория, охватывают историко-геологические по содержанию регионально-стратиграфические единицы всех рангов (местные, региональные, межрегиональные).

В связи с этим Г.П. Леонов предложил свою оригинальную общую схему стратиграфической классификации. Она включила подразделения *основные*, или первичные, — геостратиграфические (различных рангов), *производные*, или вторичные, — хроностратиграфические (несколько соподчиненных рангов) и *вспомогательные* — биостратиграфические. По его мнению, геологическое картирование при этом является не только потребителем стратиграфической классификации, но одновременно и участником в ее разработке.

Анализируя пути становления Международной геохронологической шкалы, Г.П. Леонов справедливо отметил, что так называемые геохронологическая и картировочно-геохронологическая (“американская”) концепции общей схемы стратиграфической классификации не решают проблемы естественной этапности истории Земли.

Какие же основные идеи Г.П. Леонова по стратиграфии сопровождают нас сейчас, в начале XXI в.? Что геологическая практика уже взяла на вооружение? Ниже излагаются некоторые соображения по этому поводу, которые, может быть, особенно уместны сейчас, в связи с выходом в свет в 2006 г. новой версии Стратиграфического кодекса России [4].

Стратиграфия в начале XXI столетия

Начало XXI в. стратиграфия встретила новыми исследованиями по двум основным направлениям.

Первое из них связано с дальнейшей детализацией стратиграфических схем (зональное расчленение, а также инфра- или наностратиграфия). Второе направление отвечает “динамической” (или “биосферной”) стратиграфии, которая охватывает широкий круг вопросов, связанных с этапностью развития палеобиосфер и палеоэкосистем [1]. Собственно эти направления создают ту необходимую базу современной стратиграфии, которая, как и раньше, ориентирована на решение самых крупных проблем общей геологии, и в частности, как говорилось выше, на выявление естественной периодизации геологической истории Земли.

За последние годы произошло солидное методическое довооружение стратиграфии. В настоящее время можно насчитать почти 20 разных методов стратиграфического расчленения и корреляции, половина из которых появилась в последние десятилетия (астро-, сейсмо-, секвенс-, магнито-, хемо- и другие “стратиграфии”). Комплексация и грамотное использование этих методов позволяют надеяться, что упомянутые выше стратиграфические направления достаточно хорошо обеспечены необходимой “технологией”.

Сейчас происходит определенное переосмысление теоретических основ и методических приемов стратиграфии. Именно в связи с этим пересматриваются, в частности, стратиграфические кодексы разных стран и Международное стратиграфическое руководство [5], в которых рассматриваются вопросы стратиграфической классификации и номенклатуры. В этой серии стратиграфических документов можно рассматривать и новый российский стратиграфический кодекс 2006 г. На последующих страницах я хотел бы кратко прокомментировать некоторые из его основных положений (в сравнении с Международным стратиграфическим руководством), которые отражают нынешний уровень стратиграфической классификации и подходы к ее реализации.

Обсуждение проблем стратиграфической классификации уместно особенно сейчас, перед 33-й сессией Международного геологического конгресса, которая состоится в Норвегии (г. Осло) в августе 2008 г. и на которой планируется провести дискуссии по этим проблемам. Подготовка к этим дискуссиям уже началась. Например, в июне 2006 г. в Австрии (г. Сеггау) состоялось международное совещание (конференция) по вопросам хроностратиграфии. В работе совещания приняли участие около 40 человек из почти 20 стран. На этом мероприятии было заслушано более 20 докладов и, самое главное, была организована неформальная широкая и свободная дискуссия, в которой приняли участие практически все присутствовавшие специалисты. Это позволило определить мнения и подходы к проблемам хроностратиграфии геологов многих стран и оценить тенденции развития стратиграфии в будущем.

Совещание ставило целью обсудить несколько общих вопросов: принципиальные основы хроно-

стратиграфии, уровень ее современного состояния, новые пути ее совершенствования и перспективы на будущее. Среди докладчиков были такие известные ученые, как М.-П. Обри (М.-П. Aubry), У. Бергрэн (W. Berggren), С. Финней (S. Finney), Д. Огг (J. Ogg), Б. Пилланс (B. Pillans), Б. Картер (B. Carter), Б. Мак-Гоуран (B. McGowan) и др.

Среди конкретных вопросов, которые вызвали большой интерес, были: соотношение хроностратиграфии морских и континентальных образований; возможный уровень детализации стратиграфических схем и корреляций; роль различных (традиционных и новых) методов в этих построениях; различия в хроностратиграфическом расчленении докембрия, фанерозоя и квартера; создание нового варианта уточненной Международной стратиграфической шкалы; плюсы и минусы концепции “золотых звезд” в ее построении; использование хроностратиграфии в геологической практике (в частности в геокартировании, бурении и пр.). Много внимания было уделено, в частности, циклостратиграфии (с подробным рассмотрением возможностей секвенсстратиграфии и орбитальной цикличности). Подробно также разбиралась модная в последние годы концепция “золотых звезд” (для маркировки границ ярусов), формальное увлечение которой привело к тому, что сами ярусы, по сути, остаются в ряде случаев неизученными (“пустыми”).

После всесторонних дискуссий большинство присутствующих согласилось с тем, что сейчас следует сконцентрировать свою деятельность вокруг ряда особо актуальных для стратиграфии проблем: практической детализации стратиграфических схем (шкал) на базе мультидисциплинарного подхода, использовании стратиграфического расчленения для расшифровки геологических событий и прогноза будущих природных обстановок, доведении этих мировоззренческих идей до широкого круга людей (через образовательные процессы), внедрении достижений стратиграфии непосредственно в геологическую практику (геокартирование и пр.). Стратиграфия была и остается основой геологии, так как только она вносит в последнюю компонент геологического времени и дает возможность восстановить геологическую историю, а также выявить этапность развития нашей планеты и ее биосферы.

Решенные и нерешенные проблемы стратиграфической классификации

Напомню, что первый Стратиграфический кодекс России (СКР) российские геологи разработали в 1992 г. Он широко использовался геологической практикой в течение почти 15 лет. В 2006 г. было решено опубликовать модифицированный кодекс, который в принципе сохранил свои основные положения, но стал более кратким и включил более точные, чем раньше, формулировки и дефиниции. Главным идеологом и организатором составления новой

редакции российского кодекса был А.И. Жамойда, заслуги которого в этой работе невозможно переоценить.

Как известно, в 1999 г. в журнале “Эпизоды” (“Episodes”) была напечатана краткая версия второго издания Международного стратиграфического руководства (МСР) [6]. В 2002 г. она была переведена сотрудниками Геологического института РАН (мною и О.А. Корчагиным с участием Т.Н. Голоднюк) на русский язык. Надо отметить, что в последние десятилетия многие страны стали широко использовать идеи Международного стратиграфического руководства.

Сравнение этих двух документов (СКР и МСР) позволяет показать основные черты их сходства и различия в подходе к стратиграфической классификации и номенклатуре. Имеющиеся отличия в определенной мере отражают различные подходы к стратиграфическому исследованию, хотя кажется, что они у всех одинаковы. Однако национальный опыт и укоренившиеся представления о стратиграфии в разных научных школах пока не дают основания для построения единого и до конца согласованного варианта действительно международного стратиграфического кодекса. Правда, сейчас вообще проявляется какая-то общая “усталость” при обсуждении этих проблем, хотя работа над новой версией МСР в последние годы все-таки ведется и отдельные ее разделы уже написаны.

Попробуем обозначить некоторые из различных подходов к трактовке вопросов стратиграфической классификации. При этом не следует делать трагедию, если выявляется несходство в представлениях геологов разных стран. Их следует осознать и понять. Наверное, прежде всего надо опираться на уже достигнутые и согласованные положения. А они, бесспорно, есть. Помимо этого, надо также помнить, что МСР — это не обязательный эдикт Международного союза геологических наук для национальных кодексов.

Начну с того, что всякое стратиграфическое руководство или кодекс ориентированы на его использование в практике стратиграфических исследований (это геокартирование и пр.). Вместе с тем все они в той или иной мере отражают и определенное мировоззрение, и философию сути стратиграфической работы.

Одним из основных вопросов стратиграфии являются принципы выделения стратиграфических подразделений. Большинство российских геологов считают, что каждое стратиграфическое подразделение должно отражать определенный этап геологического развития того или иного региона и Земли в целом. Другими словами, стратиграфия рассматривается как часть исторической геологии. Ее задача не просто расчленить массы горных пород на какие-то единицы, но дать их расчленение с **исторической и хронологической точек зрения**.

Другая проблема — это пространственный масштаб стратиграфических подразделений. По мнению многих отечественных геологов, мы должны иметь подразделения разного — местного, регионального и глобального — масштаба. При этом все они должны строиться на хроностратиграфической основе.

Следующая проблема — проблема геологических карт и использования для их построения стратиграфических данных. Как известно, существуют разные типы карт: тектонические, геоморфологические, гидрогеологические, палеогеографические, гравитационные, полезных ископаемых, литологические (формационные) и т.п. Но среди них самой “главной” картой является карта, отражающая стратиграфические (хроностратиграфические) подразделения (обычно они изображаются цветом в сопровождении определенных индексов). Собственно ее обычно и называют геологической картой. И именно она часто используется как основа для построения других типов карт.

Масштаб таких карт может быть различен (1:2 500 000, 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000, 1:50 000, 1:25 000 и пр.), но принцип их составления один: на них изображаются подразделения с изохронными границами (хроностратиграфия!). Конечно, в зависимости от масштаба и практических целей на них может наноситься дополнительная нарузка, например литологические тела (в виде крапа и т.п.), зоны активных газопроявлений, месторождения полезных ископаемых и др.

Здесь уместно сделать одно замечание. Сейчас много говорят о GSSP (или “золотых гвоздях”, маркирующих обычно нижние границы стратиграфических подразделений, прежде всего ярусов). На наш взгляд, стратиграфические подразделения типа свит, региоярусов и ярусов должны иметь стратотипы, а не только стратотипы нижних границ. Следует помнить, что объектами стратиграфической классификации являются “подразделения”, а не их границы и что геологи картируют прежде всего “подразделения”. Если основываться лишь на концепции GSSP, то наши ярусы останутся “пустыми” (и неизученными), а геологическая история не будет восстановлена.

В принципе термины “стратиграфия” и “хроностратиграфия” являются плеоназмом (на что еще в середине прошлого века указывал О. Шиндевольф), но стратиграфическая практика последних лет использует их весьма широко, и, видимо, определенный смысл в этом есть.

Если конкретно обратиться к новой версии Стратиграфического кодекса России, то можно отметить следующие его особенности. В нем проводится мысль, что стратиграфия в целом является “единой” (в духе идей старой российской и европейской школ). Она может использовать с той или иной полнотой все данные, полученные разными методами. В этом случае каждое стратиграфическое подразделение может иметь комплексную характеристику (например, био-, магнито- и т.п.). В свете этого в Российском кодексе имеются две группы стратиграфических подразделе-

ний — *основные* (комплексного обоснования) и *специальные* (в соответствии с применяемым методом — био-, магнито-, климато- сейсмо-, морфолитостратиграфические, т.е. частного обоснования).

Основные подразделения, создаваемые как хроностратиграфические единицы, являются главными картируемыми элементами геологических карт разного масштаба. Категории этих подразделений отражают их географическое распространение — субглобальное, региональное или местное.

Специально подчеркнем, что основное подразделение местного масштаба — свита — хотя и имеет определенное сходство с формациями МСР, все же отличается двумя свойствами. Во-первых, свита является подразделением комплексного обоснования (это не чисто литостратиграфическая единица, ибо при ее выделении учитываются данные палеонтологические, магнитные, геохимические и пр.). Во-вторых, она имеет в идеале изохронные границы (в отличие от формаций, допускающих диахронность своих границ). И именно поэтому свита относится к “настоящим” хроностратиграфическим категориям, на основе чего строятся “настоящие” геологические (а не литологические) карты. Литологические тела используются обычно на первых этапах изучения районов, но такие “тела” затем уступают место сериям, свитам и пачкам, получающим комплексные (а не только литологические) характеристики. На практике, конечно, свиты могут быть представлены не всегда полно, например в сокращенном объеме, как это бывает и при выделении ярусов и других подразделений, но требование “хроностратиграфичности” для них обязательно.

Хроностратиграфическими являются также региональные подразделения, прежде всего региоярусы и провинциальные зоны. И здесь уместно вспомнить, что в МСР есть специальное указание на то, что местные или региональные хроностратиграфические подразделения подчиняются тем же правилам, которые установлены для подразделений глобальной стратиграфической шкалы. Об этом почему-то часто забывают, особенно когда используют понятие “формация” (они в контексте сказанного выделяются “не по правилам”). Я ничего не имею против формаций, но должен еще раз повторить, что использование в ряде стратиграфических руководств “литостратиграфии” в широком смысле — это своеобразный возврат к описательной стадии геологии прошлых лет, ибо “литостратиграфия” практически имеет дело часто с литологическими телами (обычно с диахронными границами), с которыми имеют дело геологи на первых этапах изучения региона. Поэтому если использовать термин “литостратиграфия”, то только в том случае, если тела имеют изохронные границы и дают информацию о геологическом времени. Но даже в региональном масштабе одна только литология обычно не может дать представления о времени формирования этих тел. Здесь используются, как правило, палеонтологические остатки и другие данные.

Таким образом, если к хроностратиграфическим подразделениям в МСР относятся фактически лишь единицы общей шкалы (от зонотемы до яруса), то в СКР — единицы как общей, так и региональной и местных шкал. Если посмотреть в целом на стратиграфическую классификацию МСР и СКР, то сразу бросается в глаза, что в первом отражена так называемая “множественная стратиграфия” (самостоятельные лито-, био-, магнито- и другие стратиграфии), а второй базируется на идее “единой” стратиграфии, о чем говорилось выше.

Отдельно следует сказать о мелких единицах Международной стратиграфической шкалы. В последнем издании СКР самым мелким подразделением считается не ярус (как в МСР), а хронозона. Практика последних лет убедительно показала, что сейчас хронозоны с успехом используются в качестве реальных подразделений. В палеозое их насчитывается до 130, в мезозое — 140, в кайнозое — до 45. Обычно основой их выделения являются комплексные зоны (*assemblage zones*), но к хронозонам относятся также все разновозрастные слои, не содержащие органических остатков или слабо ими охарактеризованные. И постепенно хронозоны делаются подразделениями комплексного обоснования, отвечающими мелким этапам развития биосферы или отдельных экосистем. Их можно, наверное, называть “маленькими ярусами”.

В МСР хронозона до сих пор считается подразделением неопределенного ранга. Сейчас, когда усиливается потребность в детализации стратиграфических шкал, отказываться от хронозон было бы неправильно. Более того, в настоящее время практика требует в ряде случаев не только зонального, но и более дробного инфразонального расчленения (циклостратиграфия и пр.).

Обращая внимание на некоторые отличия МСР от СКР, нельзя забывать, однако, об их большом сходстве. Оно выражается, например, в подходе к выделению и ранжировке биостратиграфических, магнитостратиграфических и других категорий. Я уверен, что геологическая практика постепенно сблизит разные точки зрения, но сейчас они пока все-таки остаются. Пока остаются вопросы: что лучше — “множественная” (с параллельными самостоятельными био-, магнито-, литостратиграфией) или “единая” стратиграфия? Или что практичнее — региональные хроностратиграфические подразделения или “литостратиграфические” единицы с диахронными границами?

Таким образом, в ходе совершенствования Международного стратиграфического руководства может возникнуть необходимость обсудить ряд проблем, для того чтобы сократить различия между национальными стратиграфическими кодексами.

1. Различные стратиграфические школы (условно называемые “европейской” и “американской”) все еще по-разному определяют стратиграфию. Первая отдает предпочтение “единой” стратиграфии, которая использует данные, получаемые разными методами.

Вторая делит стратиграфию на несколько самостоятельных стратиграфий (лито-, магнито-, био- и др.).

Российские стратиграфы среди стратиграфических подразделений выделяют *основные* (хроностратиграфические) и *специальные* (в соответствии с применяемым методом).

2. Существуют определенные различия в интерпретации хроностратиграфии. Некоторые стратиграфы полагают, что хроностратиграфическое подразделение соответствует толще, которая сформировалась в определенный интервал времени (в этом часто есть элемент формализма, так как не всегда понятно, какого вида интервал используется). Многие из российских специалистов подчеркивают прежде всего историко-геологическую природу хроностратиграфических подразделений. Они исходят из того, что все стратиграфические подразделения (глобальные или региональные) должны отражать естественные этапы геологического развития биосферы и стратисферы. Это дает возможность реконструировать последовательность и направление геологических процессов и явлений.

3. По мнению российских стратиграфов, основные хроностратиграфические подразделения могут иметь разный масштаб: а) глобальный (системы, ярусы), б) региональный (региоярусы, локальные зоны) и в) местный (свиты). Все они должны иметь стратотипы. Такой иерархии нет в МСР.

4. Многие российские специалисты считают, что местные “литостратиграфические” подразделения (формации), границы которых могут быть диахронными, в строгом смысле не являются хроностратиграфическими (это фактически литологические тела). “Литостратиграфия” рассматривается в этом случае как “простратиграфия”. Она используется на первом этапе изучения разрезов. Поэтому главным элементом местных стратиграфических шкал СКР является свита и при определенном сходстве с формациями она отличается от них своей хроностратиграфической основой и комплексной характеристикой. Это не означает, что “литостратиграфия” совсем не нужна. Использование маркирующих горизонтов, пачек и пр. весьма полезно. При картировании в детальном масштабе (1:10 000—1:25 000) границы “литостратиграфических” единиц обычно являются практически изохронными, а поэтому литостратиграфия может быть использована здесь в хроностратиграфическом аспекте.

5. Многие российские геологи рассматривают хронозону (выделяемую с учетом стандартных комплексных зон) как часть яруса. Хронозона в этом понимании имеет в принципе комплексную (т.е. био-, магнито- и пр.) характеристику (как ярус) и соответствует определенному этапу развития Земли. Вместе с тем, по мнению других специалистов, зоны являются корреляционными маркерами. Это дает основание появлению различных точек зрения относительно того, необходимы ли зональные шкалы в фанерозое или достаточно ярусной шкалы. В российском кодек-

се хронозона введена в основные стратиграфические подразделения (после яруса).

6. Популярная среди части геологов “концепция” GSSP в широком смысле представляется неудачной, так как сами подразделения (ярусы), ограниченные выбранными границами, фактически остаются “пустыми”, без отражения в них геологических событий. Поиск “золотых гвоздей”, конечно, полезен, но только как часть общего изучения стратиграфических подразделений (в том числе “золотых”, “серебряных” и другого типа гвоздей-маркеров).

Возможно, при составлении новой версии Международного стратиграфического руководства следует организовать рабочую группу. Но она не должна спешить! Чтобы избежать тенденциозности, в нее должны войти представители разных стран, где эти проблемы изучаются. Недавно я обратился с двумя предложениями в Международную подкомиссию по стратиграфической классификации (проф. М.-Б. Чита) и Международную комиссию по стратиграфии (проф. Ф. Градштейн).

Первое. Во время МГК-2008 было бы полезным организовать специальный симпозиум с докладами, посвященными анализу стратиграфических кодексов разных стран (США, Германии, Великобритании, Китая, России, Австралии и др.). Это поможет лучше понять, в чем их сходство и в чем различие, насколько принципиальны имеющиеся расхождения. В то же время это даст возможность обсудить соответствующие коррективы и добавления в МСР с отражением в нем разных подходов и альтернативных точек зрения (что очень важно!). Это поможет определить современное состояние стратиграфической классификации, выявив действительно острые и одновременно мнимые проблемы стратиграфии начала XXI в.

Второе. Хорошо было бы подготовить специальное издание — краткую сводку, отражающую содержание современных кодексов разных стран. Каждая страна “получает” две страницы: на первой странице в табличной форме показывается структура стратиграфической классификации, а на второй странице даются комментарии к ней. Такая сводка была бы очень полезна.

Изложенное выше — это личные раздумья автора. Я уверен, что читатель найдет в них много спорного. Поэтому я готов к обсуждению затронутых дискуссионных проблем. Существует много тонкостей в интерпретации тех или иных вопросов стратиграфической классификации, которые надо постоянно обсуждать. Для всех нас примером анализа и синтеза стратиграфических проблем могут служить труды Г.П. Леонова.

В прошлом веке Россия дала миру ряд прекрасных геологов-мыслителей, чьи идеи, в частности в стратиграфии, сохраняют свое значение до сих пор. Можно пожелать молодому поколению геологов как можно глубже изучить оставленное им драгоценное научное наследие. И среди тех авторов, чьи труды необходимо изучать, конечно, замечательный ученый Г.П. Леонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М., 2004. 120 с.
2. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. М., 1973. Т. 1. 530 с.; 1974. Т. 2. 486 с.
3. *Милановский Е.Е.* К семидесятилетию Георгия Павловича Леонова // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М., 1978. С. 3—8.
4. Стратиграфический кодекс России / Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб., 2006. 95 с.
5. International Stratigraphic Guide / Ed. A. Salvador. N.Y., 1994. 214 p.
6. International Stratigraphic Guide: An abridged version // Episodes. 1999. Vol. 22, N 4. P. 255—271.

STRATIGRAPHY IN PERMANENT SEARCH OF NEW IDEAS AND APPROACHES

Yu.B. Gladenkov

Georgiy Pavlovich Leonov was one from the most prominent representatives of the Moscow geological school of the last century. Many of his ideas on stratigraphic classification are widely used in geological practice. These ideas prove to be extremely helpful when compiling the stratigraphic codes and guides of new generation. Disputable problems of stratigraphic classification and main regulations of new Russian Stratigraphic Code are discussed.

УДК 551

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К РЕШЕНИЮ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ В РАБОТАХ Г.П. ЛЕОНОВА, ЕГО ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ И В СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Д.И. Панов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 03.04.08

Историко-геологический подход к стратиграфии осуществлялся европейскими геологами XVIII — начала XIX в. В дальнейшем в европейской и российской стратиграфии он был фактически утрачен. В американской стратиграфии он никогда не применялся. На протяжении десятков лет необходимость историко-геологического подхода отстаивал Г.П. Леонов. Он считал основным направлением регионально-стратиграфическое, где наиболее полно выражен историко-геологический подход. В современной российской стратиграфии признаны самостоятельность выделенных Г.П. Леоновым геостратиграфических подразделений (свит и т.д.) и необходимость разработки региональных стратиграфических схем на историко-геологической основе. Наиболее полно историко-геологический подход выражен в концепции секвентной стратиграфии.

Основопологающим принципом, которым руководствовался в своих исследованиях Г.П. Леонов, был историко-геологический (а не хронологический!) подход к решению всех проблем исторической геологии, и в том числе стратиграфии. Необходимость такого подхода была наиболее ясно подчеркнута в его посмертно опубликованной статье “Хронологический и собственно исторический пути историко-геологического исследования” [14]. В первую очередь историко-геологический подход проявлялся в процессе расчленения стратиграфического разреза, выделении и корреляции стратиграфических подразделений, что является отправным пунктом любого историко-геологического исследования. Основными задачами стратиграфии Г.П. Леонов считал расчленение (“классификацию”) слоистых супракрустальных пород с исторической точки зрения, естественную периодизацию геологической истории и выделение стратиграфических комплексов отложений, соответствующих естественным этапам геологического развития данного района.

Такой историко-геологический подход был господствующим еще на ранней стадии развития стратиграфии, в работах крупнейших европейских геологов XVIII — начала XIX в. При изучении геологии Центральной и Западной Европы ими были выделены крупные, четко обособленные по составу и условиям залегания толщи горных пород (“формации”, или комплексы), соответствующие характерным этапам истории геологического развития некоторых хорошо изученных в то время геологических регионов (“стратотипических местностей” в современном понимании). К числу таких толщ относятся хорошо известные формации “древнего красного песчаника” (D),

“горного известняка” и кульма (C_1), цехштейн (P_2), формация “пестрого песчаника” (T_1), оолитовая серия, или “известняк Юры” (J) и многие другие в Европе, миссисипий (C_1) и пенсильваний (C_{2-3}) в Северной Америке и т.п.

Все эти “формации”, или комплексы, представлявшие собой, несомненно, региональные стратиграфические подразделения, выделенные на историко-геологической основе, были приняты за эталоны общих стратиграфических подразделений — систем и отделов. Их последовательность и составила общую (международную) стратиграфическую шкалу, принятую (на уровне систем и отделов) на II сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. Поэтому совершенно прав был Г.П. Леонов, утверждая, что общая шкала — это всего лишь «одна из региональных схем, “приспособленная” для общего пользования и условно... принятая в качестве общей геохронологической системы классификации» [12]. Вместе с тем Г.П. Леонов отмечал, что, будучи принятой в качестве эталона, эта схема превратилась в условную хроностратиграфическую схему — “геологический хронограф”, по выражению одного из ее создателей Е. Реневье. Соответственно и подразделения этой схемы, будучи региональными в своих стратотипических областях, за пределами таковых становятся хроностратиграфическими, выделяемыми по чисто хронологическому признаку, вне связи с этапами геологического развития конкретных областей.

Эта двойственность в понимании природы международной шкалы оказывается еще более значительной в отношении ее более дробных, ярусных подразделений, которые стали выделяться во всех системах фанерозоя сразу после 1881 г. (а некоторые даже

раньше). Один из основоположников стратиграфии, В. Смит, еще в конце XVIII — начале XIX в. в качестве стратиграфических подразделений такого ранга выделял на территории Юго-Восточной Англии толщи горных пород различного литологического состава, в определенном порядке сменяющие друг друга в разрезе. Эти толщи, прослеживаясь на значительной площади, содержали везде один и тот же набор органических остатков и представляли собой в современном понимании свиты, соответствующие этапам геологического развития Юго-Восточной Англии.

В работах французских исследователей (Ж. Кювье, А. Броньяр, А. д'Орбиньи и др.) при расчленении разреза мезо-кайнозойских отложений Парижского бассейна в качестве стратиграфических подразделений выделялись толщи горных пород, разделенные резкими литологическими границами (зачастую и перерывами) и охарактеризованные различными комплексами органических остатков. Эти толщи также представляли собой региональные стратиграфические подразделения, соответствующие этапам развития Парижского бассейна, но, поскольку каждая из них повсеместно содержала свойственный только ей комплекс органических остатков, их стали рассматривать как общие стратиграфические подразделения (этажи, ярусы), которые могут быть выделены в любом регионе в том же стратиграфическом объеме только по палеонтологическим данным.

Последовательности подразделений такого типа, установленные в разных геологических областях, и составили соответствующие части общей (международной) шкалы на уровне ярусов и подъярусов. На этом уровне общая шкала также имела двойственный характер. Отдельные части шкалы представляли собой, по сути, региональные схемы ярусного подразделения, отражавшие этапность истории геологического развития стратотипических областей. Соответственно и сами ярусы, имевшие свои стратотипы в стратотипической области, представляли собой естественные региональные подразделения (свиты), отвечающие этапам развития этой области. В то же время за пределами стратотипической области ярусы как подразделения общей шкалы представляли собой хроностратиграфические подразделения, синхронные по времени образования своим стратотипам, что устанавливалось палеонтологическим методом, т.е. выделение ярусов и подъярусов вне стратотипической местности производилось исключительно по хронологическому признаку, без какой-либо связи с историей геологического развития района.

Хроностратиграфический аспект в понимании природы подразделений общей шкалы еще более усилился с введением в практику стратиграфических исследований зонального метода (А. Опель), когда ярусы стали понимать как “суммы зон”. Это вызвало ряд противоречий в проведении границ ярусов и отделов даже в стратотипических областях, поскольку ярусы первоначально выделялись на историко-геологической основе, а зоны — на основе корреляции по

палеонтологическим данным. В целях преодоления этих трудностей вносились предложения вообще отказаться от стратотипов, при этом ярусы рассматривались исключительно как хроностратиграфические подразделения — “сумма зон” (О. Шиндевольф).

В Европе большинство исследователей фанерозойских образований, содержащих достаточно много руководящих ископаемых, пошли именно по этому пути, считая возможным повсеместное выделение хроностратиграфических подразделений (ярусов, подъярусов). Поскольку этапность фанерозойской геологической истории на всей территории Европы была в значительной степени одинаковой, создавалось впечатление, что хроностратиграфические подразделения являются естественными, соответствующими этапам геологического развития не только в стратотипических областях, но и на всей остальной территории. Это вроде бы избавляло от необходимости разработки региональных стратиграфических схем для естественных геологических регионов на историко-геологической основе и выделения региональных стратиграфических подразделений (свит), соответствующих этапам развития этих регионов. Границы толщ, естественно выделявшихся в конкретных районах, обычно совмещались с границами ярусов и подъярусов. В тех же случаях, когда детальные био-стратиграфические данные явно указывали на отсутствие такого совмещения, предпочитали “подвинуть” границы ярусов и даже отделов, чтобы они были “естественными”. Так возникла французская схема стратиграфии нижней—средней юры (Э. Ор), в которой зона *Dumortieria levesquei*, составлявшая верхнюю часть тоарской зоны *Lytoceras jurensis*, была отнесена к нижнему аалену, поскольку отложения этой зоны во Франции составляют единую толщу с ааленскими. Аналогично этому в английской схеме граница средней и верхней юры была опущена в основание келловея, чтобы совместить ее с границей региональных подразделений — нижнего и среднего оолита. Таким образом, вместо разработки региональных стратиграфических схем на историко-геологической основе авторы создавали альтернативные хроностратиграфические схемы, что приводило только к двойственности в понимании объема и границ хроностратиграфических подразделений. Тем самым историко-геологический подход в практике европейской стратиграфии был фактически утрачен, несмотря на декларативное признание его необходимости. Действительно, если обратиться к сводным работам, например М. Жинью [8] или В. Аркелла [1], мы не найдем там при характеристике разреза любого региона ничего, кроме последовательности ярусов и подъярусов.

Существенно иначе обстояло дело в Америке, где изначально было очевидно, что подразделения общей (международной) шкалы имеют чисто хроностратиграфический характер и никак не отражают этапности истории геологического развития этого континента. Американские геологи пошли по пути четкого противопоставления трех категорий стратиграфичес-

ких подразделений — хроностратиграфических, биостратиграфических и литостратиграфических [7, 16]. Первые рассматривались как общепланетарные подразделения (международной шкалы) со строго изохронными границами, выделенные исключительно по хронологическому признаку. Вторые (биостратиграфические зоны) выделялись палеонтологическим методом и соответствовали этапам эволюционного развития органического мира Северо-Американской биогеографической провинции. Те и другие подразделения не имели физически выраженных границ и потому не могли реально использоваться в практике геологических исследований — при геологическом картировании, расчленении разрезов буровых скважин и т.п. В практике американских геологов наибольшее распространение получил третий тип стратиграфических подразделений — “формации”. Но это были не те формации, которые выделяли европейские геологи в XVIII—XIX вв. с историко-геологических позиций. В понимании американских геологов “формация” — это чисто литостратиграфическое подразделение, однородное по литологическому составу, распространенное на ограниченной площади, а потому имеющее изменчивые мощность и стратиграфический объем. Такая “формация” не только подстилалась и перекрывалась смежными “формациями”, но и замещалась ими латерально, на площади. Она могла рассматриваться как сугубо местное стратиграфическое подразделение для ограниченного по площади района, но в региональном плане эта “формация” представляла собой лишь одну из фаций какого-то более крупного регионального стратиграфического подразделения. Но такие подразделения, отвечающие этапам развития крупных естественных регионов, в практике американских геологов и не выделялись. Их вполне устраивали “формации”, которые было легко картировать и фиксировать в разрезах буровых скважин. Таким образом, в практике американских стратиграфов историко-геологический подход не использовался изначально.

В России и СССР стратиграфы, находившиеся под влиянием европейских коллег, работали в основном в “европейском” направлении, т.е. стремились повсеместно выделять и проследить (и картировать) хроностратиграфические подразделения общей шкалы. В тех случаях, когда выделение ярусов международной (в то время фактически европейской) шкалы оказывалось невозможным, они шли по пути изменения и совершенствования этой шкалы, выделяя новые ярусы по материалам хорошо палеонтологически охарактеризованных российских разрезов. Так появились новые ярусы в карбоне и нижней перми (взамен выделенных в Европе), вошедшие сейчас в общую российскую и международную шкалы, и волжский ярус, который рассматривается сейчас как региональное подразделение.

Одновременно с этим в ходе проведения сплошной геологической съемки на обширных площадях европейской и азиатской частей СССР советские гео-

логи столкнулись с тем, что во многих случаях выделяемые ими и картируемые толщи отложений явно не соответствуют подразделениям общей (международной) шкалы, отвечая естественным этапам развития Европейской платформы, Кавказа или других крупных регионов, не соответствующим западноевропейским. В тех случаях, когда возраст картируемых толщ был более или менее точно определен, их называли в ярусной номенклатуре (например, “сеноманский ярус и нижнетуронский подъярус нерасчлененные”), что, конечно, неправильно, так как ярусные подразделения имеют совсем иную природу. В тех же случаях, когда возраст картируемых толщ был точно не определен, они выделялись под термином “свита” с географическим названием. Тем самым советские геологи в значительной мере неосознанно, стихийно стали использовать на практике историко-геологический подход к стратиграфии.

Как уже было сказано, делалось это зачастую неосознанно и поэтому неправильно. Многие геологи понимали свиты как чисто литологические подразделения наподобие американских “формаций”. Такие “свиты” выделялись в огромном количестве, в каждом районе свои. Как и американские “формации”, это были фактически фации более крупных региональных подразделений, прямого отношения к этапности развития регионов не имевшие. Характерный пример выделения таких “свит” — в нижнеюрских отложениях Юго-Восточного Кавказа, где по долине каждой речки устанавливалась своя последовательность “свит”, причем иногда под названием свиты выделялись просто части разреза, заключенные между продольными разломами. Сами геологи, выделявшие такие “свиты”, рассматривали их как предварительные, временные подразделения, которые в дальнейшем будут заменены хроностратиграфическими подразделениями (ярусами, подъярусами) международной шкалы.

Эти представления нашли отражение в руководстве “Стратиграфические и геохронологические подразделения”, составленном во ВСЕГЕИ под редакцией Л.С. Либровича еще в 1954 г. [17]. В нем утверждается, что системы и отделы общей шкалы выделяются по палеонтологическим данным и соответствуют этапам развития земной коры (от трансгрессии до регрессии); ярусы рассматриваются как единицы провинциальной шкалы, выделяющиеся также по палеонтологическим данным, а в определении свит, которые характеризуются только литолого-фациальными особенностями, не сказано главного — о их соответствии этапам развития конкретных регионов. Более того, указано, что “в выделении свит нет особой необходимости в таких регионах, которые отличаются развитием... отложений, легко сопоставляемых с единицами общей и провинциальной шкал...” [17, с. 49]. Тем самым необходимость историко-геологического подхода, необходимость разработки полноценных региональных стратиграфических схем на историко-геологической основе фактически отрица-

лась. Задача стратиграфического изучения сводилась, по сути дела, лишь к определению относительного возраста отложений в хроностратиграфических единицах общей шкалы.

Практически единственным исследователем в СССР, который на протяжении нескольких десятков лет последовательно отстаивал необходимость историко-геологического подхода к решению проблем стратиграфии, был Г.П. Леонов. Начиная с 1953 г. этому была посвящена серия его работ по общим теоретическим вопросам стратиграфии и исторической геологии [9—14]. Г.П. Леонов определял основные задачи стратиграфии как “классификацию” слоистых супракрустальных пород с исторической точки зрения, естественную периодизацию истории формирования этих образований и их расчленение на естественные комплексы, отвечающие последовательным этапам развития конкретных регионов. Только при таком подходе стратиграфические схемы могут послужить основой для полноценных историко-геологических реконструкций и выводов. Поскольку решение указанных задач осуществляется прежде всего в рамках региональных исследований, то именно регионально-стратиграфическое направление является, по Г.П. Леонову, основным направлением стратиграфических исследований, а геохронологическое, задачей которого является определение относительного возраста, он считал вторичным, возможно имеющим лишь преходящее значение.

Основной целью регионально-стратиграфического исследования Г.П. Леонов считал расчленение стратиграфического разреза с выделением в нем комплексов отложений, соответствующих этапам развития достаточно крупных естественных регионов. Для осадочных пород это мог быть палеобассейн осадконакопления, для вулканических — палеовулканическая область. Соответственно этап геологического развития в первом случае — это этап осадконакопления, во втором — этап проявления вулканической деятельности. Выделяющиеся при этом комплексы отложений Г.П. Леонов считал основными стратиграфическими единицами — основными объектами стратиграфического и историко-геологического изучения. Для этих единиц более всего подходил бы термин “формация” в понимании старых европейских геологов, но поскольку этот термин уже употреблялся в ином смысле, то Г.П. Леонов сначала называл рассматриваемые подразделения как “естественные стратиграфические комплексы”, а затем принял привычные для российских геологов термины “свита” и “серия”. В целом для этой категории стратиграфических подразделений, выделяющихся по историко-геологическому принципу, он предложил хороший термин “геостратиграфические подразделения” (по аналогии с лито-, био-, хроностратиграфическими и т.д.).

Поскольку любое геостратиграфическое подразделение (свита) соответствует одному этапу осадконакопления в палеобассейне, оно отличается внутрен-

ним единством: все слои внутри него образуют согласную последовательность, без перерывов и несогласий. Во многих случаях свита представляет собой осадочный цикл — от трансгрессии до регрессии; последовательность свит при этом отражает периодичность процесса осадконакопления в бассейне. Свита обычно обладает фациальной изменчивостью и представляет собой закономерно (согласно закону Вальтера-Головкинского) построенный фациальный комплекс, отражающий различие условий осадконакопления в разных частях бассейна и их эволюцию в ходе развития бассейна. Геостратиграфическое подразделение таким образом дает необходимую основу для историко-геологического исследования, поскольку совмещает в себе основные показатели — место, время и условия. Последовательность геостратиграфических подразделений, выраженная в региональной стратиграфической схеме, — это основа для объективного анализа истории геологического развития региона, прежде всего — этапности этого развития. Сопоставление этих региональных схем позволяет выделить этапы развития более крупного (межрегионального и даже глобального) значения.

Что касается общей (международной) шкалы, то (по Г.П. Леонову), несмотря на ее изначально региональный характер, в своем практическом применении вне пределов стратотипических областей она используется как хроностратиграфическая схема, подразделения которой выделяются исключительно по хронологическому принципу, не имеют физически выраженных границ и не могут использоваться в практике регионально-геологических исследований (при геологическом картировании и т.п.). Они выполняют служебную, геохронологическую функцию для корреляции разрезов и определения относительного геологического возраста региональных подразделений.

Г.П. Леонов не был “публичным” ученым. Он последовательно излагал свои взгляды в статьях, монографиях и учебниках, в лекциях для студентов, но никогда не навязывал их другим, не стремился “засветиться” участием в конференциях, комитетах и комиссиях. Тем более отраднo видеть, что большинство из разработывавшихся им принципиальных положений находит свое отражение и успешно развивается в современных стратиграфических исследованиях, хотя во многих случаях и без ссылок на работы Г.П. Леонова.

Во-первых, во всех современных российских руководствах по стратиграфии [15, 18, 19] геостратиграфические (по терминологии Г.П. Леонова) подразделения (свита, серия, горизонт) рассматриваются наряду с хроностратиграфическими (система, отдел, ярус) как основные стратиграфические подразделения. Причем принимаются они не как “временные” подразделения, выделяющиеся на начальных этапах стратиграфического исследования при невозможности выделения хроностратиграфических подразделений общей шкалы, а как вполне самостоятельные,

“постоянные” подразделения, объективно выделяющиеся в конкретных регионах независимо от хроностратиграфических. Во 2-м издании Стратиграфического кодекса [18] прямо сказано: “Как стратиграфическое подразделение, имеющее историко-геологическую природу... свита формируется в определенный этап геологического развития участка земной коры... В географическом распространении она ограничена районом с одинаковой или сходной историей формирования пород, т.е. ... пределами определенной структурно-фациальной зоны или... древнего седиментационного бассейна” [18, с. 37—38]. Сходные определения местных и региональных стратиграфических подразделений (свита, серия, комплекс, горизонт) даются и в других руководствах. В частности, в них отмечается, что местный стратон отвечает этапу геологического развития региона — циклу осадконакопления, этапу проявления тектонических движений и вулканизма, климатической эпохе и т.п.

Нетрудно видеть, что эти определения полностью соответствуют определению геостратиграфических подразделений по Г.П. Леонову и подчеркивают историко-геологический принцип их выделения. Именно такие подразделения Г.П. Леонов считал основными единицами, основными объектами историко-геологического исследования.

Во-вторых, в настоящее время признана необходимость разработки региональных стратиграфических схем крупных геологических регионов, что также отражено в соответствующих руководствах [15, 18, 19].

Речь идет о действительно региональных стратиграфических схемах, в которых показана последовательность местных и региональных стратиграфических подразделений (свит, серий, горизонтов), выделенных в разрезе данного региона и его частей, которые скоррелированы по возрасту с хроностратиграфическими подразделениями общей шкалы. Региональные стратиграфические схемы рассматриваются как основа всех регионально-геологических исследований (в том числе геологического картирования) и реконструкции истории геологического развития соответствующих регионов.

Нетрудно видеть, что два рассмотренных положения представляют собой практическое воплощение двух основополагающих принципов Г.П. Леонова: 1) основным направлением стратиграфического исследования является регионально-стратиграфическое, ибо именно в нем осуществляется историко-геологический подход к стратиграфии, и 2) основными единицами стратиграфического (и историко-геологического) исследования являются геостратиграфические подразделения (свиты, серии, горизонты). Ограничиваясь использованием только хроностратиграфических и литостратиграфических единиц, невозможно произвести ни полноценного расчленения стратиграфического разреза, ни геологического изучения региона, ни восстановления истории его геологического развития [14]. Эти идеи Г.П. Леонова при его жизни не всегда встречали поддержку, часто наталки-

ваясь, по его выражению, “на глухую стену непонимания”. Однако практика проведения геологических работ на обширной территории нашей страны полностью подтвердила их справедливость и жизненность.

Третий момент, который следует подчеркнуть, — это появление и бурное развитие сначала за рубежом, а затем и в нашей стране секвентной стратиграфии. Это направление возникло в среде геологов-нефтяников, прежде всего американских, но также и советских, на базе интерпретации временных сейсмических разрезов нефтегазоносных бассейнов. Согласно авторам термина [3, 21], секвенция — это относительно согласная последовательность генетически связанных слоев, ограниченная в кровле и подошве несогласиями и коррелирующимися с ними согласными границами. Поскольку секвенция ограничена несогласиями и соответствующими перерывами в осадконакоплении, то она отвечает обособленному этапу развития бассейна — от трансгрессии до регрессии. Она представляет собой осадочный цикл, в составе которого выделяются последовательно сменяющие друг друга системы трактов (высокого и низкого уровня моря, трансгрессивная, конденсированных разрезов и т.п.), фиксирующие последовательные стадии формирования цикла (секвенции). По характеру сейсмической записи в составе секвенции выделяются сейсмические фации — континентальные, шельфовые, дельтовые и т.п. Каждая секвенция, таким образом, представляет собой закономерно построенный фациальный комплекс — осадочный цикл, соответствующий обособленному этапу геологического развития бассейна, т.е. типичное геостратиграфическое подразделение, аналогичное свите. Последовательность секвенций отражает периодичность развития бассейна, выраженную в чередовании эпох трансгрессии и регрессии. В советской (российской) литературе [2—6, 20] аналогичные секвенциям подразделения выделяются как сейсмические, или седиментационные, комплексы, имеющие практически ту же характеристику.

Характерно, что секвентная стратиграфия зародилась в среде геологов-нефтяников, где историко-геологический метод до этого не применялся. На ранних стадиях изучения, когда искали прежде всего структурные ловушки, вполне обходились выделением литостратиграфических подразделений “формаций”, служивших коллекторами и покрышками. Однако с усложнением задач, с ориентировкой поисков на неструктурные ловушки (зоны выклинивания, несогласного перекрытия, фациального замещения и т.п.) требовался уже историко-геологический подход — выявление взаимоотношений слоев, этапности развития бассейнов, что и позволила осуществить секвентная стратиграфия. Можно сказать, что секвентная стратиграфия — это наиболее полное выражение историко-геологического подхода в современных стратиграфических исследованиях.

Как известно, секвентная стратиграфия идет дальше. Связывая перерывы и несогласия на границах секвенций с эвстатическими колебаниями уровня моря и выделяя секвенции различного порядка, исследователи допускают, что наиболее крупные секвенции могут быть связаны с глобальными колебаниями уровня океана и, следовательно, иметь гло-

бальное значение. Возможно, что выделение таких секвенций — действительно путь к корреляции этапов развития разных бассейнов в глобальном масштабе и разработке общей схемы естественной периодизации истории Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Научные школы” грант НШ-841.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М., 1961. 803 с.
2. Беляков С.Л., Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 3—9.
3. Вейл П., Митчел Р., Тодд Р. и др. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1. М., 1982. С. 104—358.
4. Волож Ю.А., Ковылин В.М., Милитенко Н.В., Шлезингер А.Е. Внутренняя расшифровка осадочных бассейнов сейсмостратиграфией // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 137—141.
5. Гиригорн Л.Ш. Сейсмостратиграфия, предмет и метод // Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та. 1983. Вып. 182. С. 95—103.
6. Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфический метод и секвентная стратиграфия в совершенствовании стратиграфических схем // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М., 2001. С. 258—270.
7. Данбар К., Роджерс Д. Основы стратиграфии. М., 1962. 363 с.
8. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952. 638 с.
9. Леонов Г.П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований // Памяти проф. А.Н. Мазаровича. М., 1953. С. 31—57.
10. Леонов Г.П. К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1953. № 6. С. 33—45.
11. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении стратиграфических и геохронологических подразделений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почв., геол. и геогр. 1955. № 8. С. 17—31.
12. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. 530 с.
13. Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М., 1980. 342 с.
14. Леонов Г.П. Хронологический и собственно исторический пути историко-геологического исследования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1985. № 1. С. 10—16.
15. Практическая стратиграфия. Л., 1984. 320 с.
16. Степанов Д.Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 113. 180 с.
17. Стратиграфические и геохронологические подразделения. М., 1954. 88 с.
18. Стратиграфический кодекс. 2-е изд. СПб., 1992. 120 с.
19. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб., 2006. 96 с.
20. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия // Тр. ГИН РАН. 1998. Вып. 512. 144 с.
21. Mulholland Y.W. Sequence stratigraphy: basic elements, concepts and terminology // Leading Edge. 1998. Vol. 17, N 1. P. 37—40.

HISTORICAL-GEOLOGICAL APPROACH TO SOLUTION OF STRATIGRAPHIC PROBLEMS IN G.P. LEONOV'S WORKS, HIS PREDECESSORS AND IN MODERN STUDIES

D.I. Panov

Historical-geological approach is important. He considered that main route is regional-stratigraphic method that based on the historical-geological approach. In modern Russian stratigraphy geostratigraphic subdivisions (formations etc.) proposed by Leonov are accepted, as well necessity development of regional stratigraphic scales on the historical-geological basis. The most complete historical-geological approach is resulted in conception of the sequence stratigraphy. XIX centuries. But in was really missed in European and Russian stratigraphy later. In American stratigraphy this approach never was accepted. G.P. Leonov many years supports idea, that historical-geological approach is important. He considered that main route is regional-stratigraphic method that based on the historical-geological approach. In modern Russian stratigraphy geostratigraphic subdivisions (formations etc.) proposed by Leonov are accepted, as well necessity development of regional stratigraphic scales on the historical-geological basis. The most complete historical-geological approach is resulted in conception of the sequence stratigraphy.

УДК 551.24

ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ — НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

А.М. Никишин, Л.Ф. Конаевич

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 19.03.08

Тектоностратиграфия представляет собой активно развивающееся направление в геологии осадочных бассейнов. Основываясь на сформулированных в классической геологии понятиях, тектоностратиграфия рассматривает взаимоотношения между крупными литостратиграфическими единицами, уделяя при этом основное внимание влиянию тектонических процессов на формирование стратиграфической последовательности. Тектоностратиграфия тесно связана с представлениями, сформулированными в рамках секвентной стратиграфии, а тектоностратиграфические единицы хорошо распознаются на сейсмических профилях. На конкретных примерах рассмотрена методика выделения тектоностратиграфических единиц в различных типах осадочных бассейнов, а также их соотношение с хроностратиграфическими подразделениями.

Тектоностратиграфия — активно развивающееся сравнительно новое направление в геологии осадочных бассейнов. Этот раздел геологии занимается изучением взаимоотношений между крупными литостратиграфическими единицами, например фациально-разнородными толщами (sequences), при этом особое внимание уделяется влиянию тектонических процессов на формирование стратиграфической последовательности. В то же время тектоностратиграфия является неотъемлемой частью классической геологии и ее основы начали разрабатываться очень давно, в разных странах и многими исследователями. Так, еще в XVIII в. было установлено важное значение угловых несогласий [17]. Работы А. Грессли [16] ввели в геологию понятия “фация” и “фациальная последовательность”, а Ч. Лайель [2, 18] сформулировал и ввел в геологию “принцип униформизма”, который позволил осуществлять палеогеографические реконструкции на основании знаний о современных геологических обстановках. В конце XIX — начале XX в. разработана концепция чередования трансгрессивно-регрессивных циклов, сформулированы представления об их эвстатической природе и влиянии на формирование и пространственное распространение осадочных толщ [20].

Большой вклад в концепцию того научного направления, которое ныне называется тектоностратиграфией, внесли работы российских геологов, главным образом Н.С. Шатского и его последователей, которые разработали основы формационного анализа, явившегося, по сути, тектоностратиграфическим подходом к анализу строения крупных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов. При этом термин “формация” понимался как “естественный комплекс сообществ или ассоциаций горных пород, со-

ставляющие члены которых, то есть слои, пачки породы, свиты, отложения, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральном направлениях” [13, с. 176]. Под парагенезом Н.С. Шатский понимал общность тектонических обстановок [13, с. 175—184, 219—232; 14].

Г.П. Леонов считал одним из основных принципов региональной геологии выделение комплекса слоев, отвечающих естественным этапам развития региона или бассейна осадконакопления. Большое значение Г.П. Леонов придавал морфологической выраженности естественных геологических единиц, отвечающих определенным этапам развития региона, в частности четкости их границ и отличиям состава и структуры. Особое внимание Г.П. Леонов уделял стратиграфическим перерывам. Фациальный метод в понимании классических геологов широко использовался Г.П. Леоновым для решения геолого-стратиграфических задач. В пространственном и вертикальном взаимоотношениях фаций он видел также выражение структуры формаций как целостных историко-геологических единиц [4]. В своих трудах он значительное место уделял проблемам цикличности, которая в настоящее время используется в секвентной и тектоностратиграфии [3, 5].

В последнее время появляется все больше научных публикаций, посвященных тектоностратиграфическому анализу. Они касаются различных тектонических структур — от типично платформенных участков земной коры до сложно построенных складчатых поясов с породами офиолитовой ассоциации [8]. Тектоностратиграфическое направление активно разрабатывается в нефтяных компаниях, в том числе в “Бритиш Петролеум”, которая является одним из лидеров этого направления.

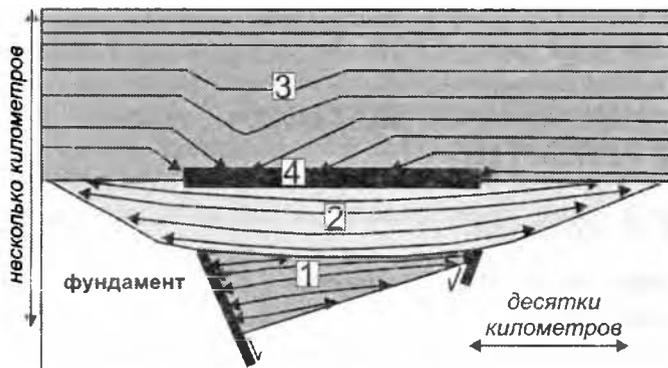


Рис. 1. Графическое изображение принципа выделения тектоностратиграфических единиц на основе интерпретации сейсмического профиля. Построено с учетом идеологии, принятой в НК "Бритиш Петролеум": 1 — рифтовый комплекс, 2 — пострифтовый комплекс, 3 — комплекс краевого прогиба, 4 — поверхность конденсированного разреза

Тектоностратиграфия — это выделение мегасеквенций (мегапоследовательностей) и их интерпретация в терминах тектонических обстановок их формирования [21].

Тектоностратиграфия тесно связана с секвентной стратиграфией (или секвенс-стратиграфией). Секвентная стратиграфия (стратиграфия секвенций, секвенс-стратиграфия) занимается изучением взаимоотношений пород в пределах хроностратиграфического каркаса, где толщина пород циклическая и сложена генетически связанными элементами. Секвенция (секвенс) представляет собой последовательность осадочных тел, накопившихся за единый трансгрессивно-регрессивный цикл, от одной фазы перехода регрессии к трансгрессии к следующей аналогичной фазе. Таким образом, секвенции четко коррелируются с разным стоянием уровня моря. В классической "эксоновской" модели секвентной стратиграфии П. Вайла и его последователей используется весьма разнообразная терминологическая база, которая включает в себя такие понятия, как системы трактов, границы секвенсов (секвентные границы), парасеквенции, пакеты парасеквенций (про-, ретро- и агградационный), трансгрессивная поверхность, поверхность максимального затопления и многие другие. Мировой опыт показал высокую эффективность применения секвентной стратиграфии для районов континентальных окраин, где четко различается седиментация при высоких и низких значениях уровня моря. Кроме того, секвентная стратиграфия позволяет прогнозировать распределение коллекторов, покрышек и очагов генерации углеводородов на региональном уровне, а также устанавливать внутреннюю структуру резервуаров на локальном уровне. Высокие прогностические возможности при поиске месторождений нефти и газа обусловили повышенный интерес и широкое внедрение этой концепции в практику геолого-разведочных работ.

Секвенции (секвенсы) разделяются на несколько порядков, отвечающих различным по своей продолжительности временным интервалам. Наиболее длительные соответствуют формированию мегасеквен-

ций. Мегасеквенции представляют собой тектоностратиграфические комплексы, сформировавшиеся в течение основной фазы существования бассейна. Границы мегасеквенций снизу ограничены угловым несогласием, сверху — либо угловым несогласием, либо комбинацией поверхностей налегания и прилегания. Длительность формирования мегасеквенций составляет 3—50 млн лет и соответствует таким тектоническим процессам, как континентальный рифтинг, образование краевых прогибов и зон инверсии. Формирование мегасеквенций, отвечающих раскрытию и закрытию задуговых бассейнов, распаду или объединению континентов, занимает более 50 млн лет. Каждая мегасеквенция имеет характерный для нее рисунок внутренней волновой (сейсмической) записи и сопоставима с сейсмокомплексами. Мощность мегасеквенций или тектоностратиграфических единиц может составлять от сотни метров до первых километров. Пример выделения мегасеквенций показан на рис. 1.

Если секвентная стратиграфия эффективно используется для анализа континентальных окраин, то тектоностратиграфический подход можно использовать для бассейнов со сложной тектонической историей: рифтовых и пострифтовых прогибов, краевых и межгорных прогибов, бассейнов, сменивших на протяжении истории своего развития несколько тектонических обстановок (например, Прикаспийский, Тунгусский и Тимано-Печорский бассейны, Скифская платформа, Охотское море, Арктика).

Выделение тектоностратиграфических единиц

В основе тектоностратиграфических построений лежит единая для осадочного бассейна схема стратиграфии, разработанная путем синтеза данных полевой геологии, скважин и сейсмопрофилей. Самым важным является увязка всех данных в единую систему с выделением региональных хроностратиграфических единиц. Хроностратиграфическая единица представляет собой толщу пород, выделенную в качестве вещественного репера для всех отложений, образованных в течение определенного интервала времени. Тектоностратиграфическая единица представляет собой характерное сочетание литостратиграфических единиц (слоев, пачек, свит), возникшее при определенном тектоническом режиме, а смена таких единиц связана с изменением этого режима. Таким образом, тектоностратиграфическая единица может включать в себя одну или несколько хроностратиграфических единиц, объединенных единым этапом тектонической истории региона. Масштаб этапа зависит от сложности историко-геологической истории бассейна, а также от уровня его изученности. Примерами тектоностратиграфических единиц могут быть рифтовые и пострифтовые, сининверсионные, синскладчатые (синкинематические) серии осадков, а также осадочные толщи, заполняющие краевые прогибы.

Тектоностратиграфические единицы могут быть нескольких рангов. Например, рифтовая серия осадков может быть разделена на фазы, различающиеся скоростями погружения и смещениями по разломам. Также синскладчатые и сининверсионные комплексы осадков могут быть разделены на фазы роста деформаций и т.д.

На сейсмических профилях можно четко выделять следующие типы тектоностратиграфических единиц: дорифтовые осадки (формировались до начала образования сбросов), синрифтовые осадки (формировались синхронно с образованием сбросов), пострифтовые осадки (формировались после завершения сбросообразования над рифтом в ходе плавного погружения), осадки краевого прогиба (формировались во флексурном “изгибовом” бассейне синхронно с ростом орогена), сининверсионные осадки (формировались синхронно со складчатыми деформациями).

В свою очередь каждую тектоностратиграфическую единицу на сейсмических профилях можно подразделить на части и дать им конкретные характеристики. Например, для синрифтовых осадков можно выделить во времени синриффт-1 (формирование полуграбена), синриффт-2 (формирование структуры “проворачивания” (rollover), синриффт-3 (расширение полуграбена). Для синрифтовых осадков можно выделить разные типы фаций (карбонатные постройки, карбонатную платформу, клиноформы с песчаниками).

Для краевых прогибов также можно выделить краевой прогиб-1, краевой прогиб-2, краевой прогиб-3, каждый из которых обладает своими характеристиками (например, миграцией бассейна от орогена, изменением положения основного источника обломочного материала).

Сейсмопрофили, пересекающие обширные регионы, отдельные осадочные бассейны или тектонические структуры, являются прекрасным материалом для выделения тектоностратиграфических единиц. Наряду с границами тектонических несогласий, характерной их чертой являются конденсированные разрезы (обычно выражены как яркие рефлекторы на сейсмопрофилях), поэтому их выделение является стандартной процедурой при интерпретации сейсмических профилей.

На рис. 2—5 показаны примеры выделения тектоностратиграфических единиц.

Развитие на рифтовой и пострифтовой стадиях осадочного бассейна Одесского шельфа, испытавшего инверсию, иллюстрирует рис. 2, А. На сейсмопрофиле удается выделить несколько стадий развития бассейна, каждой из которых соответствуют определенные тектонические комплексы — рифтовый, пострифтовый, сининверсионный и постдеформационный. Сининверсионный комплекс формировался на фоне общего погружения с относительным воздыманием зоны антиклинали. В нем дополнительно выделяются 3—4 единицы, отражающие разные скорости относительного роста складки. Постдеформационный чехол несогласно перекрывает нижележащие от-

ложения. Тектоническая интерпретация (выделение мегасеквенций) в этом случае возможна даже без привлечения данных бурения.

Не менее четко выделяются дорифтовые, синрифтовые и пострифтовые мегасеквенции в палеозойских и мезозойских отложениях Днепровского бассейна (рис. 2, Б). В дорифтовом комплексе четко прослеживается система грабенов, пересекающих чехол одинаковой мощностью отложений.

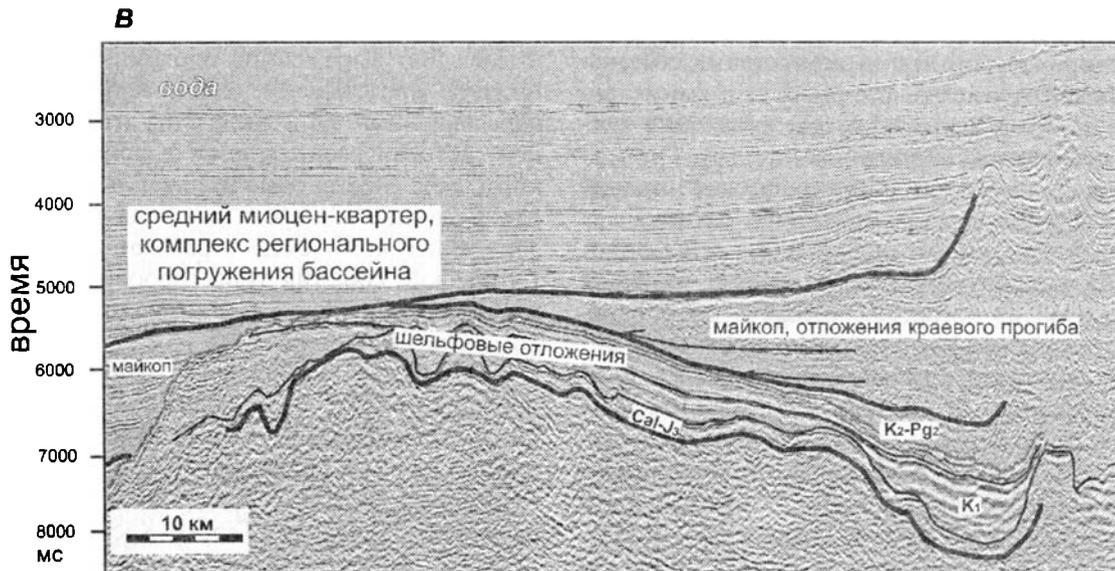
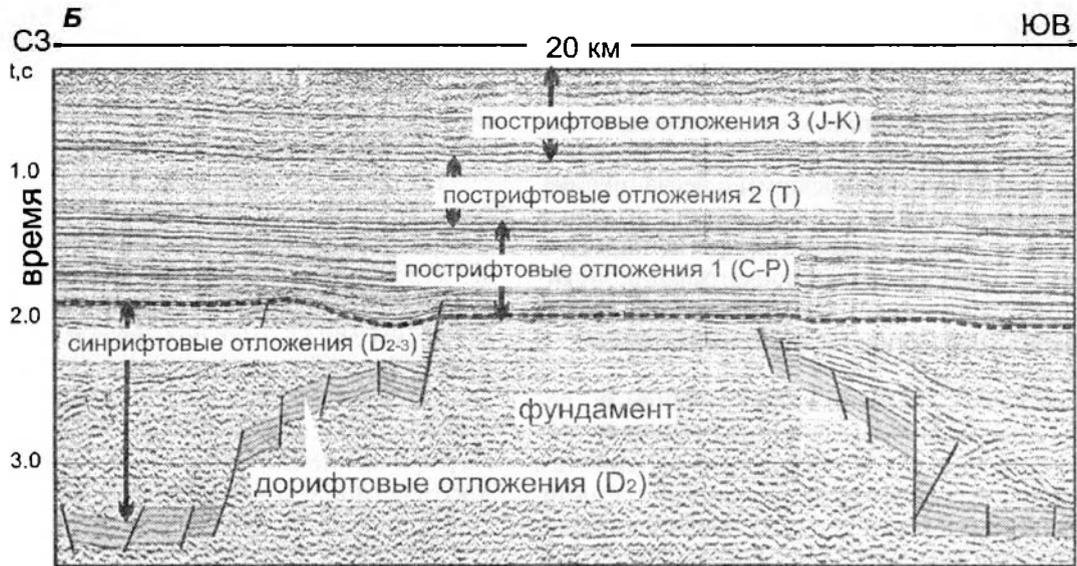
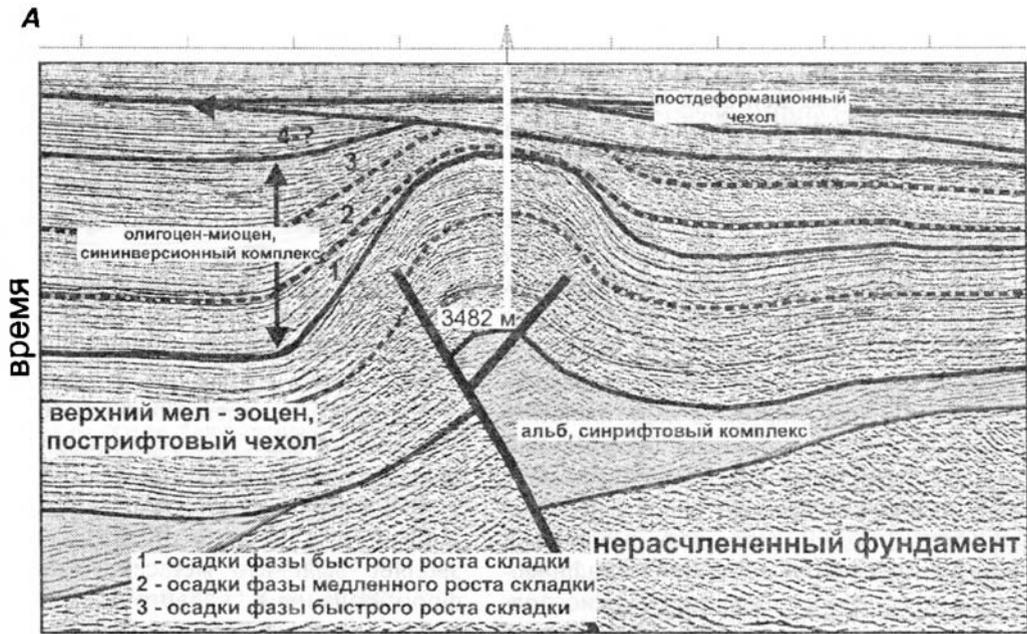
Отложения майкопа (олигоцен—нижнего миоцена) Туапсинского прогиба прекрасно иллюстрируют тектонические обстановки краевого прогиба в условиях изгиба литосферы. Формирование флексурного изгиба сменилось режимом общего погружения и заполнения бассейна осадками, что позволяет выделить две мегасеквенции (рис. 2, В).

Фрагмент краевого прогиба бассейна По, расположенного к востоку от Апеннинского орогена, позволяет выделить мегасеквенцию, совпадающую с формированием надвигового пояса (рис. 3, А). Видно, что отложения плиоцена накапливались синхронно с надвигообразованием, так как мощность разреза и его полнота уменьшаются к высшим точкам антиклиналей (т.е. плиоцен образует сининверсионную тектоностратиграфическую единицу). Постнадвиговая мегасеквенция составляет самостоятельную тектоностратиграфическую единицу.

На рис. 3, Б показан фрагмент профиля Анадырского прогиба. Здесь четко виден плавный переход поверхности углового несогласия к согласной границе. Угловое несогласие указывает на смену двух тектоностратиграфических единиц, связанных с вертикальными движениями положительного знака и четко фиксирующихся в левой части профиля. Этот пример показывает, что на коротком участке сейсмического профиля не всегда возможно разделить тектоностратиграфические единицы, в связи с чем нужно использовать региональные протяженные профили, которые полнее отражают геологическое строение региона.

На рис. 3, В показан пример выделения двух тектоностратиграфических единиц с резко различным строением пакетов парасеквенций. Верхняя единица имеет явно выраженное проградационное строение, нижняя представляет собой набор аградационных парасеквенций. Они разделены весьма четкой границей, которая располагается в основании дельтового комплекса (неогеновые отложения дельты Палеоамура). В данном конкретном случае дельтовые проградационные комплексы отражают региональные тектонические события типа горообразования в сопряженных районах с резким возрастанием привноса обломочного материала.

Осадочные комплексы, заполняющие краевые прогибы, имеют очень сложное строение и могут подразделяться на несколько единиц. Формирование каждой из них сопровождалось сменой тектонического режима. На рис. 4 показана интерпретация сейсмического профиля Терско-Каспийского краевого прогиба. Четко выделяются две мегасеквенци-



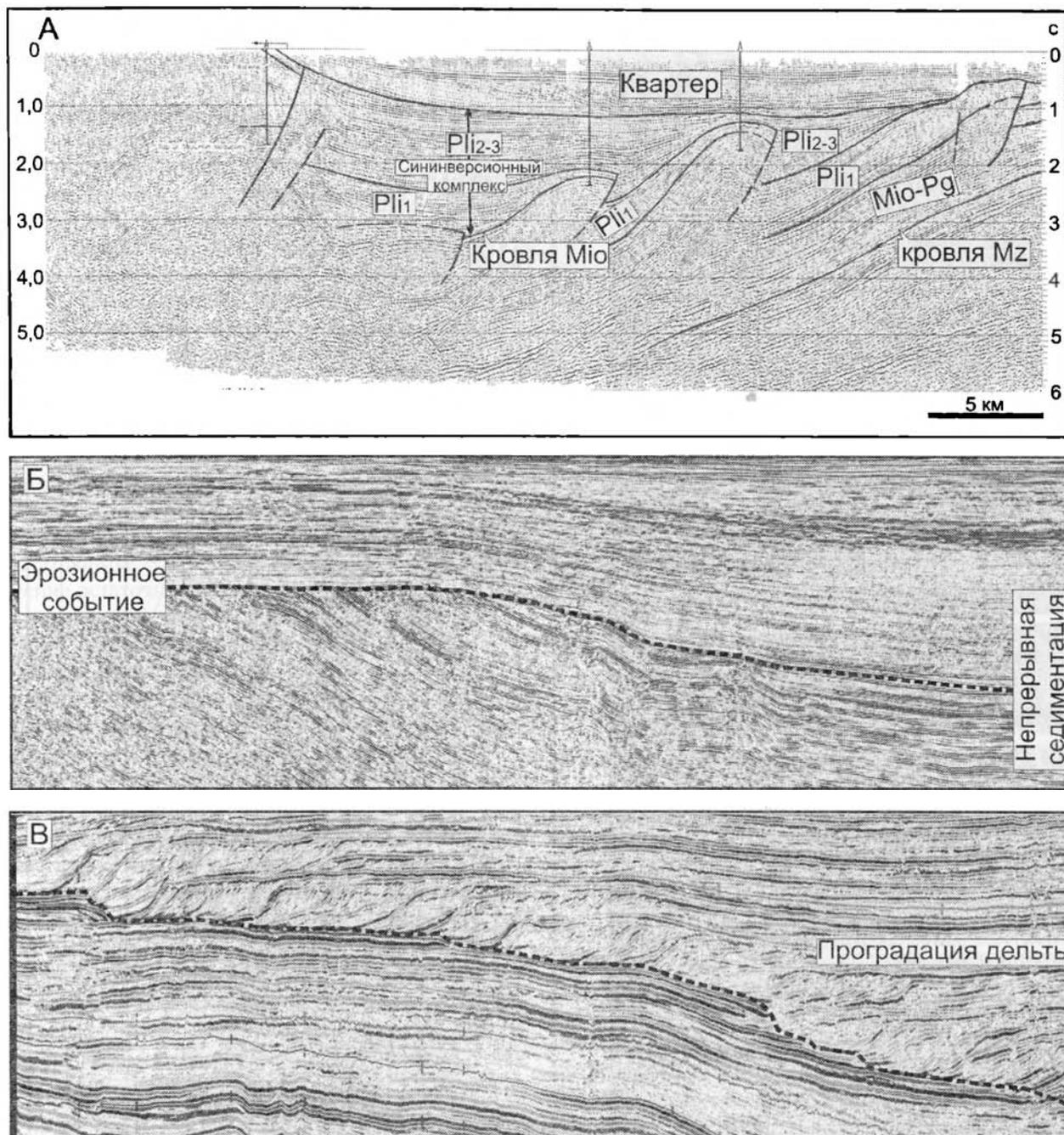


Рис. 3. Примеры выделения тектоностратиграфических единиц разных типов:

А — фрагмент сейсмического профиля краевого прогиба По (Италия) (профиль по [15]); четко выделяется плиоценовый комплекс, формировавшийся синхронно с надвигообразованием (сининверсионный комплекс). Б — фрагмент сейсмического профиля для бассейна Берингова моря (представлен НК “Газпром нефть”); пунктирная граница разделяет два тектоностратиграфических комплекса, однако угловое несогласие между ними плавно переходит в согласную границу. В — фрагмент сейсмического профиля бассейна Охотского моря (представлен НК “Роснефть”); проградация дельтового комплекса Палеоамура могла быть обусловлена крупным тектоническим событием на суше типа горообразования

Рис. 2. Примеры выделения тектоностратиграфических единиц:

А — фрагмент сейсмического профиля Одесского шельфа в Черном море (профиль по [10]); выделены синрифтовый, пострифтовый, сининверсионный комплексы и последеформационный чехол; в сининверсионном комплексе выделены фазы с разной скоростью роста складки. Б — фрагмент сейсмического профиля Днепровского бассейна (профиль по [9]); выделены фундамент, дорифтовые, синрифтовые и пострифтовые отложения; пострифтовые отложения разделены на три единицы; J—K — юра—мел; T — триас, C—P — карбон—пермь, D₂₋₃ — средний—верхний девон; D₂ — средний девон. В — фрагмент сейсмического профиля Туапсинского прогиба в Черном море [1]; выделен комплекс отложений краевого флексурного прогиба (олигоцен—нижний миоцен) и комплекс регионального погружения бассейна (средний миоцен—квартер); Cal—J₃ — келловей—верхняя юра, K₁ — нижний мел; K₂—Pg₂ — верхний мел—эоцен

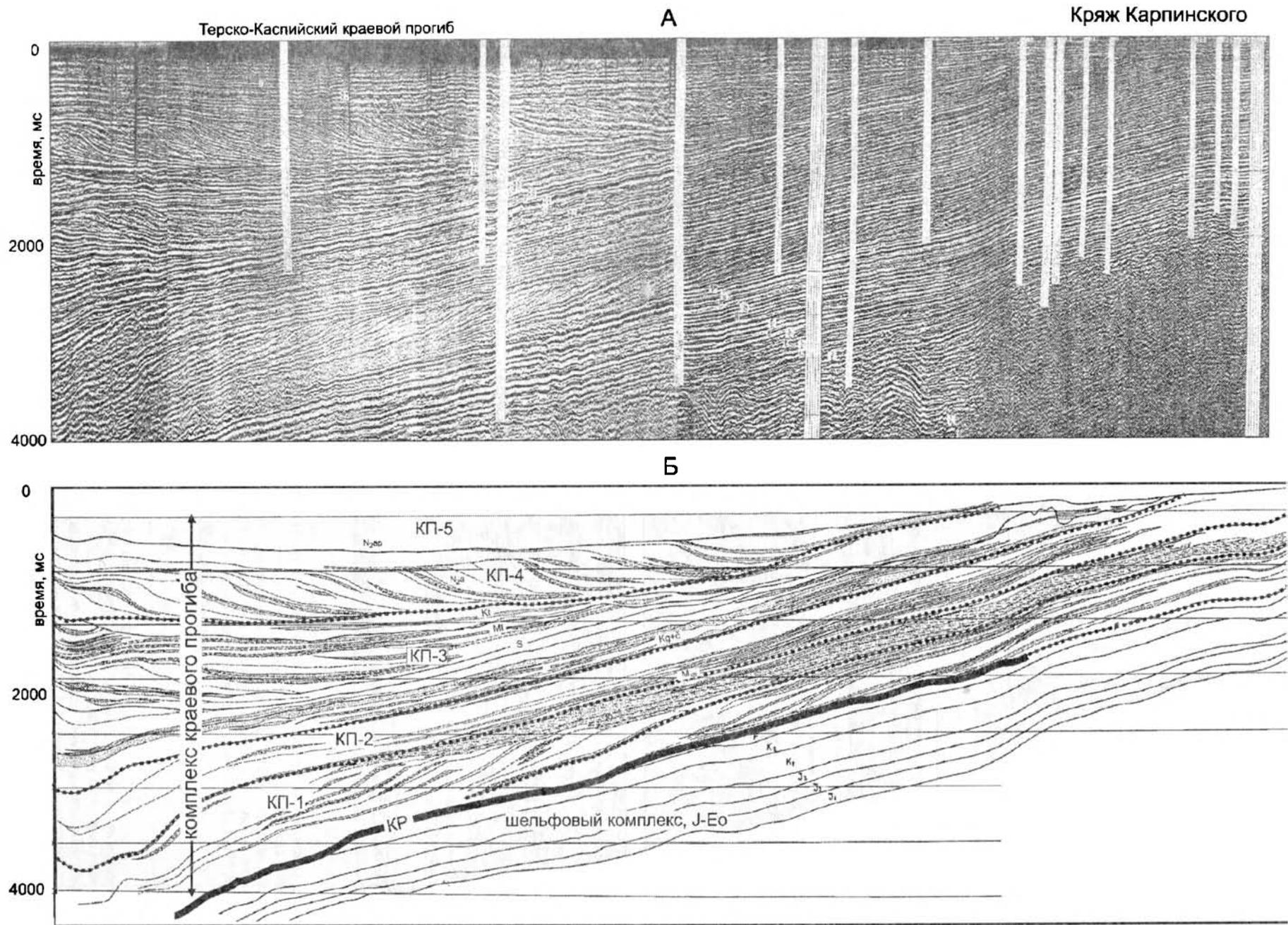


Рис. 4. Сейсмический профиль через Терско-Каспийский краевой прогиб (А) и его интерпретация (Б) [11, 12].

На профиле выделяются шельфовый комплекс и комплекс краевого флексури прогиба. В краевом прогибе выделено пять тектоностратиграфических единиц (КП-1, -2, -3, -4, -5) с различными тектоническими обстановками седиментации; КР — конденсированный разрез

ности (сейсмокомплексы): шельфовый — юра—эоцен и краевого прогиба — олигоцен-квартер. В основании комплекса краевого прогиба в подошве клиноформ намечается интервал конденсированных отложений. Это фиксируется поверхностями налегания на разделяющую поверхность разновозрастных отложений. В сейсмокомплексе краевого прогиба выделяются пять подкомплексов с различной историей осадконакопления: 1 (нижняя часть майкопа) — осадки заполняют клиноформами глубокий бассейн; 2 (верхняя часть майкопа) — бассейн в основном компенсируется осадками; 3 (средний-верхний миоцен) — заполнение бассейна с преобладанием транспорта обломочного материала с растущих гор Большого Кавказа; 4 (плиоцен, акчагыл) — крупномасштабный транспорт осадочного материала с Большого Кавказа, проградация обломочных отложений на север в сторону платформы; 5 (квартер) — площадное заполнение остаточного бассейна молассой.

Региональный профиль, пересекающий зону краевого прогиба на Аляске севернее хр. Брукса (рис. 5), можно считать учебным для выделения тектоностратиграфических единиц [19]. На профиле видны следующие тектоностратиграфические комплексы: 1 — рифтовые и пострифтовые отложения нерасчлененные; 2 — пострифтовые отложения, формировавшиеся во время некоторой инверсии палеорифта (пострифтовые сининверсионные отложения); 3 — пострифтовый комплекс нерасчлененный, в котором можно выделить более детальные тектоностратиграфические единицы; 4 — отложения краевого флексурного прогиба. В этом комплексе четко выделяются три единицы: 4а — треугольная в разрезе призма осадков краевого прогиба, заполнявшая глубоководный трог; отложения скорее всего представлены флишем (синороженным комплексом заполнения глубокого бассейна); 4б — комплекс клиноформной проградации обломочных отложений от орогена в сторону платформы с заполнением глубокого бассейна осадками; 4в — комплекс квазиравномерного перекрытия краевого прогиба континентальной или мелководно-морской молассой. В основании вероятного флишевого комплекса (4а) фиксируется полоса ярких отражений, которая может соответствовать поверхности конденсированного осадконакопления.

Тектоностратиграфические единицы можно выделять на основе анализа сеймопрофилей, как показано на рис. 6 (район Кубанского краевого прогиба в Предкавказье). Такие единицы служат основой для выделения мегасеквенций и разделяющих их поверхностей (рис. 7). На рис. 8 приведена тектоностратиграфическая схема с констатацией тех тектонических событий, которые разделяют мегасеквенции.

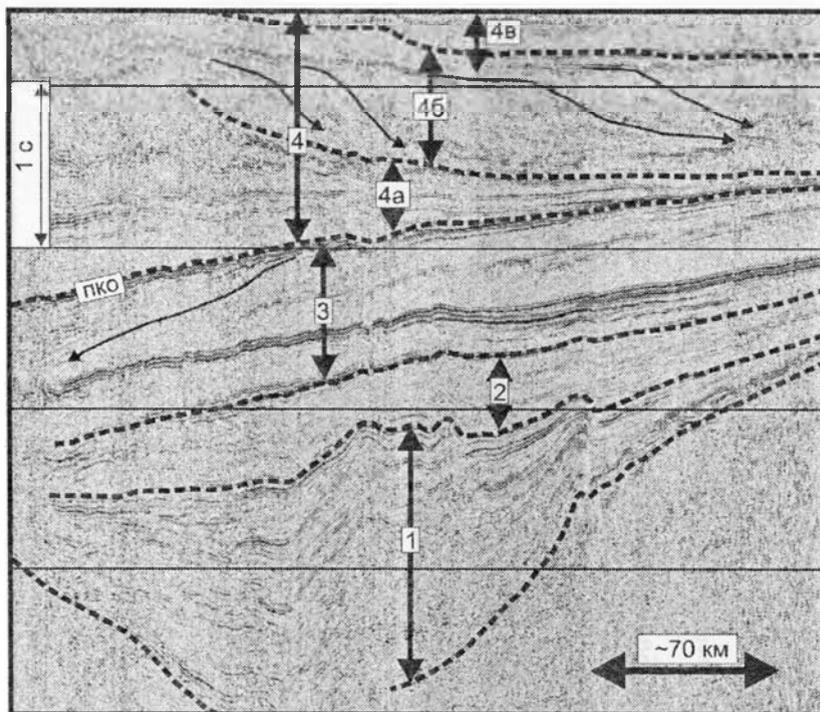


Рис. 5. Фрагмент регионального сейсмического профиля краевого прогиба к северу от хр. Брукса на Аляске [19] и выделение на нем основных тектоностратиграфических комплексов (см. текст). ПКО — поверхность конденсированного осадконакопления

Построение тектоностратиграфических схем

Для построения тектоностратиграфических схем должна использоваться сводная система данных по строению исследуемого осадочного бассейна. Наиболее информативные схемы могут включать в себя до 15 разделов, каждый из которых содержит определенные сведения об истории развития структуры. Как уже упоминалось, в основе любого тектоностратиграфического анализа должна лежать региональная стратиграфическая шкала, которая в свою очередь должна быть сопоставлена с хроностратиграфическими подразделениями международной шкалы, показанными в масштабе геологического времени. Отдельная графа демонстрирует сводный геологический разрез, состоящий из непрерывных или прерывистых во времени интервалов (секвенций), разделенных согласными границами или перерывами. Интервалы, не заполненные осадками, должны сопровождаться пояснениями: ненакопление, эрозия, конденсация и т.д. В отдельную графу должны быть вынесены данные об относительных колебаниях уровня моря: кривая берегового перекрытия (onlap curve), кривая относительного изменения уровня моря (relative sea-level change); выделены системы трактов низкого, высокого стояния и отвечающие трансгрессивным эпизодам. Для лучшего понимания особенностей развития конкретного осадочного бассейна вводится графа, в которой показаны глобальные кривые (onlap, sea level curve). В самостоятельных графах должны быть отмечены нефтематерин-

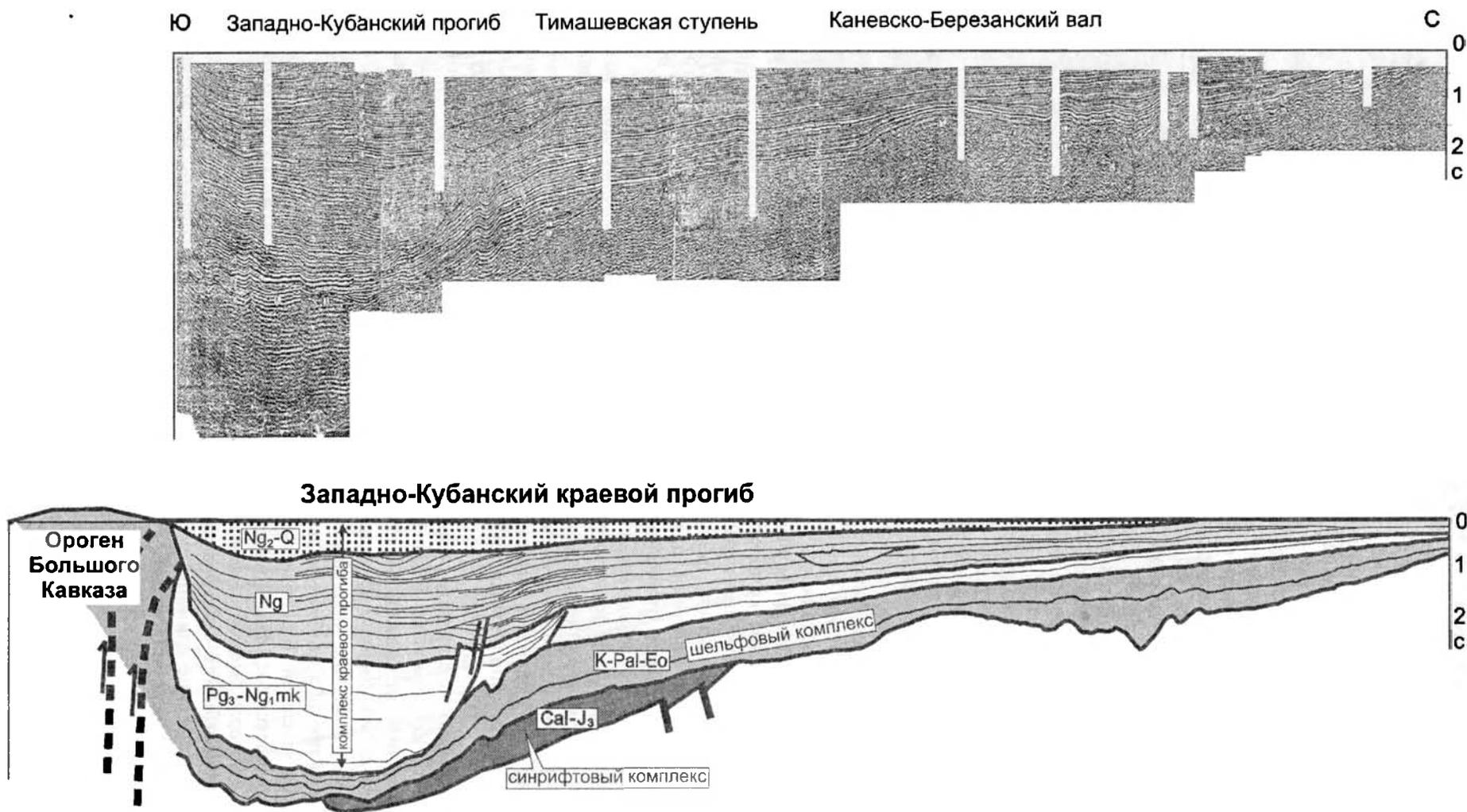


Рис. 6. Сейсмический профиль через Кубанский краевой прогиб [1] и его тектоностратиграфическая интерпретация. Cal-J₃ — келловей—верхняя юра; К-Pal-Eo — мел—палеоцен—эоцен; Pg₃.Ng₁mk — олигоцен—нижний миоцен, майкоп; Ng — неоген; Ng₂-Q — плиоцен—квартер

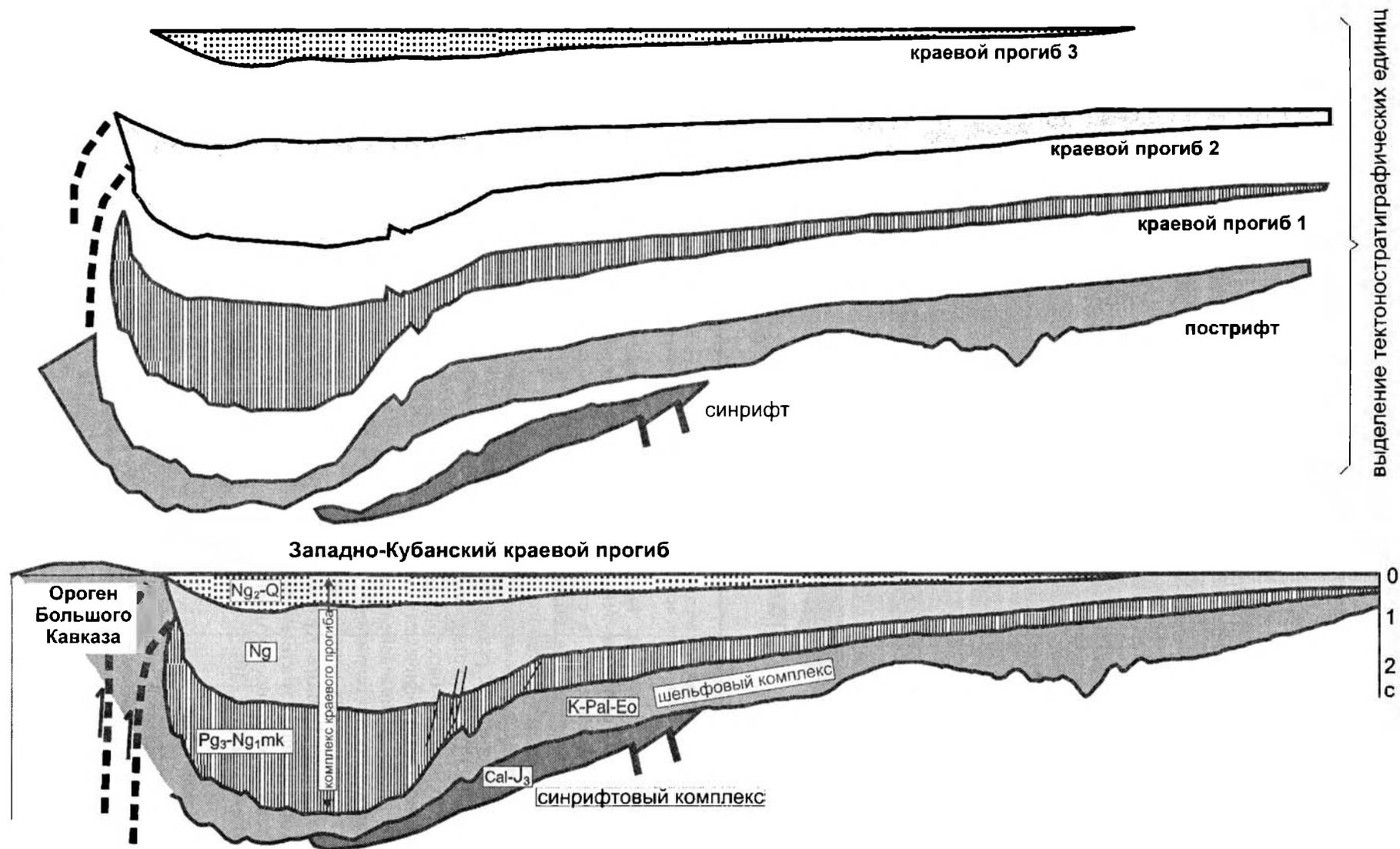


Рис. 7. Пример демонстрации выделенных тектоностратиграфических единиц для построения тектоностратиграфической схемы (составлен на основе рис. 6)

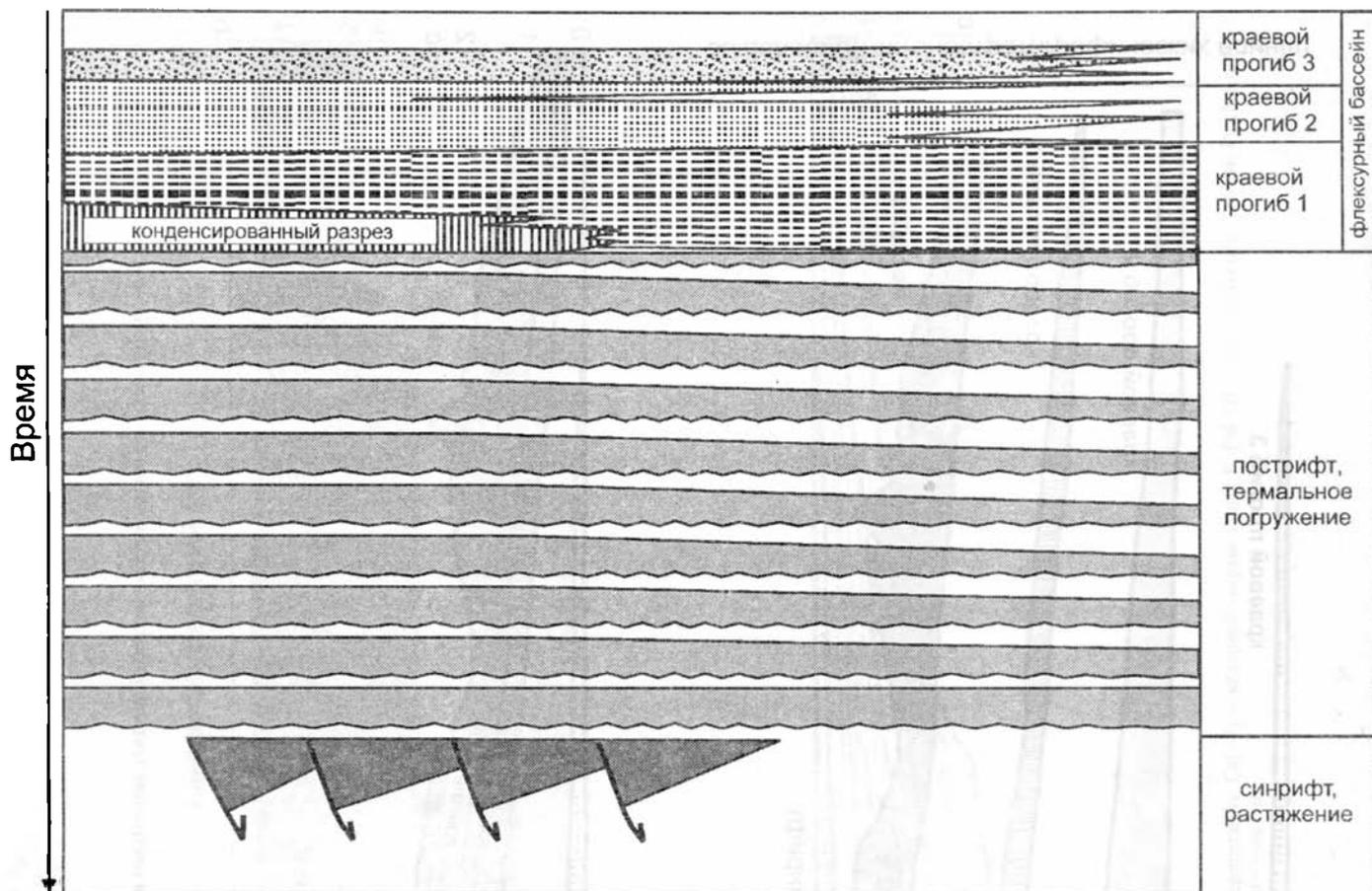


Рис. 8. Идеализированный вариант построения тектоностратиграфической схемы на основе интерпретации сейсмического профиля (рис. 6, 7) для случая, если возраст выделенных единиц строго не обоснован

ские породы и резервуары. Наконец, выделяется столбец, в котором показаны основные тектонические события в исследуемом бассейне, в следующей графе — основные океанографические, биотические и тектонические события этого временного интервала. На базе этих данных выделяются мегасеквенции, отражающие смену тектонических режимов одного или нескольких порядков. По существу, восстанавливается вся хронология истории бассейна [21].

Построение тектоностратиграфических схем возможно и на основе данных полевой геологии в случае хорошей обнаженности территории и при наличии детальных геологических карт. Такая схема для Бахчисарайского района Горного Крыма приведена на рис. 9. Для хорошо изученных бурением закрытых районов также возможно построение тектоностратиграфических схем (рис. 10).

Заключение

Тектоностратиграфия является новым направлением в современной геологии. По существу, это ин-

терпретация геологического разреза в терминах тектонических обстановок формирования стратиграфических последовательностей в масштабах осадочного бассейна и всей литосферы. В настоящей работе мы показали примеры выделения тектоностратиграфических единиц и продемонстрировали, как можно графически характеризовать геологическую и тектоническую историю осадочного бассейна.

Работа выполнена нами под влиянием наших учителей в области стратиграфии и тектоники осадочных бассейнов — Г.П. Леонова, Д.П. Найдина и П. Циглера. Наше общение с Н.А. Малышевым, К.О. Соборновым и А.Н. Обуховым, которые представляют практическую нефтяную геологию, позволило глубже понять предмет исследования. Обобщение работ по тектоностратиграфии проведено под влиянием работ специалистов НК «Бритиш Петролеум» (Д. Робертс, К.О. Соборнов, А. Белопольский и др.). Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 08-05-00283 и 08-05-00588.

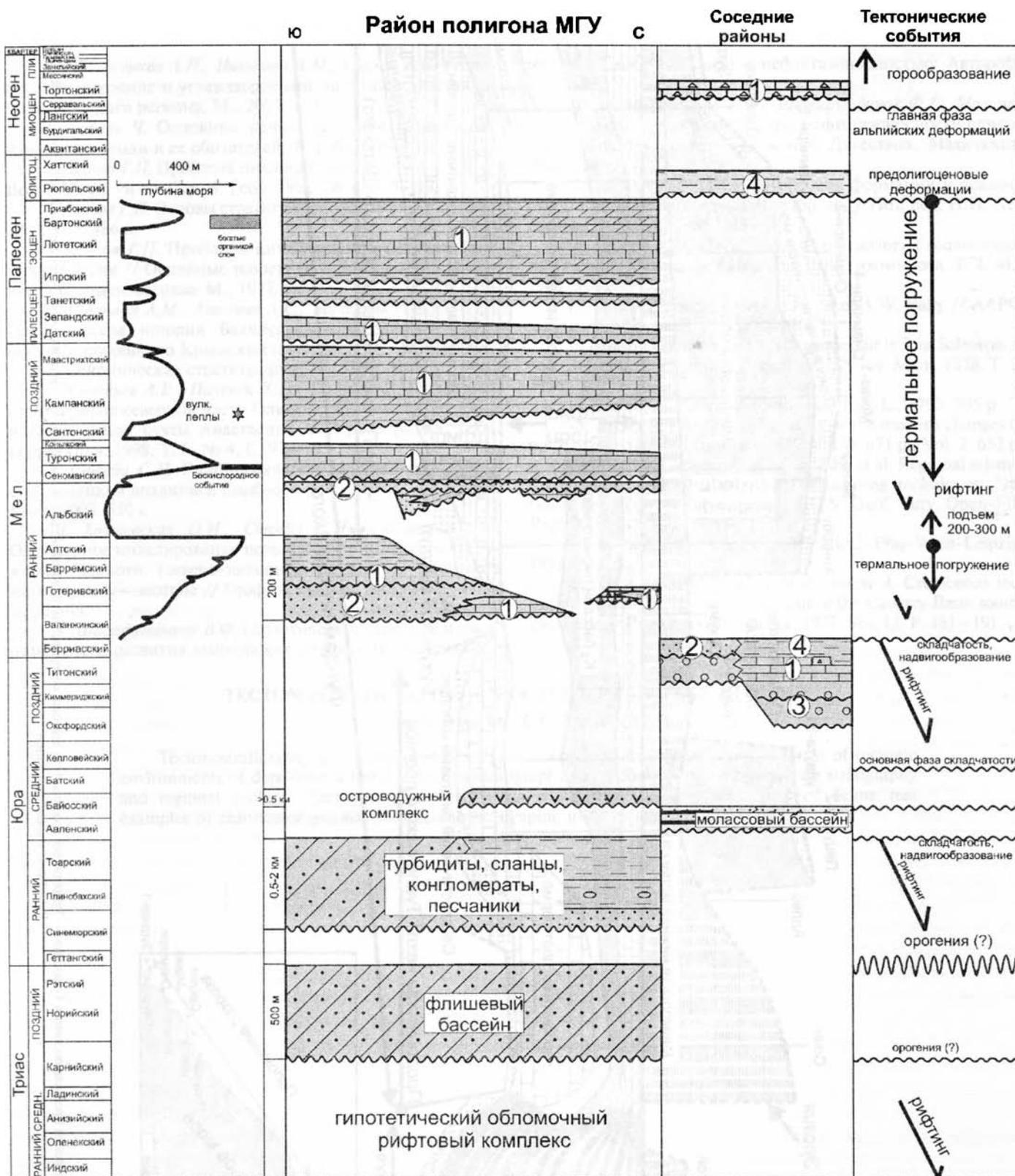


Рис. 9. Схема тектоностратиграфии Бахчисарайского района Крыма [6]. Цветами и крапом показана литология пород; 1 — карбонаты разных типов; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — глины

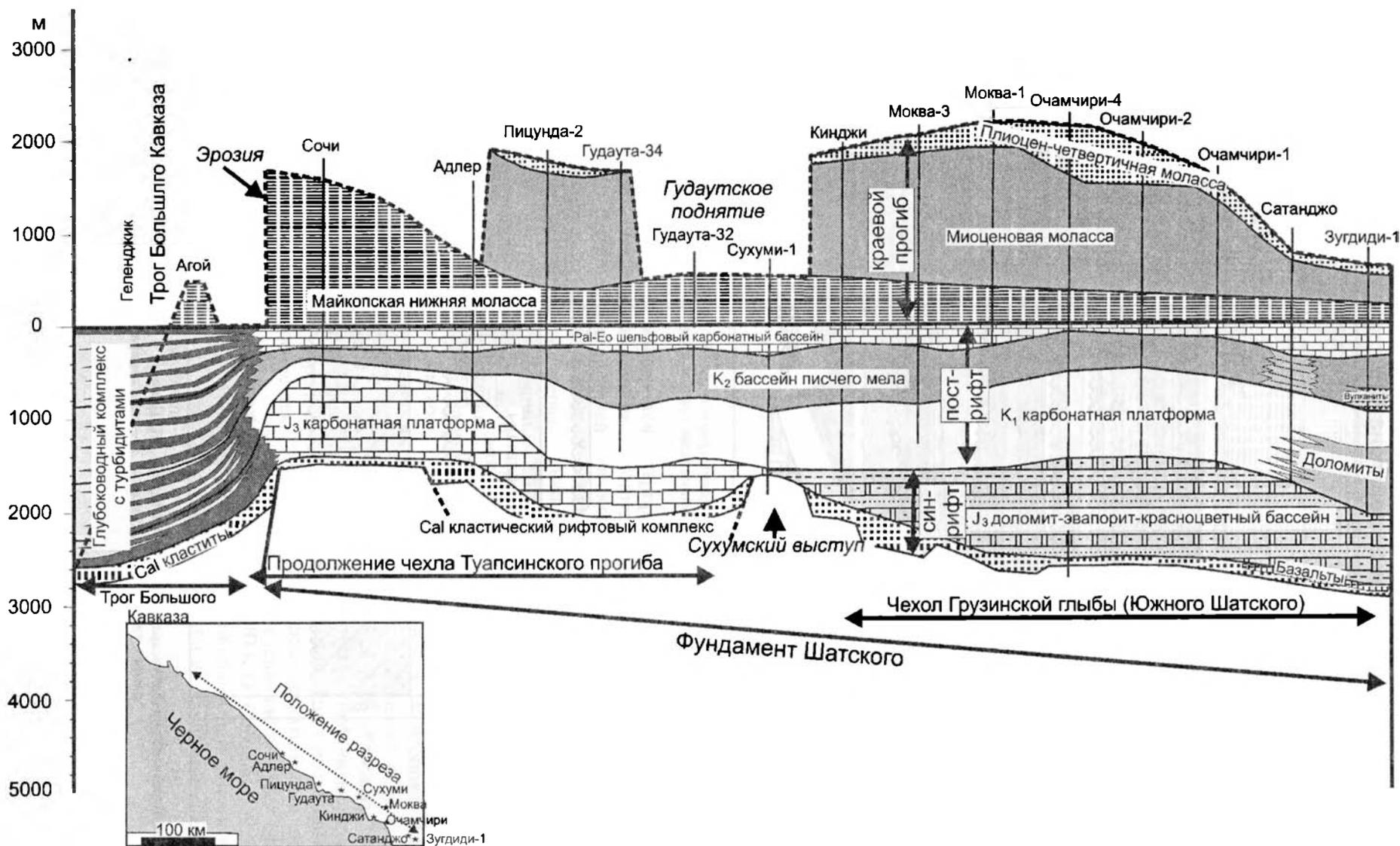


Рис. 10. Тектоностратиграфический профиль по линии Геленджик—Зугдиди, построенный по данным интерпретации скважин: Са1 — келловей; J₃ — верхняя юра; К₁ — нижний мел; К₂ — верхний мел; Pal—Ео — палеоцен—эоцен

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М., 2007. 172 с.
2. Лайель Ч. Основные начала геологии и новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1. М., 1866. 399 с.
3. Леонов Г.П. Проблема цикличности в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1962. № 4. С. 3—12.
4. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М., 1973. Т. 1. 530 с.; 1974. Т. 2. 486 с.
5. Леонов Г.П. Проблема цикличности в региональной стратиграфии // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977. С. 155—167.
6. Никишин А.М., Алексеев А.С., Барбошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М., 2006. 60 с.
7. Сейсмическая стратиграфия. М., 1982. Т. 1, 2. 846 с.
8. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92—105.
9. Стовба С.Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: Дис. ... докт. геол. наук. Киев, 2008. 550 с.
10. Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Стифенсон Р.А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мелу—неогене // Геофиз. журнал. 2007. Т. 29, № 5. С. 28—49.
11. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью: Автореф. докт. дис. М., 2003. 45 с.
12. Шарафутдинов В.Ф., Шарафутдинов Ф.Г., Магомедов А.Х. Геология и перспективы нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовых отложений Дагестана. Махачкала, 1999. 224 с.
13. Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые // Избр. тр. / Под ред. Н.П. Хераскова. Т. 3. М., 1965. 348 с.
14. Шатский Н.С. История и методология геологической науки // Избр. тр. / Под ред. В.В. Тихомирова. Т. 4. М., 1965. 398 с.
15. Atlas of seismic stratigraphy / Ed. A.W. Bally // AAPG studies in geology. 1987. Vol. 3. N 27.
16. Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois // Soc. Helvétique Sci. Natur. (Neuchâtel). Nouv. Mem. 1838. Т. 2. 349 p.
17. Hutton J. Theory of Earth. Vol. 1, 2. L., 1795. 305 p.
18. Lyell Ch. Principles of geology or the modern changes of the Earth and its habitants. L., 1875. Vol. 1. 671 p.; Vol. 2. 652 p.
19. Miller J.J., Agena W.F., Lee M.W. et al. Regional seismic lines reprocessed using post-stack processing techniques: National Petroleum Reserve Alaska // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2000. N 00-286. CD-ROM disk.
20. Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd 2. Prag-Wien-Leipzig, 1888. 703 p.
21. Watkinson M.P., Hart M.B., Joshi A. Cretaceous tectonostratigraphy and the development of the Cauvery Basin south-east India // Petroleum Geoscience. 1977. Vol. 13. P. 181—191.

TECTONOSTRATIGRAPHY — NEW TOOL IN MODERN GEOLOGY

A.M. Nikishin, L.F. Kopaevich

Tectonostratigraphy is a recognition of megasequences and its interpretation in terms of tectonic environments of depositional history. Tectonostratigraphy has a connection with sequence stratigraphy and regional geology. Tectonostratigraphical units could be seen on seismic profiles. Some real examples of chronostratigraphic and tectonostratigraphic units recognition are discussed.

УДК 551.7:551.734.2

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОМЕТРИЯ: КОНКУРИРУЮЩИЕ КОНЦЕПЦИИ ОБЩЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

М.А. Семихатов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 01.02.08

Рассмотрены начальные этапы разработки общей стратиграфической шкалы докембрия и анализируются современные международная хронометрическая шкала докембрийского геологического времени, российская хроностратиграфическая шкала докембрия и предложенный членами Международной стратиграфической комиссии проект новой “естественной” докембрийской шкалы. Обоснован вывод о преимуществах хроностратиграфической концепции построения общих шкал докембрия по сравнению с прочими концепциями.

В широком спектре наук о Земле стратиграфия занимает особое место, так как именно она устанавливает последовательность и хронологию геологических событий, обеспечивает корреляцию супракрустальных отложений и сборку их в глобальную непрерывную последовательность, расчленяет последнюю на систему соподчиненных подразделений и таким образом определяет ту общую периодизацию истории Земли, в рамках которой решаются все задачи геологии. Фундаментальное значение стратиграфии как одного из разделов геологической науки за несколько прошедших десятилетий подчеркивали многие исследователи ([18, 38—40, 66, 68, 80, 94, 109, 110, 121, 125, 126] и ссылки в этих работах), а Г.П. Леонов [34, 35] посвятил разбору стратиграфических проблем капитальную двухтомную монографию “Основы стратиграфии”, в которой он детально рассмотрел основные задачи и понятия данного раздела геологии, историю создания международной стратиграфической шкалы фанерозоя и принципы ее построения, а также природу основных подразделений этой шкалы и роль в их обосновании биостратиграфических, фациальных и регионально-геологических данных. В результате публикации упомянутых выше и ряда других работ была освещена прошедшая за последний век эволюция концептуальной основы стратиграфии вообще, а общей стратиграфии докембрия в особенности. Такое своеобразное “лидерство” докембрийской стратиграфии связано с ее несомненной молодостью и с прошедшим во второй половине прошлого века радикальным совершенствованием ее методической базы.

Первые попытки общего расчленения докембрия

Первые шаги в общем расчленении докембрия, занимающего более 80% геологической летописи Земли, были предприняты около 120 лет назад, когда члены Американской подготовительной комиссии к созыву IV (Лондонской) сессии Международного гео-

логического конгресса пришли к выводу, что архей, который ранее обнимал все докембрийские образования, должен быть сохранен лишь для наиболее древних гнейсов основания и что новое подразделение, по рангу равнозначное архею и палеозою, следует ввести для обозначения формаций, залегающих между гнейсовыми сериями и кембрием [130, с. 450]. Разными геологами предлагалось несколько подобных терминов (обзор см. [161]), но испытание временем выдержали только протерозой и отчасти альгонк. Протерозой был выделен С. Эммонсом в 1888 г. [111] на примере североамериканских серий Гурон, Кивино и Гренд Кэньон и объединял преимущественно осадочные толщи, которые сверху были ограничены основанием кембрия, а снизу — важнейшим событийным рубежом — главным несогласием, отделявшим их от глубоко метаморфизованных преимущественно магматических пород архея. Выделенный Ч. Уолкоттом в 1889 г. альгонк [160] первоначально включал только верхние горизонты протерозоя, но уже через год после своего выделения был дополнен снизу серией Гурон и по объему стал синонимом протерозоя. Оба этих подразделения быстро завоевали популярность и в начале прошлого века стали широко применяться не только в Северной Америке, но и далеко за ее пределами. При этом нижняя граница протерозоя (альгонка) повсеместно совмещалась с несогласием, которое разделяло преимущественно магматические метаморфизованные образования архея и вышележащие в основном осадочные отложения, аналогичные фанерозойским по обстановкам формирования и составу [157]. Таким образом, протерозой (альгонк) *de facto* получил значение общего подразделения докембрия. При его использовании исследователи не делали различий между критериями выделения подразделений и их корреляцией. В результате одноименные стратоны выделялись по одним и тем же признакам в разных геологических обстановках и на разных континентах, а стратотип

подразделения считался носителем всех его свойств, включая главные особенности вещественного состава.

Однако развитие региональных геологических знаний показало ущербность принятых критериев выделения и межрегионального трассирования изохронных подразделений докембрия, что, по существу, подорвало принятую в конце XIX и начале XX в. методическую основу общей стратиграфии этой части геологической летописи. Уже в начале 1930-х гг. К. Лейз [140] предложил в допалеозойских отложениях выделить лишь одно подразделение — докембрий, объединявший породы архейского и альгонкско-го (протерозойского) типов. Первые из них представлены мета- и ортопородами фундамента, в которых стратиграфические методы неприменимы, а вторые сложены преимущественно терригенными толщами, залегающими между фундаментом и кембрием и могут расчленяться упомянутыми методами. К близким выводам в 1955 г. пришла Американская комиссия по стратиграфической номенклатуре. Было отмечено, что в докембрии нет критериев выделения стратиграфических подразделений с изохронными границами и потому не следует применять термины “архей” и “протерозой”, сохранив для допалеозойских образований лишь одну стратиграфическую единицу — докембрий (pre-Cambrian), и расчленять последний только на местные литостратиграфические единицы [95]. В отечественной литературе в конце 1950-х — начале 1960-х гг., в том числе в официальных изданиях, подчеркивалось, что архей, протерозой и другие якобы общие подразделения докембрия на деле имеют лишь региональное значение и вряд ли заслуживают дальнейшего сохранения в шкалах (обзор и библиографию см. в [63, 64]).

Прошедший на этом фоне быстрый рост изотопно-геохронологической информации, суливший, как казалось, быстрое и принципиально новое решение общих проблем стратиграфии докембрия, в 1960-е гг. привел ряд исследователей к крайним взглядам о необходимости отказаться от любых шкал общего расчленения рассматриваемых отложений во имя “простого” определения последовательности и возраста единиц местных шкал с помощью изотопной геохронологии [1, 119, 120]. Однако большинство геологов твердо придерживалось и придерживается идеи построения общей стратиграфической шкалы докембрия во имя создания единой системы последовательности стратиграфических стандартов, необходимой для корреляции региональных схем, и получения действенного инструмента периодизации геологической летописи дофанерозойского этапа. Другое дело, что из-за специфики этой летописи, и прежде всего из-за отсутствия в довендской ее части остатков быстро эволюционировавших групп организмов, у этого большинства не было и нет единства взглядов на то, какие принципы и методы следует использовать для создания упомянутой шкалы.

Анализ распределения во времени накопившихся к 1955 г. изотопных датировок докембрийских объек-

тов позволил А.И. Тугаринову [85] показать, что эти датировки тяготеют к определенным отрезкам геологической истории, разделенным депрессиями на гистограмме распределения их во времени. Статистическая обработка накопленных к 1959 г. изотопно-геохронологических данных привела Г. Гестила [118] к выводу, что пики распределения изотопных датировок во времени занимают относительно небольшие отрезки геологической истории и совпадают на разных континентах. Сходные построения развивались и в ряде других работ (обзор см. в [64]). Коль скоро подавляющее большинство упомянутых определений изотопного возраста было получено по метаморфическим и интрузивным породам, эти определения стали рассматриваться как доказательство экстенсивно развитых в докембрии относительно кратковременных эпох диастрофизма.

Опираясь на эти материалы, некоторые авторы в 1970—1980-е гг. пришли к выводу о перспективности структурно-вещественного подхода к общему стратиграфическому расчленению докембрийской каменной летописи. Такой подход, по своей сути наиболее близкий к ранним концепциям такого расчленения, предусматривал обособление в качестве единиц общей шкалы неких вещественных тел — определенных комплексов супракрустальных горных пород, которые объединены на всей площади своего распространения сходством формационного состава и ограничены событийными рубежами, связанными с проявлением относительно коротких субглобальных эпох диастрофизма. Часть сторонников этого подхода, например Л.И. Салоп [61, 62], считали, что таким путем в докембрии можно выделить в межконтинентальном масштабе множество (до 24) общих подразделений, обладающих изохронными границами. В отличие от этого П. Клауд [105, 106] считал, что структурно-вещественный подход способен обосновать выделение лишь нескольких очень крупных по длительности подразделений, имманентным свойством которых является существенная диахронность их границ, связанная с пространственно-хронологической миграцией событий, использованных для разграничения выделенных подразделений. Так, границу архея и протерозоя П. Клауд определял по смене преобладающих вещественных характеристик магматических и осадочных пород и пришел к выводу о значительном латеральном скольжении этой границы от 3,0 до 2,6 или 2,5 млрд лет назад. Близкие взгляды на характер границы архея и протерозоя высказывали и другие геологи, которые подчеркивали ее резкую диахронность в разных регионах, исчисляемую сотнями миллионов лет [43, 53, 162], иногда допуская прямую связь между масштабами диахронности границ и длительностью разделяемых ими подразделений [60]. В этой связи надо подчеркнуть, что само понятие общих стратиграфических подразделений несовместимо с представлениями о диахронности их границ. Шкалы с такими границами a priori не могут служить возрастным стандартом и обеспечивать выполнение

других главных функций общей стратиграфической шкалы.

Таким образом, структурно-вещественный подход не привел к положительным результатам в общем расчленении докембрия. В настоящее время для решения этой проблемы используют два других подхода — хронометрический и хроностратиграфический. Они едины в требовании установления изохронных границ выделяемых общих подразделений, но принципиально различны в понимании объекта расчленения, метода определения границ и способа их типизации.

Хронометрические шкалы общего расчленения докембрия

Хронометрические шкалы докембрия приобрели широкую популярность в конце прошлого века под влиянием двух факторов — резкого увеличения количества изотопных датировок докембрийских пород и представления об отсутствии в докембрии органических остатков, способных обеспечить расчленение разрезов. Среди ряда опубликованных в последнее время хронометрических шкал наибольшей известностью пользуются предложенные Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия шкалы геологического времени протерозоя и архея, которые были одобрены Международной комиссией по стратиграфии и ратифицированы Международным союзом геологических наук [145, 146]. Теперь их совокупность рассматривается как составная часть международной стратиграфической шкалы [94, 121], хотя такое объединение вряд ли правомерно: докембрийская шкала принадлежит хронометрической парадигме, а фанерозойская — хроностратиграфической. На примере шкалы, предложенной докембрийской подкомиссией (рис. 1), мы рассмотрим главные особенности хронометрических шкал, суммируя ранее опубликованные автором результаты подобного обзора [66—69].

Любая хронометрическая шкала построена на основании разделения на какие-то отрезки не вещественной стратиграфической летописи, а абстрактного геологического времени и выделения хронологических единиц на основании изотопно-геохронологических данных. Определение границ выделяемых подразделений (и соответственно стратиграфического объема последних) в шкалах этой категории производится только в значениях изотопного возраста и выражается в хронологических единицах — фактически в годах. В шкале, предложенной докембрийской подкомиссией, избранные изотопные датировки границ

рассматриваются как глобальные стандарты стратиграфического возраста (Global Standart Stratigraphic Age, сокращенно GSSA) [121], которые никак не зависят от палеонтологической, хемостратиграфической и иных характеристик разделяемых ими отрезков геологической истории.

В крайнем своем выражении хронометрическая концепция допускает построение общих шкал докембрия на основании произвольно выбранных равных по длительности отрезков времени [125, 126, 128, 156]. Привлекательность таких шкал, одну из которых предлагалось распространить и на фанерозой, иногда видели в полной их независимости от геологической летописи, но именно эта независимость предопределила их малую популярность. Поэтому в большинстве хронометрических шкал и во всех официально одобренных из них [94, 121, 127, 145, 154] авторы стремились каким-то образом связать выделяемые подразделения с теми или иными геологическими событиями. В шкале Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия эти события были выведены из анализа сводной геологической летописи Земли, а границы подразделений “установлены в годах без определенного отношения к каким-либо комплексам горных пород” [145, с. 139]. В протерозойской части шкалы границы были выбраны так, чтобы ограничивать или разграничивать крупные геологические события и “рассекать как можно меньше известных циклов седиментации, орогенезов и магматизма, как это только возможно” [146], тогда как в архейской части для этих целей привлекалось время заложения зеленокаменных поясов и образования осадочных бассейнов. Возраст этих границ определялся не на основании прецизионного датирования какого-то одного реперного объекта, а на основании совокупности датировок ряда формаций, отнесенных к тем геологическим комплексам, которые играли роль в выборе места границы. При этом члены подкомиссии стремились в какой-то мере соблюсти соотношения масштабов геологических явлений, избранных для выбора возрастного положения границы, и стратиграфического ранга последней¹. Из сказанного ясно, что в международной хронометрической шкале докембрия все подразделения, кроме эдиакарского периода, и границы этих подразделений не имеют и по определению не могут иметь стратотипов. Именно поэтому все выделенные в шкале эры и периоды, кроме эдиакария, не имеют лингвистической связи с названиями определенной географической местности, в которой развиты наиболее показательные разрезы того или иного подразделения, или с характерной литостратиграфической единицей, как

¹ Сказанное не относится к терминальной системе протерозоя рассматриваемой шкалы — к эдиакарию, границы которого установлены в рамках хроностратиграфической концепции. Глобальный стратотипический разрез и точка (GSSP) для нижней границы этой системы установлены в Австралии в основании венчающих доломитов формации Нукалина, залегающей на тиллитах Элатина [138], а верхняя определяется нижней границей кембрия, которая в международной стратиграфической шкале определена по смене двух видов икнофоссилий в разрезах Ньюфаундленда и имеет возраст около 543 млн. лет [99]. Такой выбор границ терминального подразделения протерозоя встретил справедливую критику в российской литературе [58, 116].

это имеет место в фанерозойской шкале. Тем самым подчеркивается принятая концепция полной независимости единиц хронометрической шкалы докембрия от реальных геологических последовательностей. Эры, выделенные в архейском и протерозойском зонах, имеют “нейтральные” названия, отражающие их последовательность в пределах этих эонов (рис. 1), а установленные в протерозое периоды (опять-таки за исключением эдиакария) названы с использованием производных греческих слов, отражающих содержание тех или иных геологических событий, которые считаются характерными для соответствующего периода, но не определяют его возрастных рамок и обычно выходят за пределы последних. Русские эквиваленты этих названий опубликованы в работе [68].

Тот факт, что рассматриваемая шкала докембрийского геологического времени получила международный статус [121, 145], привел к широкому использованию в зарубежной геологической литературе выделенных в этой шкале эр и, если отвлечься от эдиакария, к более осторожному употреблению периодов. В русской литературе при расчленении верхнего докембрия идет конкуренция между использованием, с одной стороны, мезо- и неопротерозойских эр, а с другой — рифейской эонотемы с трехчленным делением на эратемы и вендской системы — традиционных подразделений этой части геологической летописи Северной Евразии. При работе с дорифейскими и особенно с архейскими образованиями симпатии российских авторов склоняются к использованию единиц хронометрической шкалы. Однако нужно подчеркнуть, что часть пользователей этой шкалы не всегда отдают себе отчет в том, какие подразделения они используют. Об этом свидетельствуют встречающиеся во многих работах словосочетания типа “нижний палеопротерозой” или “верхний неопротерозой”. Последние в действительности значат не более чем выражения типа “нижнее вчера” или “верхнее завтра”, ибо все единицы хронометрической шкалы являются подразделениями *только* абстрактного геологического времени.

Предложение У. Харленда и его коллег [124, 125] представлять докембрийскую шкалу геологического времени в виде двуединой шкалы, состоящей из хронометрической и хроностратиграфической составляющих, не спасает положения. Опубликованная названными авторами хронометрическая шкала по количеству и стратиграфическому объему выделенных единиц не совпадает с сопряженной с нею хроностратиграфической, а в разных своих частях опирается на разные критерии выбора положения границ. В архее границы условно проведены через 500 млн лет, тогда как в протерозое следуют принятому в первом варианте шкалы докембрийской подкомиссии [146] и, следовательно, выводятся из анализа сводной геологической летописи Земли.

Завершая рассмотрение хронометрической шкалы докембрия, предложенной упомянутой подкомиссией, важно подчеркнуть три ее особенности, во

Эон	Эра	Период		
Ph	палеозой	кембрий		
		542	эдиакарий — 630	
			криогений — 850	
			тоний	
		1000	стений	
			мезо-протерозой	эктазий — 1200
				калиммий — 1400
		1600	статерий — 1800	
			палео-протерозой	орозирий — 2050
				рясий — 2300
		сидерий		
		2500	Архей	неоархей
				2800
				мезоархей
3200				
палеоархей				
3600				
	зоархей			

Рис. 1. Хронометрическая шкала докембрийского геологического времени, предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия [121, 145]. Цифры — глобальные стандарты стратиграфического возраста (возрастные рамки выделенных подразделений), млн лет

многим определяющие оценку этой шкалы. 1. Независимость выделенных подразделений и их границ от реальной последовательности горных пород и содержащихся в них палеонтологических остатков. 2. Дефиниция границ (установление GSSA) только в годах на основании значений изотопного возраста не каких-либо реперных (стандартных) объектов, а усредненных величин, полученных по разделяемым ими подразделениям. 3. Фактический перевод супракрустальных толщ, являющихся одним из ведущих источников информации о геологической истории регионов, из главного объекта стратиграфии в пассивные и даже необязательные заполнители пространства между установленными GSSA. Подобное смещение акцентов явилось отражением точки зрения ряда исследователей, что интрузивные комплексы представляют собой равноправный со слоистыми сериями объект стратиграфии докембрия [143, с. 858].

Недостатки хронометрической шкалы, предложенной докембрийской подкомиссией, обратили на себя внимание членов Международной стратиграфи-

ческой комиссии [94, 121]. Было подчеркнуто, что рассмотренная выше “условная хронометрическая шкала докембрийского времени не способна выразить богатство докембрийской каменной летописи и поэтому препятствует научному пониманию геологических процессов, так как отвлекает внимание исследователей от вещественных стратиграфических границ и переходов крупного ранга... Ясно, что из сказанного может быть сделан единственный вывод: шкала докембрийского времени должна быть пересмотрена в терминах единственного доступного нам физически выраженного стандарта — существующих в настоящее время последовательностей горных пород. Границы при этом должны быть совмещены с ключевыми событиями или с важными переходами в стратиграфической летописи для того, чтобы высветить главные вехи в эволюции нашей планеты” [121, с. 94]. Таким образом речь шла о построении новой (естественной, или *natural*, как ее назвали авторы) общей шкалы докембрия в рамках хроностратиграфической парадигмы.

Хроностратиграфические шкалы общего расчленения докембрия

Наряду со становлением и развитием хронометрического подхода к общей стратиграфии докембрия в ряде стран, обладающих широким распространением архейских и протерозойских образований, разрабатывались их хроностратиграфические шкалы [26, 27, 54, 55, 65, 68, 69, 129, 131, 134, 149, 153—155]. Шкалы этой категории построены на основании анализа естественной последовательности, соотношений и особенностей материальных объектов — сукцессий горных пород и содержащихся в них органических остатков, установлении стратотипов подразделений и закреплении границ стратонев в специально избранных типовых разрезах, в которых границы определяются конкретными биосферными событиями и формально фиксируются точкой в разрезе — “золотым гвоздем” (глобальным стратотипическим разрезом и точкой, или GSSP). Значение выбора стратотипа границы определяется ролью избранного разреза как стратиграфического репера, “к которому будут привязываться все последующие корреляции, даже если появятся новые палеобиологические или физические методы” [87, с. 70]. При этом главным критерием выбора в типовом разрезе уровня фиксации границы (локализации места “золотого гвоздя”) является четкость установления именно данного уровня и максимально широкая возможность его корреляции любым методом или всеми доступными методами [108]. Важно отметить, что роль корреляции сводится не только к латеральному прослеживанию хроностратиграфических подразделений. В конечном счете именно возможность трассирования (коррелируемость) границ, определяющая корректность “развертки” шкалы на площадь, устанавливает валидность подразделений, очерченных соответствующими граница-

ми и, следовательно, разрешающую способность шкалы.

Эти принципы хроностратиграфии применимы ко всей последовательности стратифицированных образований от архея до четвертичной системы, но из-за объективных особенностей различных отрезков геологической истории, и прежде всего из-за уровня эволюционного развития их биоты, методы определения стратиграфических границ и используемых для их фиксации событий неизбежно различны в фанерозое и в докембрии. В фанерозое границы подразделений общей шкалы определяются эволюционными изменениями органического мира и экосистем, которые распознаются на обширной территории в пределах одной или нескольких экологических ниш. При этом биостратиграфический метод выступает главным как в расчленении (в обосновании границ), так и в корреляции (в межрегиональном прослеживании установленных границ) подразделений, а изотопно-геохронологическим данным отводится роль лишь возрастной калибровки стратонев и установления длительности геологических процессов. Иная ситуация наблюдается в докембрии. Особенности развития докембрийской биоты — господство в ней организмов с относительно низким и быстро убывающим вниз по разрезу возрастным разрешением, а также сильный экологический шум в пространственно-хронологическом распределении развитых здесь стратиграфически значимых ассоциаций микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности (строматолитов) — предопределили выдвижение на первое место абиотических критериев установления границ общих стратиграфических подразделений. В стратиграфической шкале докембрия России все границы, кроме одной, совмещены с поверхностями несогласия в основании крупных супракристалльных комплексов, которые маркируют начало новых этапов развития стратотипических местностей подразделений, предваряемых данной границей, и в верхнепротерозойской части шкалы содержат обновленные комплексы органических остатков. Роль изотопной геохронологии в обосновании стратиграфических построений в докембрии значительно выше, чем в фанерозое, и возрастает от верхних горизонтов протерозоя к архею, а в качестве методов корреляции в игру вступают Sr- и C-изотопные хемотратиграфические данные. Ниже на примере современной российской шкалы докембрия мы рассмотрим особенности хроностратиграфических шкал этой части геологической летописи.

Главным шагом на пути создания упомянутой шкалы было состоявшееся осенью 1990 г. в Уфе Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия, на котором была одобрена новая стратиграфическая шкала архея и протерозоя, отвечающая основным требованиям хроностратиграфической концепции. Со времени Уфимского совещания в верхнедокембрийскую часть шкалы не были внесены какие-либо конструктивные изменения, а был только уточнен изотопный возраст границ [70]. В отличие от

Акротема	Эонотема	Эратема (эра)	Система	
Протерозойская	верхнепротерозойская рифейская	палеозой	кембрий	
		верхняя (каратавий)	венд	
		1030 средняя (юрматиний)		
	нижепротерозойская (карельская)	1370 нижняя (бурзаний)		
		1650		
		верхнекарельская		
		2100 нижнекарельская		
	Архейская	верхнеархейская (лопийская)	2500	
			верхне-лопийская	
			2800 средне-лопийская	
3000 нижне-лопийская				
3200 нижнеархейская (саамская)				

Рис. 2. Общая хроностратиграфическая шкала докембрия России [55]. Цифры — изотопный возраст установленных границ выделенных подразделений, млн лет

этого нижележащая часть шкалы в результате радикального расширения изотопно-геохронологических и региональных стратиграфических данных претерпела заметные модификации, которые были приняты на Всероссийском совещании по общим вопросам расчленения докембрия, состоявшемся летом 2000 г. в г. Апатиты, и с небольшим уточнением утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом. На этом совещании была уточнена принятая в 1990 г. в Уфе изотопная датировка границы нижнего и верхнего архея, заменено двучленное деление верхнего архея на трехчленное и изменены положение, событийное содержание и изотопный возраст границы

между двумя подразделениями нижнего протерозоя [55]. Верхнее ограничение докембрия в докембрийской шкале России установлено в основании томмотского яруса нижнего кембрия (в основании его первой зоны — *A. sunnaginicus*) [57, 91].

В рассматриваемой шкале при установлении иерархии выделенных подразделений было учтено предложение В.В. Меннера [41] об использовании длительности формирования подразделений в качестве критерия их стратиграфического ранга. Наиболее крупные подразделения докембрия — архей и протерозой — выделены как акротемы, а единицы первого ранга в пределах последних фигурируют как эонотемы. В верхнепротерозойской эонотеке обособлен несколько меньший по стратиграфическому объему рифей, который тоже рассматривается как эонотема, тогда как верхний архей, нижний протерозой и рифей подразделены на последовательность эратем. Завершает шкалу единственная выделенная система — венд, не отнесенный к какой-либо эратеме и трактуемый как терминальное подразделение верхнепротерозойской эратемы (рис. 2).

Граница архея и протерозоя в шкале трактуется как важнейший событийный рубеж, который в типовой его местности — на востоке Балтийского щита — знаменует главную структурную перестройку и отделяет эродированные и пенепленизированные гранит-зеленокаменные образования, завершившие формирование фундамента позднеархейского кратона (более 2556—2554 млн лет)², от осадочно-вулканогенных отложений сумийского надгоризонта протерозоя (2450—2442 млн лет) и ассоциированных интрузий (2505—2449 млн лет), которые формировались в новом структурном плане региона [55].

В архейской акротеме были выделены две эонотемы — нижнеархейская (саамская) и верхнеархейская (лопийская). Граница между ними отделяет развитые на Воронежском массиве и Украинском щите древнейшие тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы от первых на территории Восточной Европы типичных зеленокаменных поясов. Положение нижней границы верхнего архея в конкретных разрезах не установлено, а ее изотопный возраст оценен как 3200 млн лет. Типами трех выделенных в верхнеархейской акротеме эратем (нижне-, средне- и верхнелопийской) являются осадочно-вулканогенные отложения трех генераций зеленокаменных поясов, последовательность которых выводится из комплексного анализа геологической и изотопно-геохронологической информации по Воронежскому массиву, Украинскому и Балтийскому щитам. К нижнему лопию отнесены конкская серия Украинского щита (3155—3100 млн лет) и александровская свита Воронежского массива (3265—3100 млн лет), предваряемые значительными несогласиями. Типом среднего лопия являются мета-

² Все приведенные в статье изотопные датировки архейских и нижепротерозойских объектов получены U-Pb-методом главным образом по циркону.

осадки и метавулканы хаутоваарской серии Карелии, а нижняя граница этой эратемы, закрепленная в основании несогласно залегающей названной серии, датируется как 3000 млн лет на основании определенных изотопного возраста вулканитов (2995—2945 млн лет), залегающих вблизи основания типовой последовательности. Тип верхнего лопия представляет несогласно залегающая железорудная гимольская серия, к основанию которой приурочена нижняя граница верхнелопийской зонотемы. Изотопный возраст этой границы, равный 2800 млн лет, определен на основании минимальных изотопных датировок среднелопийских вулканитов и прорывающих их гранитов (соответственно 2805—2801 и 2830—2810 млн лет) и гимольских вулканитов (2750 млн лет).

Данные о палеонтологической характеристике архейских образований России противоречивы. В 1960-е гг. отмечалось, что их верхние горизонты содержат ряд микрофоссилий, но затем эти данные были дезавуированы. В последнее время в литературе имеются указания на находки в гимольской серии относительно сложно построенных остатков микробов, которые, однако, не описаны и не могут быть использованы в стратиграфических целях.

Выделенные в нижнепротерозойской (карельской) зоноте две эратемы (нижне- и верхнекарельская) являются единственными во всей рассматриваемой шкале подразделениями такого ранга, граница между которыми проведена в согласно залегающей последовательности. Типом нижнекарельской эратемы, предваряемой рассматриваемым ранее событийным рубежом (границей архея и протерозоя), служит сукцессия разделенных несогласиями вулканогенно-осадочных частично красноцветных пород сумия, сариолия и ятулия, а типом верхнекарельской эратемы — сукцессия вулканогенно-осадочных отложений людиковия, толщ калевиа и силикокластических осадков вепсия, также разделенных несогласиями. Граница между этими эратемами, закрепленная в основании людиковия, знаменует не только важную биосферную перестройку, которая получила отражение в исчезновении крупной положительной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного углерода и в переходе от частично красноцветных эвапоритовых отложений ятулия к черносланцевым комплексам людиковия, но и важное геодинамическое событие — раскрытие палеоокеанического бассейна. Стратотипическим разрезом и точкой этой границы является основание заонежской свиты людиковия в конкретном разрезе Южной Карелии, где эта свита согласно налегает на верхнюю, туломозерскую свиту ятулия. Изотопный возраст границы принят равным 2100 млн лет на основании датировки верхнеятулийских базальтов 2105 млн лет и вулканитов из пограничных горизонтов ятулия и людиковия 2060 млн лет [55].

Палеонтологическая характеристика типовых разрезов общих подразделений нижнего протерозоя в России весьма небогатая. Строматолиты в этих разрезах обильно развиты только в ятулии, а иногда и в

людиковии Карелии. На видовом уровне они представлены узкими эндемиками, а на родовом — либо эндемичными, либо проходящими в верхний протерозой морфотипами [36]. То же самое можно сказать о строматолитах ятулия Северной Финляндии [31]. За пределами Карелии нижнепротерозойские строматолиты в России известны только в трех районах, в которых определены лишь одна или две формы, не имеющие стратиграфического значения. Микрофоссилии в рассматриваемых отложениях Северной Евразии представлены таксономически очень бедными и редко встречающимися наборами, лишенными стратиграфического интереса. Такая бедность микрофоссилий в нижнем карелии названного региона связана с воздействием глобального тафономического фактора, а сохранение этой бедности в верхнем карелии является спецификой указанной территории [76, 77]. В данном контексте следует упомянуть имеющиеся в литературе утверждения, что в средней и верхней сериях удоканской надсерии (2,18—1,8 млрд лет) содержатся остатки многоклеточных животных ([56] и ссылки в этой работе). Комплексный анализ этих образований показал, что они являются отпечатками сложноорганизованных колоний одноклеточных микроорганизмов — бактерий, грибов и эвкарисных водорослей [84].

Таким образом, нижнепротерозойские палеонтологические остатки Северной Евразии пока не могут применяться для целей общей стратиграфии. Главную роль в межрегиональной корреляции этих отложений играет изотопная геохронология, а при сопоставлении карбонатных разрезов нижнекарельской эратемы принимает участие также С-изотопная хемотратиграфия: в отложениях указанного возраста установлена самая крупная в истории Земли положительная изотопная аномалия $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$.

Нижняя граница верхнего протерозоя (и одновременно нижняя граница рифея) в российской стратиграфической шкале традиционно зафиксирована в основании бурзянской серии Южного Урала, которая начинает типовую последовательность рифея и является типом нижнерифейской (бурзянской) эратемы [83]. В составе серии в западных ее разрезах выделены три согласно залегающие свиты: вулканогенно-терригенная айская (3000—3500 м), преимущественно карбонатная саткинская (1700—3500 м) и карбонатно-глинистая бакальская (1400—1600 м). Предшествующий бурзянской серии событийный рубеж отделяет заключительные стадии метаморфических преобразований подстилающего ее кристаллического комплекса, которые завершились 1800,8±2,6 млн лет назад (Rb-Sr-метод [152]), от первых этапов осадконакопления на восточной пассивной окраине эписвекофенского Восточно-Европейского кратона. Изотопный возраст рубежа оценен как 1650 млн лет на основании U-Pb-датировок вулканогенных цирконов из средней части айской свиты, равной 1615±45 млн лет [29] и из наиболее молодых членов развитой в Скандинавии гранит-порфировой ассоциации

(1680—1670 млн лет), которая трактовалась как завершающая раннепротерозойский магматизм кратона. Минимальный возрастной предел бурзянской серии определяют U-Pb-датировки бадделеита ($1385 \pm 1,4$ млн лет) из габбро-диабазов Главной дайки, прорывающей отложения бакальской свиты [113], U-Pb-определения (SHRIMP II) цирконов из интрузивных пород Бердяшского массива гранитов рапакиви (1389 ± 28 — 1368 ± 6 млн лет), локализованного в саткинской свите, а также из дацитов машакской свиты (1370 ± 16 млн лет) [59], которая несогласно налегает на аналоги саткинской свиты в восточных разрезах бурзянской серии и начинается типовой разрез среднего рифея. С этими датировками хорошо согласуются изохронные Pb-Pb-датировки известняков саткинской и бакальской свит, равные соответственно 1550 ± 30 и 1430 ± 30 млн лет [32].

Палеонтологические остатки в нижнем рифее представлены микрофоссилиями и строматолитами. В бурзянской серии среди микрофоссилий на фоне не имеющих стратиграфического значения остатков нитчатых и коккоидных цианобактерий (*Siphonophycus*, *Oscillatorioopsis*, *Palaeolyngbia*, *Myxococcoides*, *Gloeodiniopsis*, *Eosynechococcus* и др.) появляется набор акритарх *Satka favosa*, *Leiosphaeridia crassa*, *L. bicrura*, *L. atava*, *Nucellosphaeridium minutum*, *Protosphaeridium densum*, *Leiominuscula minuta*, *Eomarginata striata*, *Coniunctiophycus*, *Germinosphaera*, которые присутствуют в сравнительно глубоководных отложениях саткинской и бакальской свит, а *Satka favosa* — и в айской. Гораздо более широким латеральным распространением в нижнем рифее пользуется отличная по составу, так называемая анабарская ассоциация микрофоссилий [76, 151], которая присутствует в мелководных осадках. Главными ее представителями являются окремненные акинеты *Archaeoellipsoides*, ассоциированные с ними короткие трихомы *Filiconstrictosus*, *Orculiphycus*, *Partitiofilum*, а также *Myxococcoides grandis*, которым сопутствует ряд проходящих таксонов, развитых от середины нижнего протерозоя, — *Gloeodiniopsis*, *Siphonophycus*, *Eosynechococcus* и др. Представители рода *Archaeoellipsoides* пользуются очень широким вертикальным распространением в протерозое, но доминируют в составе микробиот только в раннем и в начале среднего рифея. В отложениях этого возраста из-за особенностей глобальных условий осадконакопления они приобрели очень широкое латеральное распространение, почти вытеснив иные по составу микробиоты из благоприятных экологических ниш.

Иная ассоциация микрофоссилий присутствует в открытоморских фациях нижнерифейских отложений западного склона Анабарского массива (в усть-ильинской и котуйканской свитах), которые охарактеризованы типичными для этой эратемы строматолитами (*Kussiella kussiensis*, *Omachtenia omachtensis*, *Gongylina differenciata*, *Nuclella figurata* в сопровождении ряда эндемиков [28, 75]). Эти свиты в нижней части содержат неизменный глауконит, Rb-Sr- и K-Ar-возраст которого равен соответственно 1483 ± 3 и

1459 ± 10 млн лет [22], и прорваны базитовой дайкой, имеющей U-Pb-возраст бадделеита 1384 ± 2 млн лет [112, 135]. Микрофоссилии здесь представлены морфологически простыми нитчатыми и коккоидными формами *Leiosphaeridia*, *Ostiana*, *Sphaerocongregus*, *Eosynechococcus*, *Leiosphaeroides*, *Eomarginata*, *Siphonophycus*, *Rectia*, акинетами *Brevitrichoides*, широкими трихомами *Botuobia* и др. Их сопровождают неизвестные в дорифейских толщах крупные *Chuarina*, сложно построенные *Coniunctiophycus*, *Caudosphaera*, *Elatera*, *Eosolena*, *Plicatidium*, *Rugosooopsis*, *Aimia*, *Arctacellularia*, *Trachytrichoides*, *Majasphaeridium*, а также слоевища *Majaphyton* и *Ulophyton* [13, 77]. Подобная по составу микробиота за пределами Анабарского массива описана в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы [9], широко развита в среднем рифее Сибири, где она названа керпыльской [11, 13, 50], а ряд ее представителей отмечен и в верхнем рифее [2, 13]. Такое распределение микробиоты во времени и пространстве объясняется фациально-экологическими причинами, и потому ее появление в разрезах (вопреки мнению некоторых авторов) нельзя использовать как указатель возраста вмещающих осадков.

Строматолиты бурзянской серии присутствуют в средних и верхних ее горизонтах и представлены *Kussiella kussiensis*, которая иногда выходит за границы нижнего рифея, специфичной для последнего *Gongylina differenciata*, а также *Conophyton cylindricus*, *Con. garganicus*, *Con. lituus*. Эти виды конофитонов в сводной геологической летописи появляются в базальных горизонтах нижнего рифея и поднимаются в средне- и верхнерифейские отложения [30, 82]. Указанный набор строматолитов характерен для сравнительно глубоководных отложений, а в разновозрастных мелководных толщах Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири появляется иная ассоциация. Ее представляют *Omachtenia omachtensis*, *Panicollenia omachta*, *Nuclella figurata* и *Gongylina differenciata*, которые не установлены в дорифейских последовательностях. Отложения гонамской свиты, содержащие эту ассоциацию, несогласно залегают на вулканоплутоническом комплексе, самые молодые члены которого имеют U-Pb-цирконовый возраст 1718 ± 1 — 1704 ± 5 млн лет ([139], А.М. Ларин, устное сообщение), и на локально развитой маломощной уянской серии. Минералогически не изученный глауконит, залегающий стратиграфически выше появления названных форм, имеет K-Ar-возраст 1520 — 1450 млн лет, но эти формы присутствуют и в более высоких горизонтах нижнерифейской последовательности региона [75].

Таким образом, микрофоссилии и строматолиты определяют палеонтологическую специфику нижнего рифея, но эту специфику пока нельзя использовать для обоснования нижней границы данной эратемы из-за пространственно-хронологических особенностей распределения в разрезах названных органических остатков.

Типом среднерифейской эратемы является юрматинская серия Южного Урала, которая с угловым несогласием залегает на бурзянской серии и расчленяется на четыре согласно пластуемые свиты: вулканогенно-терригенную машакскую (1500—2000 м), по подошве которой проводится нижняя граница названной эратемы, силикокластические зигальгинскую (800—1500 м) и зигазино-комаровскую (600—1500 м) и глинисто-карбонатную авзянскую. Изотопный возраст нижней границы эратемы в Уфимской шкале оценивался как 1350 ± 20 млн лет, но современные U—Pb-датировки машакских вулканитов [59] позволяют уточнить этот возраст и принять его равным 1370 млн лет. Минимальный возрастной предел юрматинской серии строго не установлен. Для всей послемашакской части серии имеется только одна изотопная датировка (1226 млн лет), полученная в 1960-е гг. K—Ar-методом по минералогически не изученному глаукониту из верхней части авзянской свиты [83]. По C-изотопным хемотратиграфическим данным терминальная часть нижней подсвиты авзянской свиты сопоставляется с отложениями, имеющими возраст около 1270 млн лет [96].

Органические остатки в юрматинской серии установлены лишь в ее средней и верхней частях. В зигазино-комаровской свите присутствует бедная ассоциация микрофоссилий, в которой известен ряд форм, общих с развитыми в бурзянской серии, и впервые появляются крупные акритархи *Kildinella*, таблитчатые *Satka elongata*, колониальные *Synsphaeridium* и оболочки сфероморфных акритарх рода *Leiosphaeridia*. В нижней подсвите авзянской свиты наряду с господствующими морфологически простыми транзитными остатками цианобактерий (представителями родов *Eoentophysalis*, *Eosynechococcus*, *Siphonophycus*, *Gloedinopsis* и др.) и подчиненными остатками вероятных эвкариотных микроорганизмов рода *Leiosphaeridia* присутствует новый морфотип цианобактерий — многослойные стебельки *Polybessurus bipartites*. Во второй сверху подсвите названной свиты известны только три вида транзитных микрофоссилий, а в терминальной, тюльменской ее подсвите обнаружена богатая и разнообразная микробиота. В ней кроме остатков проходящих таксонов появляются *Navifusa majensis*, *Ostiana microcystis*, *Sphaerocongregus variabilis*, *Polytrichoides lineatus*, *Asperatofilum* и ряд других форм, объединяющих эту микробиоту с верхнерифейскими ([7, 9, 76] и ссылки в этих работах). Вне авзянской свиты *Polybessurus bipartites* на территории России известен только в сухотунгусинской свите Туруханского района, завершающей региональную среднерифейскую последовательность, а в сводной геологической летописи этот таксон представлен в среднерифейских и более молодых отложениях [76].

Строматолиты в юрматинской серии известны только в авзянской свите, где образуют две последовательные ассоциации. Первую из них, развитую в нижней, катакской подсвите, представляют *Baicalia aborigena* и эндемичные виды *Svetliella* и *Conophy-*

ton. Вторая, верхневаязская ассоциация, присутствующая в ушаковской и реветской подсвитах, объединяет *Conophyton metula*, *Con. cylindricus*, *Jacutophyton* sp., *Baicalia nova* и местных представителей некоторых других родов, обладающих широким вертикальным распространением [30, 82].

В сибирском гипостратотипе рифея — в разрезе Учуро-Майского региона — отложения среднего рифея представлены аймчанской и керпыльской сериями, каждая из которых ограничена несогласиями как сверху, так и снизу. K—Ar-возраст минералогически не изученного глауконита из первой свиты аймчанской серии 1230—1210 млн лет, из нижней части базальной (тоттинской) свиты керпыльской серии 1170—1140 млн лет, а из верхней части этой свиты 1020—970 млн лет, тогда как изотопный Pb—Pb-возраст известняков из вышележащей (малгинской) свиты 1043 ± 14 млн лет. U—Pb-возраст обломочных цирконов из ее основания 1300 млн лет [46, 75, 135].

Аймчанская серия содержит бедный набор транзитных остатков цианобактерий, а керпыльская в нижней части (в кондерской подсвите тоттинской свиты) включает типовую керпыльскую ассоциацию таксонов, характерными членами которой являются различные по размерам акритархи *Leiosphaeridia*, крупные *Chuarina*, представители родов *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Konderia* и более редкие *Simia*, *Pulvinosphaeridium*, *Germinosphaera*, колониальные коккоидные цианобактерии *Sphaerophycus*, *Palaeoanacistis*, *Eomicetopsis*, *Myxococcoides*, *Coniunctiophycus*, *Ostiana*, *Eoentophysalis*, *Sphaerocongregus*, *Eogloeoecapsa*, *Aimia*, нитчатые цианобактерии *Oscillatoriopsis*, *Trachytrichoides*, *Filliconstricosus*, *Palaeolyngbya*, *Leiotrichoides*, *Siphonophycus*, *Eomicrocoleus*, *Polytrichoides*, *Rectina*, *Rugosopsis*, талломы *Ulophyton* и *Majaphyton*. Многие из названных форм поднимаются в вышележащую часть керпыльской серии, в омнинскую подсвиту тоттинской свиты и частично в малгинскую свиту, а завершающая разрез серии доломитовая ципандинская свита из-за фациальных причин по существу, не содержит микрофоссилий [3].

Строматолиты в аймчанской серии представлены *Baicalia aborigena*, *Svetliella svetlica*, эндемичными представителями названных и некоторых других родов, а также редкими *Kussiella kussiensis*. Появление первых двух названных таксонов служит основанием для проведения нижней границы среднего рифея в рассматриваемом разрезе по поверхности несогласия в основании названной серии. В средней части керпыльской серии присутствуют редкие *Appia topicalis*, *Compactocollenia tchajensis* и местный вид *Parmites*, а в верхней — *Baicalia rara*, эндемичные виды *Parmites*, *Minjaria*, *Telemsina* и некоторых других родов [75]. Появление в верхней части керпыльской серии первых представителей *Minjaria*, *Parmites* и *Telemsina* сближает развитую здесь ассоциацию строматолитов с верхнерифейскими, в которых названные роды (а иногда и вид *Baicalia rara*) пользуются широким распространением.

Таким образом, специфику палеонтологической характеристики среднерифейских отложений России создают развитые в их верхней части стебельковые цианобактерии *Polybessurus bibartites*, появляющиеся в нижних горизонтах этих отложений строматолиты *Baicalia aborigena* и *Svetliella svetlica*, а также локально развитые у кровли рассматриваемых отложений первые представители миньярий, пармитесов и телемсин и набор акритарх, которые поднимаются в верхний рифей. Использовать эту специфику для биостратиграфического обоснования нижней границы среднего рифея не удастся, так как в опорных разрезах верхнего докембрия Северной Евразии палеонтологически охарактеризованные ниже- и среднерифейские отложения разделены несогласиями и/или “немыми” значительными по мощности терригенными или вулканогенно-терригенными толщами. Перспективным объектом для биостратиграфического обоснования упомянутой границы довольно долго считался разрез западного склона Анабарского массива. В его средней части отложения усть-ильинской и котуйканской свит, содержащие нижнерифейскую ассоциацию строматолитов и имеющие Rb-Sr-возраст глауконита 1483 ± 3 млн лет, со следами местного размыта сменяются породами нижней подсвиты юсмастахской свиты. Последние, судя по Rb-Sr-изохронным датировкам тонких субфракций аутигенного иллита первой генерации, испытали диагенез погружения $1280-1270$ млн лет назад [23] и содержат строматолиты *Conophyton metula* и эндемичные виды *Baicalia* и *Svetliella* [28]. За пределами анабарского разреза *Conophyton metula* и первые представители байкалий и светлиелл появляются в основании среднего рифея. Однако недавно выяснилось, что упомянутые отложения Анабарского массива древнее 1384 ± 2 млн лет (U-Pb-возраста бадделеита прорывающей дайки [112, 135]) и потому относятся к нижнему рифею и не имеют отношения к установлению нижней границы среднего рифея.

Типом верхнерифейской эратемы является каратавская серия Южного Урала, которая залегает несогласно на юрматинской серии и несогласно перекрыта ашинской серией венда. В каратавской серии выделено шесть свит [83]: силикокластическая зильмердакская ($1200-3300$ м), пестроцветная известняковая каратавская ($150-350$ м), терригенно-карбонатная инзерская ($300-800$ м), карбонатная преимущественно доломитовая миньярская ($350-800$ м), терригенно-карбонатная укская, завершающая разрез серии в западных разрезах, и терригенная криволюкская ($400-560$ м), сохранившаяся от предвендского размыта только в восточных разрезах. Три нижние свиты связаны постепенными переходами, укской свите предшествует региональное несогласие [33], а в основании миньярской отмечаются следы локальных размытов.

Максимальный возрастной предел каратавской серии строго не определен. Базальные ее горизонты не имеют достоверных изотопных определений, а

подстилающие их отложения авзянской свиты, как отмечено выше, обладают лишь одной K-Ag-датировкой глауконита (1230 млн лет), которую в настоящее время нельзя считать надежной. В $1960-1980$ -е гг. к обоснованию упомянутого предела привлекались K-Ag-данные, полученные по биотиту и валовым пробам габбро-диабазов, относимых к предзильмердакскому интервалу ($1140-1040$ млн лет) ([83] и ссылки в этой работе), но эти данные также не являются надежными из-за лабильности изотопно-геохронологических систем в названных геохронометрах. Достоверные определения изотопного возраста серии получены Pb-Pb-методом по нижеинзерским известнякам (836 ± 25 млн лет) [44], а также Rb-Sr- и K-Ag-методами по нижеуцурскому глаукониту (664 ± 11 и 669 ± 16 млн лет соответственно). Этот глауконит, судя по данным мессбауэровской спектроскопии, обладает первичной тонкой структурой минерала и, следовательно, сохранил изотопно-геохронологическую метку, приобретенную на стадии раннего диагенеза [25]. К менее строгим датировкам каратавских пород принадлежат определение средневзвешенного Pb-Pb-возраста доломитов верхней части миньярской свиты, равное 780 ± 85 млн лет [45], и полученные в $1960-1980$ -е гг. K-Ag- и редкие Rb-Sr-определения минералогически не изученных глауконитов (млн лет): пограничные горизонты каратавской и инзерской свит — 938 , нижняя часть инзерской свиты — $896-853$, ее верхняя часть — $790-740$, нижняя часть миньярской свиты — $713-680$ и нижняя часть укской — $658-630$ (K-Ag) и 688 ± 10 (Rb-Sr). При оценке минимального возраста каратавской серии используют Rb-Sr-датировку глауконита из нижней части ашинской серии, равную 618 ± 13 млн лет [83].

Микрофоссилии каратавской серии образуют последовательный ряд таксономически различных ассоциаций [8, 82]. Нижняя, бирьянская подсвита зильмердакской свиты заключает бедную ассоциацию (мелкие *Leiosphaeridia* и *Myxococcoides*, подчиненные *Satka*, *Germinosphaera*, *Leiosphaeroides* и *Archaeoelipsoides*), что целиком объясняется неблагоприятными обстановками формирования подсвиты. В вышележащей нугушской подсвите таксономический состав микрофоссилий резко расширяется за счет появления ряда таксонов, общих с тюльменской микробиотой авзянской свиты или вообще неизвестных в нижележащих отложениях. Здесь помимо транзитных форм присутствуют крупные *Leiosphaeridia*, *Nucellosphaeridium*, *Navifusa*, *Asperatofillum*, *Coniunctiophycus*, *Siphonophycus*, *Caudiosphaera*, слоевища *Ostiana*, талломы *Majaphyton*, нити сцитонемовых цианобактерий *Pseudodendron*, остатки зеленых водорослей *Proterocladus*, а также подчиненные акритархи *Simia nerenica*, *Pterospersimorpha*, *Polysphaeroides*, *Taenitrichoides*, *Plicatidium*, *Recta*, *Botuobia* и *Lakhandinia*. По составу данная ассоциация сходна с керпильской, развитой в Учуро-Майском регионе в средней части среднего рифея. В лемезинской подсвите зильмердакской свиты, представленной в неблагоприятных фа-

циях, развита лишь часть таксонов бирьянской ассоциации, но в завершающей названную свиту бедерьшинской подсите известен существенно иной набор форм. Он содержит акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera truncata*, *T. aimica*, *T. stricta*, *T. parva*, крупные *Leiosphaeridia kulgunica*, *Tortunema*, *Chlorogloeopsis*, *Brevitrichoides*, *Glomovertella*, *Polytrichoides*, *Arctacellularia* в сопровождении всех таксонов, поднимающихся из нугушской подсвиты. Катавская свита не содержит микрофоссилий, а вблизи основания вышележащей инзерской свиты наблюдается богатая их ассоциация. Она содержит почти все формы, развитые в нижней части серии, и ряд вновь появившихся: акантоморфные акритархи *Cymatiosphaeroides*, *Comasphaeridium*, *Sphaeranosillos*, *Trachyhystrichosphaeridia aimica*, *Prolatoforma*, гигантские *Chuaria*, сложные оболочки *Germinosphaera*, крупные *Tasmanites*, *Konderia*, *Spumosina*, *Simia simica*, *Kirbia*, *Cerebrosphaera*, *Cucumiforma*, *Heliconema*, *Trachytrichoides*, *Fabiformis* и остатки водорослей *Valkyria*.

В вышележащей части каратавской серии в силу фациальных причин наблюдается заметный спад разнообразия микробиот, который в нижеукуских отложениях частично компенсируется рекуррентным появлением ряда форм [8]. В верхнекаратавских микробиотах господствуют имеющие широкое вертикальное распространение мелкие акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые формы, которым подчинены некоторые новые морфотипы. Это окремненные *Gloeodiniopsis lamellosa*, *Eoaphanocapsa oparinii*, *Eoentophysalis belcherensis*, *Ramovaginalis* и *Eosynechococcus amadeus* из верхней части миньярской свиты [76], а также органостенные *Palaeolyngbya zilimica*, *Symplassosphaeridium*, *Tortunema*, *Tetrasphaera* и *Oscillatoria zilimicus* из нижней части укской [8]. В верхней части миньярской свиты их сопровождают остатки панцирных амёб *Melanoceryllium*. В криволукской свите стратиграфически значимые микрофоссилии не встречены. Итак, в последовательности микробиот каратавской серии наблюдаются три уровня обновления систематического состава: связанный со сменой фациальных обстановок преднугушский и отражающие главные тренды развития микробиот предбедерьшинский и предынзерский.

Строматолиты каратавской серии, присутствующие во всех ее карбонатных толщах, образуют выдержанную последовательность таксонов, значительная часть которых представлена видами, а отчасти и родами, эндемичными для восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы [30, 52, 82]. Гораздо более широкое горизонтальное распространение среди каратавских строматолитов имеют *Inzeria tjomusi*, *Yurusania cylindrica* и *Malginella zipandica*, характерные для катавской свиты, *Gymnosolen ramsayi*, *Inzeria djemimi*, *Tungussia* и *Parmites*, развитые в инзерской свите, *Minjaria uralica*, *Conophyton miloradovici*, *Parmites* и *Tungussia*, присутствующие в миньярской свите, и типичная для укской свиты *Linella ukka*. В аналогах каратавской серии, вскрытых

буровой скважиной на северо-восточной окраине упомянутой платформы, описаны остатки аннелидоморфных животных организмов *Parmia* [20]. Отложения с этими ископаемыми одни исследователи сопоставляют с нижней частью каратавской серии, а другие — с верхней.

Изменения в составе микрофоссилий, сравнимые с наблюдаемыми в основании бедерьшинской подсвиты зильмердакской свиты, в Учуро-Майском регионе наблюдаются в основании лахандинской серии. Эта серия, со следами размыва залегающая на ципандинской свите керпильской серии, содержит богатую ассоциацию форм, наиболее показательными членами которой являются акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *Prolatoforma aculeata*, спирально-цилиндрические нити *Obruchevella* и *Eosolenia*, чехлы *Tortunema*, *Glomovertella*, *Rugosopsis*, крупные представители родов *Archacellularia*, *Lakhandinia*, *Eosolenia*, *Navifusa*, *Fabiformis*, *Poly-sphaeroides*, *Polytrichoides*, *Trachytrichoides*, *Aimia*, *Valeria*, *Pellicularia*, *Recta*, *Majasphaeridium*, талломы многоклеточных водорослей *Plicatidium*, *Archaeoclada*, *Variacлада*, *Valeriaclada*, *Majaphyton* и *Olophyton*, остатки низших грибов и их репродуктивных структур *Eosaccharomyces* и *Mucorites*, нитчатые *Palaeovaucheria*, трактуемые как остатки золотистых ксантофитовых водорослей, остатки почкующихся диморфных организмов *Majasphaeridium*, *Itirindia*, *Radiatosphaera* и ряд других таксонов, в том числе поднимающиеся из тоттинской свиты керпильской серии морфологически простые формы [4, 5, 10, 16, 17, 76]. Большая часть названных форм присутствует в вышележащих кандыкской и устькирбинской свитах уйской серии, но здесь нет широких талломы, морфологически дифференцированных трихомов и остатков грибов. Вместе с тем в устькирбинских отложениях появляются акритархи *Cymatiosphaeroides* и вероятные *Baltisphaeridium* [15] и ссылки в этой работе).

Строматолиты при переходе к лахандинской серии также обнаруживают значительные изменения состава [75], но важный вклад в эти изменения вносят представители тех родов, появление которых было связано со сменой обстановок осадконакопления — становлением лахандинского карбонатного открытого шельфа и активной осцилляции уровня моря [51]. К таким родам относятся различные виды конофитонов и якутофитонов, которые за пределами указанного региона в соответствующих обстановках появляются значительно ниже рассматриваемого уровня. Сбросив со счета эти таксоны и эндемиков, мы должны признать, что лахандинские строматолиты отличаются от нижележащих появлением *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*, а также присутствием новых форм рода *Baicalia*: *B. lacera*, *B. nova*, *B. maica* и *B. ingliensis*. Отмечено, что *B. lacera* обладает новым типом микроструктуры, который в субглобальном масштабе развит в нижней части верхнерифейских отложений и, вероятно, отражает динамику условий карбонатонакопления [137].

Рассмотренные изменения в составе микрофоссилий и строматолитов служат основанием для проведения границы среднего и верхнего рифея в Учуро-Майском регионе в основании лахандинской серии. Высказанные в литературе мнения о включении в состав верхнего рифея нижележащей керпыльской серии опирается на появление в этой серии таксономически богатой “продвинутой” тоттинской ассоциации микрофоссилий, резко отличной от развитых в нижележащих горизонтах учуро-майского разреза, и/или на вывод о более высоком значении предтоттинского событийного рубежа по сравнению с предлахандинским ([3—5, 10, 90] и ссылки в этих работах). Однако это мнение не может быть принято. Во-первых, пространственно-хронологическое размещение в рифейских разрезах характерных представителей тоттинской микробиоты определяется фациально-экологическими причинами и потому не может использоваться в стратиграфических целях. Во-вторых, биосферное значение предлахандинского рубежа, отмеченного важными изменениями в биоте, по рангу значительно выше иерархии поверхностей несогласия в стратиграфических последовательностях. В-третьих, введение аимчанской серии в состав верхнего рифея фактически ведет к включению в общую шкалу рифея нового подразделения, по объему отличного от объема типового разреза верхнего рифея.

Возрастные рамки лахандинской и уйской серий определяют следующие данные. U-Pb-возраст бадделита из синседиментационных даек, залегающих в кандыкской свите, составляет 1005 ± 4 и 974 ± 7 млн лет, а Sm-Nd-возраст этих даек 942 ± 19 млн лет [48, 148], Pb-Pb-изохронный возраст известняков нижней части лахандинской серии и малгинской свиты, которая согласно подстилает ципандинскую свиту, равен соответственно 1025 ± 40 и 1043 ± 14 млн лет, а определенный тем же методом возраст карбонатных пород сухотунгусинской свиты Туруханского района, залегающей между аналогами малгинской свиты и лахандинской серии [97], составляет 1035 ± 60 млн лет [46, 47, 73]. Хотя с точки зрения статистических критериев приведенные Pb-Pb-датировки значимо неразличимы, их величины (математические ожидания) согласуются со стратиграфической последовательностью датированных свит. Это придает им дополнительный вес и позволяет считать, что граница керпыльской и лахандинской серий имеет возраст около 1030 млн лет [70]. Именно это значение принято в стратиграфической шкале докембрия России как определяющее изотопный возраст нижней границы верхнего рифея (рис. 2).

Ассоциация микрофоссилий, подобная развитой в лахандинской серии, описана в деревнинской свите Туруханского района Средней Сибири. Эта свита по комплексу данных сопоставляется с нижней частью упомянутой серии [97] и содержит такие характерные формы, как *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *Prolatoforma aculeata*, крупные *Leiosphaeridia*, представители родов *Asperatophyton*, *Rectia*, *Taenitrichoides*,

Obruchevella, слоевища *Ulophyton*, *Majaphyton* и *Ostiana*, которым сопутствуют формы широкого вертикального распространения [50]. Сходство преддервинского микрофитологического рубежа с предлахандинским и предбедерышинским подчеркивается подобием состава тех показательных микробиот, которые заключены в нижележащих отложениях рифея — в безыменской свите Туруханского района [10], керпыльской серии Учуро-Майского региона [3] и нугушской подсвите зильмердакской свиты Южного Урала [8] и содержат различных по разнообразию представителей керпыльской ассоциации. К сожалению, в названных районах слои, содержащие характерный набор керпыльских форм, отделяются от слоев, заключающих бедерышинскую, лахандинскую и деревнинскую ассоциации, пробелом в биостратиграфической характеристике — отложениями с бедными астратиграфическими биотами, появление которых было связано с фациальными особенностями их формирования. Данный факт затрудняет использование предбедерышинского—предлахандинского микрофитологического рубежа в стратиграфических целях.

В Туруханском разрезе вслед за накоплением деревнинских отложений, в свите буровой и шорихинской фиксируется резкое снижение таксономического разнообразия микрофоссилий. В этих свитах наблюдаются морфологически простые нитчатые и коккоидные формы, представленные главным образом окремненными разностями [76]. Биостратиграфически значимыми здесь являются встреченный в свите буровой *Polysphaeroides contextus*, вероятно представляющий остатки эвкариотных водорослей, и акритархи *Trachyhystrichosphaera aimica* из шорихинской свиты. Строматолиты представлены *Baicalia lacera* из свиты буровой, а также *Minjaria uralica* и *Gymnosolen* sp. из шорихинской [75]. Вышележащая мироедихинская свита содержит самую разнообразную во всем Туруханском рифее ассоциацию микрофоссилий [11, 12, 76]. В нее входят все основные деревнинско-лахандинские таксоны (в том числе представители родов *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Valeria*, *Ostiana*, *Polytrichoides*, *Elateria* и др.), а также ряд вновь появившихся родов *Cerebrosphaera*, *Cymatiosphaeroides*, *Cephalonyx*, *Pellicularia*, *Caudiosphaera*, новые виды *Pseudodendron* и др. Имеющиеся изотопные данные позволяют определить возрастной предел буровой, шорихинской и мироедихинской свит лишь в довольно широком интервале. Эти свиты моложе 1030 млн лет — возраста нижней границы верхнего рифея и древнее ~850 млн лет — этапа метеорного диагенеза рассматриваемых осадков, установленного по датировкам “омоложенных” глауконитов [47]. Хемостратиграфические C-изотопные данные [97] показывают, что мироедихинская свита формировалась в заключительной части упомянутого интервала.

Микрофоссилии верхних горизонтов верхнего рифея (850—650 млн лет) в Сибири изучены недостаточно, но данные по Северной Канаде и Шпицбергену [101, 102] свидетельствуют о наличии в этих гори-

зонтах своеобразных микробиот, отличных по составу от известных ниже по разрезу. Таким образом, в развитии позднерифейских микроорганизмов существовало три последовательных уровня обновления таксономического состава, которые могут быть использованы в биостратиграфических целях. Выделение в верхнем рифее двух стратиграфических подразделений со специфичным составом микрофоссилий [76, 151] является важным шагом на этом пути.

Вендская система в своей стратотипической местности — в центральной части Восточно-Европейской платформы — представлена четырьмя разделенными несогласиями горизонтами — лапландским, редкинским, котлинским и ровенским, последний из которых согласно перекрыт отложениями нижнего кембрия ([78, 79, 81] и ссылки в этих работах). Лапландский горизонт, относимый к нижнему венду, объединяет две разделенные несогласием свиты: блоньскую (до 230 м), представленную тиллитами и вышележащими песчаниками с прослоями конгломератов и редких доломитов, и глусскую (150–270 м), сложенную тиллитами с пластами песчаников. В составе изменчивых по мощности редкинського, котлинского и ровенского горизонтов, относимых к верхнему венду, доминируют аргиллиты с варьирующим количеством алевролитов и песчаников. Нижняя граница венда, проведенная в основании нижнего (блоньского) уровня тиллитов лапландского (варангерского) горизонта, имеет несомненное глобальное значение, так как лапландские тиллиты являются региональными представителями крупнейшего в истории Земли оледенения Варангер-Марино, с которыми были связаны радикальные изменения в биосфере [81, 93, 104].

Появлению характерных для венда представителей флоры и фауны предшествовала важная перестройка биоты. В конце позднего рифея произошло вымирание или резкое количественное сокращение ряда морфологически сложных эвкариотных микроорганизмов, и потому такие индекс-формы, как *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Cymatiosphaeridia* и др., не характерны для венда ([76, 158] и ссылки в этих работах). Вместе с тем на различных уровнях в верхнем венде фиксируются важные новации в эволюции метафита, появление комплекса бесскелетных метазоа и мелкораквинной фауны, а также изменения в составе акритарх.

В лапландском гляциогоризонте в центральной части и на севере Русской плиты из-за условий его формирования органические остатки представлены только мелкими сферическими акритархами *Bavlinella faveolata*. Стратиграфически выше аналогов лапландских тиллитов в Центральной Австралии, Южном Китае, Малых Гималаях, на Шпицбергене и в центральной Сибири появляется таксономически богатая и стратиграфически важная ассоциация морфологически сложных акантоморфных и херкоморфных акритарх так называемого пертататакского типа ([21, 122, 123, 165] и ссылки в этих работах), которая

до недавнего времени не была известна на Восточно-Европейской платформе. Ныне она установлена в Южном Притиманье, в разрезе буровой скважины в средней части вычегодской свиты [6, 15, 159]. Аналогом нижней части последней на Южном Урале, вероятно, является та или иная часть укско-криволукских отложений [15], которые завершают типовой разрез верхнего рифея и вблизи основания содержат неизменный глауконит, имеющий Rb-Sr-возраст 664 ± 11 млн лет [25]. Минимальный возрастной предел вычегодской свиты определяется тем, что на нее с разрывом налегают палеонтологически охарактеризованные отложения редкинського горизонта, U-Pb-возраст (SHRIMP) вулканогенных цирконов из средней и верхней частей которого равен 558 ± 1 и $555 \pm 0,3$ млн лет [24, 142].

Нижняя часть вычегодской свиты содержит верхнерифейские *Trachyhystrichosphaera aimika*, *Prolatoforma aculleata*, *Eosaccaromycetes ramosum*, остатки аннелидоморфных организмов *Parmia anastassiae*, а также ряд транзитных нитчатых и коккоидных микроостатков. Эти транзитные формы составляют палеонтологическую характеристику вышележащей сравнительно небольшой пачки нижневывогодских пород, а затем на фоне сохраняющихся в разрезе проходящих таксонов появляются пертататакские формы, представляющие сложно построенные фитопланктонные организмы и зооцисты животных. Это *Alicesphaeridium medusoidum*, *Tanarium conoideum*, *T. tuberosum*, *Cavaspina acuminata*, *Asterocapsoides sinensis*, *Ericiasphaera polystacha*, *Parapandorina* и ряд вновь выделенных таксонов. Эту микробиоту, названную кельтминской, по составу можно сопоставить с таковой, которая характеризует первую биостратиграфическую зону, установленную в Австралии в типовой последовательности пертататакских ископаемых. Отложения этой зоны отделены от нижележащих тиллитов, коррелируемых с тиллитами Марино, изменчивой по мощности (25–420 м) пачкой, которая отнесена к зоне *Leiosphaeridia jacutica*—*L. crassa* и содержит бедный набор акритарх, известных в верхнем рифее и венде [122, 123]. Учитывая палеонтологическую характеристику и стратиграфическое положение слоев кельтминской биотой, эти слои, видимо, следует относить к доредкинскому уровню, тогда как подстилающую пачку с транзитными микрофоссилиями можно условно сопоставить с лапландским горизонтом, а базальная часть вычегодской свиты, как уже говорилось, коррелируется с терминальными горизонтами рифейских отложений Южного Урала [15].

В редкинском горизонте на севере и в центральной части Восточно-Европейской платформы развит иной комплекс микрофоссилий. В нижней части горизонта присутствуют *Volyniella valdaica*, *Rudnjana*, *Trachysphaeridium partialum*, *Octoedryximum intrarium*, *Bavlinella faveolata*, *Orymatosphaeridium rubidinosum*, *Polytrychoides lineatus*, *Stictosphaeridium pecutinatum*, редкие *Micrhystridium tornatum* в сопровождении представителей транзитных родов *Oscillatoriopsis*, *Polytry-*

choidys, *Palaeolyngbia*, *Oscillatoriopsis*, *Obruchevella*, *Symplassosphaeridium*, *Leiosphaeridia* и др., которые частично поднимаются в верхнюю часть горизонта, где известны и новые формы (*Oscillatoriopsis wernadskii*, *Striatella coriacea*, *Tortunema sibirica* и др.). Кроме того, в редкинском горизонте появляются остатки метафитных водорослей *Eoholynia*, *Archyfasma*, *Beltanelloides sorichevae* и *Serebrina crustacea*, а также первые представители рода *Saarina*, отнесенного к погонофорам [14, 19, 116, 141]. Микрофоссилии котлинского горизонта представлены главным образом крупными *Leiosphaeridia atava*, *Oscillatoriopsis wernadskii*, *O. rhomboidalis*, *Bavlinella faveolata*, *Cochleatina conilovica*, редкими *Micrhystridium* и *Rudnjana*, а водоросли — *Pilitella composita*, *Kanilovia* sp., *Vendotaenia*, *Aataenia reticularis*, а у кровли *Tyrasotaenia* [14, 19, 141].

Характерной особенностью редкинских и котлинских отложений является фауна бесскелетных метазоа, которая наиболее полно представлена на Зимнем берегу Белого моря и в прилежащих районах [86, 115]. Эта фауна появляется в нижней части редкинского горизонта и исчезает в средней части котлинского, выходя далеко за пределы верхнередкинских отложений, содержащих вулканогенные цирконы с U-Pb-возрастом 558—555 млн лет. В пределах всего охарактеризованного фауной диапазона присутствуют *Dickinsonia* cf. *tenuis*, *Parvancorina minchami*, *Cyclomedusa* sp. и *Tribrachidium heraldicum*. На различных уровнях в средне- и верхнередкинских отложениях этот набор таксонов обогащается за счет появления ряда форм, которые прослеживаются до верхнего предела распространения данной фауны (*Dickinsonia costata*, *Kimberella quadrata*, *Rangea* sp., *Tribrachidium heraldicum*) либо не поднимаются выше нижней части котлинского (*Archaeospinus fedonkini*, *Cyanorus singularis*, *Onegia stepanovi*, *Epibaion axiferus*, *Yorgia waggoneri* и др.) или терминальной части редкинского горизонта (*Onegia renoxa*). Наибольшее разнообразие фауны достигается в пограничных редкинских и котлинских отложениях, где наряду с названными таксонами присутствует ряд форм с узкими рамками вертикального распространения. Такая динамика систематического разнообразия беломорской фауны в значительной мере связана с вариациями обстановок ее формирования [24, 115].

Палеонтологическую характеристику ровенского горизонта, завершающего типовую последовательность венда, представляют появившиеся на этом уровне акритархи *Leiosphaeridia dehisca*, *Cochleatina rudaminica*, *Ceratophyton duplecum*, *Teohipolia*, сабеллитиды *Sokoloviina*, *Sabellidites*, *Parasabellidites*, новые представители сааринид, возросшие в количестве *Micrhystridium tornatum*, вендотениды *Dvinia* и *Tyrasotaenia*, а также транзитные лейосферидии [14, 19, 42].

Изотопный возраст нижней границы венда на Уфимском совещании был оценен как 650 ± 20 млн лет на основании K-Ar-датировок минералогически не изученного глауконита из наиболее молодых довендских отложений Урала и Rb-Sr-определений валовых

проб гранитов, прорывающих уральские аналоги лапландских (варангерских) тиллитов. Однако эти датировки вскоре стали рассматриваться как недоказательные из-за возросших требований к сохранности использованных геохронометров. Позднее возраст упомянутой границы было предложено оценивать как 600 ± 10 млн лет [70] исходя из U-Pb-датировок эффузивных пород, которые на Ньюфаундленде ассоциированы с тиллитами Гаскье (*Gaskiers*), сопоставленными с варангерскими, и из Rb-Sr-определений глинистых фракций рифейских, вендских и нижнекембрийских аргиллитов Восточно-Европейской платформы, которые рассматривались как фиксирующие возраст определенных стадий диа- и эпигенетических изменений осадков, вмещающих варангерские тиллиты. В свете современных данных приведенные оценки требуют более строгого обоснования, так как корреляция тиллитов Гаскье с нижеварангерским (блоньским) гляциогоризонтом ныне не может быть принята, а использованные трактовки геологического значения Rb-Sr-датировок безусловны.

К сожалению, достоверных изотопных датировок упомянутой границы до сих пор нет, но на Среднем Урале установлено, что сопоставимые с блоньскими тининские тиллиты [104] моложе 671 ± 24 млн лет (U-Pb, SHRIMP, циркон) и древнее 569 ± 42 млн лет (Sm-Nd, валовые пробы) [37, 49]. Дополнительные сведения об изотопном возрасте лапландского (варангерского) гляциогоризонта, в основании которого проводится нижняя граница вендской системы, предоставляет его корреляция с тиллитами Наньто Южного Китая. Эта корреляция определяется не только тем, что тиллиты Наньто в настоящее время все исследователи относят к уровню Варангер-Марино ([104] и ссылки в этой работе), но и биостратиграфическими данными. В восточных разрезах ущелья р. Янцзы, в 11 м стратиграфически выше кровли названных тиллитов, вблизи основания формации Доушаньто появляется ассоциация акритарх пертататакского типа [165]. Первые ее представители известны всего в нескольких метрах выше кровли венчающих доломитов тиллитов Наньто, что предполагает появление пертататакских микрофоссилий в китайских разрезах на несколько более низком стратиграфическом уровне, чем в австралийских, в которых это явление отделяется от тиллитов уровня Марино зоной *Leiosphaeridia jacutica*—*L. crassa*. Такое предположение подтверждается C-изотопной хемотратиграфической корреляцией китайских и австралийских разрезов ([165] и ссылки в этой работе). Корреляция лапландских тиллитов с тиллитами Наньто важна в том отношении, что последние имеют строгие ограничения изотопного возраста. U-Pb-датировка вулканогенных цирконов (ID-TIMS) из формации Датаньпо, которая предшествует тиллитам Наньто и отделена от них несогласием, составляет 663 ± 4 млн лет, а из согласно налегающей на тиллиты формации Доушаньто в 2,5 и 10 м от ее основания — $635,2 \pm 0,6$ и $632,5 \pm 0,5$ млн лет соответственно [107, 165]. U-Pb-

возраст (SHRIMP) цирконов из первого прослоя туфов в формации Душаньто оценен как $628,3 \pm 5,8$ и 621 ± 7 млн лет [163, 164]. Все сказанное позволяет считать, что возрастные рамки варангерских тиллитов на основании корреляции могут быть определены как $663,4 - 635,2 \pm 0,6$ млн лет, хотя для точного датирования нижней границы венда данных пока нет. Видимо, он близок к 650 млн лет.

В сибирских разрезах с вендской системой обычно отождествляют юдомский преимущественно карбонатный комплекс (юдомий), который подстилает слои с ископаемыми первой зоны томмотского яруса и предваряется важным событийным рубежом [57, 71, 75, 90]. Этот рубеж в большинстве публикаций и в стратиграфической шкале докембрия России сопоставляется с предварангерским, хотя строгих доказательств таких сопоставлений нет. Поэтому в литературе высказаны и иные точки зрения на соотношение во времени нижних границ юдомия и венда.

Типом юдомского комплекса является одноименная серия обширного Учуро-Майского региона, которая состоит из аимской и усть-юдомской свит, разделенных поверхностью регионального размыва. Аимская свита несогласно залегает на различных более древних образованиях от архея до верхнего рифея и на пострифейских интрузиях центрального типа, тогда как усть-юдомская обычно налегает на аимскую, местами срезает последнюю и ложится на рифейские отложения, а в крайних западных разрезах переходит на кристаллические породы Алданского щита. Аимская свита представлена базальной терригенной пачкой и вышележащими доломитами, которые вблизи основания в той или иной мере замещаются известняками и содержат прослои аргиллитов. Усть-юдомская свита начинается пакетом песчаников, а выше сложена разнообразными доломитами, местами заключающими небольшие пачки известняков. Мощность аимских отложений в различных структурно-фациальных зонах региона обычно варьирует от 25 до 120 м, а усть-юдомских — от 180 до 400 м [73]. В западных разрезах усть-юдомская свита расчленяется на четыре пачки мощностью соответственно 40—55, 35—65, 30—35 и 25—30 м.

Наиболее яркой чертой палеонтологической характеристики юдомской серии являются две последовательные ассоциации мелкораквинной фауны (SSF), которые наиболее полно представлены в верхних трех пачках усть-юдомской свиты в западных (приалданских) ее разрезах и позволяют выделить зоны *A. trisulcatus* и *P. antiqua* немакит-далдынского яруса [89—92]. Ассоциация SSF зоны *A. trisulcatus* тяготеет к основанию третьей пачки названной свиты, а в одном разрезе встречается в основании второй. Для нее характерны *Anabarites trisulcatus*, *Cambrotubulus decurvatus*, *Protoherzinia anabarica*, *P. unguiformis*, *Chancellosia* и *Protospongia*. Ассоциация зоны *P. antiqua* распространена в четвертой пачке и в одном месте известна вблизи основания третьей. В ее состав входят все таксоны, развитые в зоне *A. trisulcatus*, и 30 вновь

появившихся форм. Наиболее важными из них являются *Purella antiqua*, *P. cristata*, *Latouchella korobkovi*, *Tiksitheca liscis*, *T. korobovi*, *Archaeospira regularis*, *Ladatheca annae*, *Halkieria longa*, *Igorella* sp., *Barskovia* sp., *Siphogonuchites triangularis*, *Hyolithellus vladimirovae*, *Markuella prima*, *Anabarites tripartitus* и *A. signatus*. Слои с этой фауной перекрыты отложениями первой зоны томмотского яруса — зоны *A. sunnaginicus*. В восточных участках Учуро-Майского региона в усть-юдомской свите известны фрагменты двух зональных комплексов немакит-далдынского яруса, а вблизи основания свиты встречаются бесскелетные метазоа *Cyclomedusa* ex gr. *plana*, *Medusinites* и неясные по биологической принадлежности эндемичные *Suvorovella* и *Majaella* [89—91].

Микрофоссилии юдомской серии, известные в обеих ее свитах, представлены главным образом не имеющими стратиграфического значения простыми нитчатыми и коккоидными формами. Местами они сопровождаются представителями рода *Obruchevella*, обычного в верхнерифейских и вендских отложениях, а в усть-юдомской свите характерными для венда *Micrhystridium*, *?Megahystrichosphaeridium* и эндемичной *Osculosphaera tarynnachia*. Столь бедный состав юдомских микрофоссилий объясняется фациально-экологическими и/или тафономическими причинами [76]. В верхней части усть-юдомской свиты встречаются также остатки известковых водорослей *Renalcis* sp. и *Girvanella* sp. [14]. Среди строматолитов в рассматриваемой серии доминируют *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis*, *Gongylina nodulosa* и *Jurusania undomica*. В аимской свите им сопутствуют более редкие *Boxonia grumulosa* и *Jurusania judomica*, а в усть-юдомской — *Linella simica*, местные виды *Boxonia*, *Jurusania* и *Gongylina* [71, 75].

Возрастные рамки юдомской серии в 1960—1990-е гг. оценивали как 650 ± 20 — $570(530)$ или 620 ± 20 — 580 ± 20 млн лет на основании изотопных датировок минералогически не изученного глауконита, тонкой (< 1 мкм) глинистой фракции аргиллитов и различных минералов предъюдомской Ингилийской интрузии центрального типа (обзор и библиографию см. в [72, 133]). Ныне эти датировки не следует принимать в расчет из-за состояния изотопно-геохронологических систем в использованных геохронометрах. Методически надежная датировка юдомия, равная 553 ± 23 млн лет, получена изохронным Pb-Pb-методом по известнякам, залегающим вблизи основания усть-юдомской свиты в восточном ее разрезе [74]. Максимальный возрастной предел юдомской серии определяет недавно полученная U-Pb-конкордантная датировка циркона из Ингилийской интрузии, равная 674 млн лет [135]. Минимальный возрастной предел юдомия ныне обычно определяют на основании практически общепринятой датировки нижней границы томмотского яруса, равной $534,6 \pm 0,5$ млн лет [98] или в усредненном виде 535 ± 5 млн лет [73]. Эта датировка получена U-Pb-методом (SHRIMP) по циркону из порфировых галек внутриформационного конгломе-

рата, который залегает вблизи основания тюсерской свиты Хараулахского поднятия (нижнее течение р. Лены) и предваряет палеонтологически охарактеризованные отложения, относимые большинством исследователей ко второй снизу зоне томмотского яруса. Впрочем, недавно были подчеркнуты палеонтологические данные, предполагающие более высокое положение упомянутых конгломератов в нижнекембрийской шкале [88], что может вызвать сомнения в принятом ныне стратиграфическом значении датировки 535 млн лет.

Важные черты строения типового разреза юдомия вскрывает обоснованная биостратиграфическими и хемотратиграфическими данными корреляция юдомской серии с вендской последовательностью Оленекского поднятия (Северная Сибирь). В этом регионе к венду относятся отложения маастахской, хатыспытской, туркутской и большей нижней части кессюсинской свит [28, 90, 91]. Вторая и четвертая из этих свит предваряются поверхностями регионально-го размыва, а всей последовательности предшествует угловое несогласие, отделяющее ее от различных горизонтов рифейских отложений. Маастахская свита (40–60 м) начинается невыдержанной пачкой песчаников, а завершается толщей доломитов. Хатыспытская свита (160–180 м) в нижней части (~20 м) сложена терригенными породами, а в верхней части — темными известняками, доломитами и подчиненными аргиллитами, в которых содержатся отпечатки бесскелетных метазоа. Последние представлены характерным для карбонатных бассейнов набором относительно простых форм, которые в беломорских разрезах известны в верхней части редкинского и в нижней части котлинского горизонтов [86, 114]. Кроме того, здесь описаны типичные для юдомия строматолиты *Boxonia grumulosa*, *Paniscollenia emergens* и *Jurusania yudomica* [28, 71]. Туркутская свита — это доломиты с пакетами известняков (150–180 м), содержащие строматолиты *Colleniella singularis* и *Paniscollenia emergens*, а в 30 м от кровли встречены SSF зоны *A. trisulcatus* немакит-далдынского яруса [90, 91]. Кессюсинская свита (50–60 м) — чередование аргиллитов, песчаников и карбонатов, в главной по мощности нижней части которой присутствуют SSF зоны *P. antiqua*, а в 10 м от кровли появляется фауна первой (*A. sunnaginicus*), а затем второй (*D. regularis*) зон томмотского яруса [91]. В нижнекессюсинских отложениях известны также общие с ровенским горизонтом сабеллидитиды *Paleolina evenkiana*, *Sabellidites cambriensis* и др., а в немакит-далдынских разрезах Анабарского массива указаны известковые водоросли *Renalcis polymorphus*, *Botomella sibirica*, *Korilophyton inopinatum* и *Girvanella problematica* [14, 81].

Наиболее часто цитируемая изотопная датировка вендских толщ Оленекского поднятия получена по цирконам из туфобрекчии, описанной в основании кессюсинской свиты. Эта датировка равна $543,9 \pm 0,24$ млн лет (SHRIMP [98]) и обычно рассматривается как определяющая возраст раздела между зонами

A. trisulcatus и *P. antiqua*. К-Аг-определения минералогически не изученных глауконитов (660 млн лет из маастахской свиты и 530–520 млн лет из нижней части кессюсинской) ныне трактуются как приближительные.

Корреляция юдомских отложений Оленекского поднятия и Учуро-Майского региона опирается прежде всего на наличие зональных комплексов немакит-далдынских SSF в верхней части этих отложений и на наблюдаемую в них синфазность кривых изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ [72, 100, 136, 144]. Донемакит-далдынские горизонты Оленекского разреза, отвечающие нижней части туркутской, хатыспытской и маастахской свитам, по С-изотопным данным не находят своих аналогов в усть-юдомской свите, хотя маастахская свита только по хемотратиграфическим данным может быть сопоставлена с нижней частью усть-юдомской. Выпадение из Учуро-Майского разреза аналогов хатыспытских, нижнетуркутских и, возможно, маастахских отложений свидетельствует о существовании значительного перерыва, разделяющего аимскую и усть-юдомскую свиты. Проведенная таким образом корреляция юдомских отложений Оленекского поднятия и Учуро-Майского региона определяет общую модель строения этих отложений в пределах Сибирской платформы [72]. Распределение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в донемакит-далдынской части этой модели позволило выделить в ней последовательность пяти интервалов разреза (хемотронов), которые обладают специфичной С-изотопной характеристикой. Эта последовательность не только соответствует таковой, ранее установленной в вендских отложениях Намибии и предложенной в качестве стандартной [132, 150], но и наращивает ее вниз по разрезу. Анализом вариаций изменения $\delta^{13}\text{C}$ в аимской и усть-юдомской свитах, с одной стороны, и в намибийском разрезе — с другой, подтверждается вывод, что между названными сибирскими свитами существовал заметный перерыв в осадконакоплении: в средней части разреза Намибии залегает значительная толща, не имеющая С-изотопных эквивалентов в типовом разрезе юдомия. Длительность ее формирования на основании U-Pb-датировок вулканогенных цирконов составляет около 4–4,5 млн лет. Вместе с тем использование хемотратиграфической характеристики разреза Намибии, в основании которого содержатся два горизонта тиллитов варангерского гляциогоризонта [132, 150], позволяет оценить возрастные соотношения аимской свиты с этими горизонтами. Терминальная часть аимских отложений, обладающая низкими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (обычно от -4 до -8%), хорошо сопоставляется с теми карбонатными породами, которые перекрывают верхний горизонт намибийских тиллитов (с формацией Бушмансклиппе). Средняя часть аимской свиты, демонстрирующая два негативных экскурса $\delta^{13}\text{C}$ от $+6,0$ до $-1,2\%$, по положению в разрезе и по С-изотопной характеристике может быть сопоставлена с верхним горизонтом тиллитов. Если эти сопоставления

верны, то нижнюю часть аимских отложений с высокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (обычно от +4 до +6‰) по ее стратиграфической позиции следует коррелировать главным образом с терригенной пачкой, подстилающей верхние тиллиты Намибии. Стратиграфически ниже этой пачки залегают венчающие доломиты нижнего горизонта тиллитов, для которых типичны возрастающие вверх значения $\delta^{13}\text{C}$ от -4,3 до -1,5‰, а в кровле и до +5,8‰ — величины данного параметра, типичного для нижеаимских отложений [72]. Таким образом, карбонатный разрез юдомского комплекса по стратиграфическому объему несколько уступает венду, нижняя граница которого зафиксирована в основании варангерских тиллитов Восточно-Европейской платформы, и этот вывод находится в согласии с U-Pb-датировкой предъюдомской Ингилийской интрузии (647 млн лет).

Изложенные данные показывают, что аимскую свиту можно сопоставить в типовом разрезе венда с верхней частью лапландского и нижней частью редкинских горизонтов, тогда как охарактеризованная бесскелетной фауной часть разреза юдомия отвечает пограничным отложениям редкинских и котлинских горизонтов, а слои, содержащие SSF немакит-далдынскую фауну, коррелируются с ровенским горизонтом и, вероятно, с верхней частью котлинского.

Завершая рассмотрение современной стратиграфической шкалы докембрия России отметим, что изложенные материалы о строении, изотопном возрасте и палеонтологической характеристике опорных разрезов архея и протерозоя Северной Евразии высветили фактологическую основу построения данной шкалы. Эта шкала по сравнению с ранее принятым вариантом подобной шкалы [26, 54, 65] знаменовала важный шаг вперед в утверждении хроностратиграфического принципа общего расчленения докембрия.

Что же касается предложенного членами Международной стратиграфической комиссии проекта естественной (natural) шкалы докембрийского геологического времени [94, 121], то он уступает докембрийской шкале России по методологии построения, конструкции и разрешающей способности. В этом проекте в докембрии предложено выделить пять эонов, границы между которыми устанавливать по важнейшим ключевым событиям в эволюции Земли (рис. 3). Геологическое содержание эонов определено следующим образом. 1. Эон аккреции и дифференциации (древнее ~4510 млн лет) — формирование планеты, ее рост и дифференциация земного вещества вплоть до гигантского импактного события, вызвавшего формирование Луны. 2. Хедианский (Hadean) эон (~4510—~3850 млн лет) — интенсивная бомбардировка планеты астероидами и ее последствия. 3. Архейский эон (~3850—~2600 млн лет) — прогрессивный рост земной коры, начиная от формирования древнейших супракрустальных образований зеленокаменного пояса Исуа (Гренландия) и до накопления массовых железорудных формаций. В пределах этого эона предложено выделять эо-, палео-, мезо- и не-

оархейские эры, границы между которыми определяются началом формирования трех серий австралийского докембрия: Варравуна (~3500 млн лет), Гордж Крик (~3100 млн лет) и Фортеस्कью (~2850 млн лет). 4. Переходный (Transitional) эон (~2600—~2300 млн лет), начало которого фиксирует накопление железорудных формаций бассейна Хамерсли (Австралия), а конец — первые континентальные красноцветы. 5. Протерозойский эон (~2300—~600 млн лет) — установление близкого к современному плейт-тектонического режима и отсутствие в геологической летописи животных остатков. Нижнюю границу этого эона предложено совмещать с первым появлением континентальных красноцветных отложений, а верхнюю — с возникновением эдиакарской биоты около 600 млн лет назад и с этого события начинать фанерозой. Протерозойский эон рекомендовано разделять на палео-, мезо- и неопротерозойские эры, границы между которыми маркируют соответственно формирование первого суперконтинента (~1800 млн лет) и внедрение роя даек Маккензи Северной Канады (~1267 млн лет).

При детальном рассмотрении этого проекта обращают на себя внимание следующие факты. Во-первых, авторы проекта при его конструкции приходят в противоречие со своими исходными положениями. С одной стороны, авторы подчеркивают, что естественная шкала должна быть построена “в рамках единственного доступного нам физически выраженного стандарта — существующих в настоящее время последовательностей горных пород”, а установление границ должно следовать концепции “золотых гвоздей” [121, с. 94], а с другой — включают в шкалу длительный промежуток геологического времени от 4560 до 3850 млн лет назад, следы которого отсутствуют в геологической летописи. Во-вторых, противоречия существуют и в установлении тех явлений, которые предложено использовать для обоснования стратиграфических границ. Для этого применяются события двух различных категорий, лишь одна из которых (несогласия в основании определенных стратиграфических подразделений и появление эдиакарских ископаемых) может использоваться в этом качестве, а другая не может. К последней категории принадлежат импактное событие, приведшее к образованию Луны, появление первых континентальных красноцветов, внедрение определенного роя даек и образование первого суперконтинента. Эти явления неспособны служить процедуре установления GSSP, хотя авторы проекта настаивают на необходимости использования в докембрийской шкале именно этой процедуры. В-третьих, в проекте шкалы предложено сократить стратиграфический объем архея и протерозоя за счет пограничных отложений между данными подразделениями, изменив устоявшееся в мировой геологической литературе их понимание, и выделить между археем и протерозоем *sensu stricto* новый переходный (Transitional) (между чем и чем?) эон. В его объем наряду с прочим предложено включить крупнейший

событийный рубеж с возрастом около 2500 млн лет, который ныне практически единодушно рассматривается как граница архея и протерозоя в их обычном понимании. В-четвертых, Ф. Градштейн с соавторами для последовательностей эр, выделенных как в архее, так и в протерозое, используют те же самые названия, которые фигурируют в Международной шкале геологического времени, предложенной членами докембрийской подкомиссии (рис. 1 и 3), но возрастной объем и методы выделения одноименных подразделений в той и другой шкале различны. Наконец, в-пятых, слои с эдиакарской фауной авторы проекта предлагают относить к фанерозою, ибо остатки метазоа, по их мнению, появились в геологической летописи лишь около 600 млн лет назад, хотя в верхнерифейских отложениях северо-востока Восточно-Европейской платформы [20, 159] и Северного Китая ([103] и ссылки в этой работе) известны остатки аннелидоморфных животных организмов, в осадках с возрастом около 800 млн лет появились панцирные амебы [147], а в нижнем рифее Западной Австралии и Скалистых гор Северной Америки описаны ископаемые с тканевым уровнем организации, вероятно, близкие к кишечнополостным организмам [117]. Все сказанное заставляет весьма критически относиться к предложенному проекту новой “естественной” хроностратиграфической шкалы докембрия.

Заключение

Первые попытки общего расчленения докембрия, предпринятые в конце XIX и начале XX в., внедрили в геологическую практику термины “архей” и “протерозой”, но не привели к выработке критериев выделения и телекорреляции общих стратиграфических подразделений в дофанерозойских последовательностях.

Хронометрическая концепция общего расчленения докембрия возникла во второй половине прошлого века под воздействием резко возросшего объема изотопно-геохронологической информации о возрасте архейских и протерозойских образований и неадекватных представлений о биостратиграфическом потенциале протерозойского биоса. Общие подразделения хронометрических шкал являются только отрезками абстрактного геологического времени, которые выделены вне связи с особенностями реальных разрезов супракрустальных пород и содержащихся в них органических остатков, а границы этих подразделений отвечают выбранным по тем или иным признакам значениям изотопного возраста. Полный отрыв составных единиц рассматриваемых шкал от реальных носителей информации о геологической истории является главным недостатком хронометрического подхода к общему расчленению докембрия. Введение в международную шкалу геологического времени тех хронометрических шкал архея и протерозоя, которые были предложены докембрийской подкомиссией, означает официальное одобрение двух

Эон	Эра	Возраст границ	События
Ph	палеозой	~ 542	1
		~ 600	2
Протерозой	неопротерозой	~ 1267	3
	палеопротерозой	~ 1800	5
Trz		~ 2300	6
		~ 2600	7
Архей	неоархей	~ 2850	8
	мезоархей	~ 3100	9
	палеоархей	~ 3500	10
	эоархей	~ 3850	11
Хедий		~ 4510	12
		~ 4560	
AD			

Рис. 3. Проект “естественной” хроностратиграфической шкалы докембрийского времени, предложенный членами Международной стратиграфической комиссии [94, 121]:

1–12 — события в истории Земли, которые разделяют выделенные подразделения: 1 — кембрийская радиация; 2 — появление эдиакарских ископаемых; 3 — рой даек Маккензи (Северная Канада); 4 — образование первого суперконтинента; 5 — первые континентальные красноцветные отложения; 6 — накопление гигантских объемов железорудных формаций (бассейн Хамерсли, Австралия); 7 — несогласие в основании серии Фортескью (Австралия); 8 — несогласие в основании серии Горджи Крик (Австралия); 9 — начало накопления серии Варравуна (Австралия); 10 — древнейшие сохранившиеся супракрустальные последовательности; 11 — гигантское импактное событие, которое привело к формированию Луны; 12 — начало накопления и дифференциации земного вещества. Трех- и четырехзначные цифры — принятый изотопный возраст событий 1–12, млн лет

принципиально различных концепций общего расчленения докембрия и фанерозоя — соответственно хронометрического и хроностратиграфического.

Между тем расширение сведений о строении, изотопном возрасте, палеонтологической, а в последнее время Sr- и С-изотопной хемотратиграфических характеристиках докембрийских образований открыло путь для хроностратиграфического общего расчленения протерозоя и архея. Лучшей иллюстрацией достижений на этом пути служит сравнение общих шкал расчленения докембрия, принятых в нашей стране за последние 30–40 лет. Рассмотрение фактологической основы современной общей стратиграфической шкалы докембрия России выявило ряд ее особенностей, важных в методологическом отношении.

Во-первых, данная шкала отвечает главным требованиям хроностратиграфической концепции: она построена на основании анализа последовательности, соотношений и особенностей материальных объектов — горных пород и содержащихся в них ископаемых, хотя выделенные в шкале наиболее крупные подразделения и их границы, вопреки фанерозойским канонам, определяются не биотическими, а абиотическими событиями. Во-вторых, для всех выделенных подразделений, кроме первой (нижнелопийской) эратемы верхнего архея, установлены и формально закреплены типовые последовательности отложений (типовые литостратиграфические комплексы), что открыло возможность получения комплексной (мультидисциплинарной) характеристики стратонтов и использования сочетания взаимозаменяемых признаков при их корреляции. В-третьих, границы установленных подразделений, кроме раздела между двумя эонотемами архея (саамием и лопием), привязаны к определенным стратиграфическим уровням в типовых комплексах соответствующих подразделений, но эта процедура осуществлена не в непрерывных гомофациальных толщах, как это принято для общих подразделений фанерозоя. Границы совмещены с поверхностью несогласия в основании упомянутых типовых комплексов, знаменовавших начало новых этапов геологического развития стратотипических местностей

тех подразделений, которые предваряются данной границей. Что же касается границы между саамием и лопием, то она проведена в согласной последовательности отложений, определена важными абиотическими явлениями биосферного масштаба и имеет свой стратотип. В-четвертых, палеонтологические данные в настоящее время на территории Северной Евразии имеют стратиграфическое значение только в верхнем протерозое. В рифее они используются не для выделения подразделений, а для корреляции (“опознавания”) общих стратонтов, установленных другими методами. Лишь в верхневендских отложениях биостратиграфия полностью вступает в свои права и используется как для выделения стратонтов, так и для их корреляции. Однако уже сейчас открываются перспективы для более широкого использования биостратиграфии в докембрийской шкале — для обоснования нижней границы верхнерифейской эратемы и трехчленного ее деления. Все сказанное позволяет считать современную общую шкалу докембрия России лидером в построении общих хроностратиграфических шкал дофанерозойской части геологической летописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-00429 и Приоритетной программы президиума РАН № 18.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровиков Л.И., Спижарский Т.Н. Принципы расчленения и корреляции докембрия // Геол. и геофиз. 1965. № 1. С. 18—25.
2. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114—130.
3. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 41—58.
4. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Новые данные о составе и стратиграфическом значении верхнерифейской мироединской микробиоты (Туруханский район Сибири) // Докл. АН. 1998. Т. 358, № 6. С. 794—798.
5. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 27—54.
6. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 28—46.
7. Вейс А.Ф., Козлов В.И., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20—36.
8. Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 19—44.
9. Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифея Южного Урала и Приуралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 3—28.
10. Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 97—129.
11. Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироединская микробиота верхнего докембрия Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 5. С. 15—38.
12. Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геол. и геофиз. 1998. Т. 39, № 1. С. 85—96.
13. Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. АН. 2001. Т. 378, № 4. С. 511—517.
14. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М., 1985. Т. 1. Палеонтология. 221 с.; Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. 238 с.
15. Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Семихатов М.А. Уникальная нижневендская кельтминская микробиота Тимана: новые данные о палеонтологии венда и его глобальной характеристике // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 3. С. 366—371.
16. Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л., 1990. 52 с.
17. Герман Т.Н., Подковыров В.Н. О находках рифейских диморфных организмов // Палеонтол. журн. 2002. № 3. С. 3—10.
18. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М., 2004. 118 с.

19. Гниловская М.Б. Новые саариниды венда Русской платформы // Докл. АН. 1996. Т. 348, № 1. С. 89—93.
20. Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 11—39.
21. Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г. Нижневелдский комплекс микрофоссилий внутренних районов Сибирской платформы // Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы. М., 2007. С. 39—42.
22. Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбейко Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ag-возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17—32.
23. Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr-геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастакской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 1. С. 3—24.
24. Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 3—23.
25. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr и K-Ag) верхнерифейских глауконитов уксской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 3—18.
26. Келлер Б.М., Кратц К.О. Общая стратиграфическая шкала докембрия и пути ее совершенствования // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979. С. 127—146.
27. Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16—21.
28. Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., 1966. 122 с.
29. Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л. и др. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25—40.
30. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М., 1975. 220 с.
31. Крылов И.Н., Пертунен В. Строматолиты афебия района Тервола, северо-западная Финляндия // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М., 1978. С. 87—105.
32. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr-изотопная характеристика и Rb-Pb-возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 18—34.
33. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr-и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 6. С. 25—53.
34. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. 530 с.
35. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М., 1974. 386 с.
36. Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л., 1983. 180 с.
37. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В. и др. U-Pb (SHRIMP-II) возраст туфогенных цирконов из черно-каменской свиты сылвецкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН. 2007. Т. 111, № 3. С. 354—359.
38. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М., 1989. 215 с.
39. Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., 1962. 374 с.
40. Меннер В.В. Общая шкала стратиграфических подразделений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 8—15.
41. Меннер В.В. Общая шкала стратиграфических категорий в свете последних результатов геологических работ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 31—48.
42. Микрофоссилии докембрия СССР. М., 1989. 191 с.
43. Обручев С.В. Основные подразделения протерозоя в СССР // Геология докембрия. М., 1964. С. 9—15.
44. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb-систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 20—31.
45. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Rb-Pb-датирования карбонатных пород с геохимически незамкнутыми U-Pb-системами: мишьярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 3—19.
46. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Rb-Pb-возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 3—16.
47. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Pb-систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литол. и полез. ископ. 1995. № 5. С. 525—536.
48. Павлов В.Э., Галлет Ю., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские свиты Учуро-Майского региона: изотопные, палеомагнитные данные и проблема реконструкции суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26—41.
49. Петрова Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42—69.
50. Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фашиально-экологическая структура древнейшей микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 5. С. 13—41.
51. Петров П.Ю., Семихатов М.А. Специфика формирования верхнерифейского терригенно-карбонатного строматолитового шельфа: древнейшая свита Туруханского поднятия Сибири и ее аналоги // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 26—52.
52. Раабен М.Е. Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 35—46.
53. Резолюция объединенного пленума трех постоянных комиссий МСК по нижнему докембрию, по верхнему докембрию и по абсолютному возрасту // Мат-лы конференций, семинаров и совещаний. М., 1965. С. 17—22.
54. Решение Всесоюзного совещания по общим проблемам подразделения докембрия СССР // Общие проблемы расчленения докембрия в СССР. Л., 1979. С. 171—173.
55. Решение III Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 101—106.
56. Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии развития биосферы // Современные проблемы геологии. М., 2004. С. 448—462.
57. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., 1969. 380 с.
58. Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др., Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кемб-

рия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 21—31.

59. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb-SHRIMP-ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 3. С. 1—7.

60. Рундквист Д.В. О принципах разработки структурно-вещественной шкалы геологического времени // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Уфа, 1990. С. 24—29.

61. Салон Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 310 с.

62. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982. 343 с.

63. Семихатов М.А. К проблеме протерозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 2. С. 66—84.

64. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 256. 302 с.

65. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5—22.

66. Семихатов М.А. Современные концепции общего расчленения докембрия: анализ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3—13.

67. Семихатов М.А. Хронометрическая шкала архея (предложение Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 153—157.

68. Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1, С. 6—20.

69. Семихатов М.А. Современные концепции общего расчленения докембрия и новая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб., 1994. С. 9—26.

70. Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и нижнего кембрия // Дополнение к Стратиграфическому кодексу. СПб., 2000. С. 95—107.

71. Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., 1970. 236 с.

72. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 3—28.

73. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb-геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 2. С. 216—221.

74. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Pb-Pb-изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 1. С. 83—87.

75. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М., 1983. 224 с.

76. Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М., 2006. 280 с.

77. Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А. и др. Основные этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 25—46.

78. Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., 1964. С. 135—150.

79. Соколов Б.С. Венд севера Евразии // Геол. и геофиз. 1971. № 6. С. 13—22.

80. Соколов Б.С. Об основах стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л., 1980. С. 7—11.

81. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М., 1997. 156 с.

82. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М., 1982. 176 с.

83. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М., 1983. 184 с.

84. Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б. и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М., 2006. С. 271—281.

85. Тугаринов А.И. Эпохи минералообразования в докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 9. С. 3—21.

86. Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. М., 1987. 176 с.

87. Холанд Ч.Г. Шаги на пути к стандартному силуру // 27-й МКГ. Стратиграфия. Секция С.01. Докл. Т. 1. М., 1984. С. 60—72.

88. Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-кембрийской шкалы U-Pb-датировками по цирконам // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41, № 4. С. 503—515.

89. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Специфика экологии венд-кембрийских биот мелкораквинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 8—17.

90. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Юдомий (венд) стратотипической местности // Геол. и геофиз. 1994. Т. 35, № 3. С. 3—13.

91. Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакитдалдынского и томмотского ярусом (венд-кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 13—34.

92. Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия во внутренних районах севера Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 1—12.

93. Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии // Климат и биосферные события. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., 2004. С. 271—289.

94. A Geologic Time Scale 2004 / Eds. F.M. Gradstein, I. G. Ogg, A.G. Smith. Cambridge, 2004. 589 p.

95. American commission on stratigraphic nomenclature. Report 3 // Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Bull. 1955. Vol. 39, N 8. P. 825—830.

96. Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic—Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precamb. Res. 2001. Vol. 111, N 3—4. P. 165—202.

97. Bartley J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stanger A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt // Chemical Geol. 2007. Vol. 237, N 2. P. 211—232.

98. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293—1298.

99. Brasier M.D., Cowie J.W., Taylor M. Decision on the Precambrian—Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. Vol. 17, N 1—2. P. 3—8.

100. Brasier M.D., Khomentovskiy V.V., Carfield R.M. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in

eastern Siberia (Precambrian—Cambrian boundary) // *Terra nova*. 1993. Vol. 5. N 2. P. 225—232.

101. *Butterfield N.J.* Probable Proterozoic fungi // *Paleobiology*. 2005. Vol. 31. N 1. P. 165—182.

102. *Butterfield N.J., Rainbird R.H.* Diverse organic-walled fossils, including “possible dinoflagellates” from early Neoproterozoic of arctic Canada // *Geology*. 1998. Vol. 26, N 11. P. 963—966.

103. *Chen Junyan.* Precambrian Metazoans of the Huai river drainage area (Anhui, E. China): their taphonomic and ecological evidence // *Senckenbergiana Leth.* 1988. Vol. 69, N 3/4. P. 189—215.

104. *Chumakov N.M.* Climates and climate zonation of the Vendian: geological evidence. The rise and fall of the Ediacaran biota // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2007. Vol. 286. P. 15—26.

105. *Cloud P.E.* Major features of crustal evolution // *Geol. Soc. South Africa*. 1976. Ann. to Vol. 79. 33 p.

106. *Cloud P.E.* Trends, transitions and events in Cryptozoic history and their calibration: a propos recommendations by the Subcommission on Precambrian stratigraphy // *Precamb. Res.* 1987. Vol. 37, N 2. P. 257—264.

107. *Condon D., Zhu M., Bowring S.* et al. U-Pb-ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation // *Science*. 2005. Vol. 308, N 1. P. 95—98.

108. *Cowie J. W., Ziegler W., Boucout A.J.* et al. Guidelines and statuts of the International Commission on stratigraphy // *Cour. Forsch. Inst. Seckenberg*. 1986. 14 p.

109. *Cowie J.W., Ziegler W., Remane J.* Stratigraphic commission accelerates progress, 1984 to 1989 // *Episodes*. 1989. Vol. 12, N 2. P. 79—81.

110. *Dunbar C., Rodgers I.* Principles of Stratigraphy. N.Y., 1957. 363 p.

111. *Emmons S.F.* Letter to Persifal Franzer, dated 25 May 1887 // *Intern. Geol. Congr. Amer. Committee Rep.* 1888. Pt A. P. 3—9.

112. *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A.* et al. Integrated paleomagnetism and U-Pb-geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar shield region, Siberia and comparison with Laurentia // *J. Geol.* 2000. Vol. 108, N 3. P. 381—401.

113. *Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N.* et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the South-Eastern margin of the East European craton, Southern-Urals, Russia // *Геол. сб. № 5. Уфа*, 2006. С. 119—161.

114. *Fedonkin M.A.* The origin of Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // *Paleontol. Res.* 2003. Vol. 7, N 1. P. 9—41.

115. *Fedonkin M.A., Ivantsov A. Yu., Leonov M.V., Serezhnikova E.A.* Dynamics of evolution and biodiversity in the Late Vendian: A view from the White Sea // *Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы. М., 2007. С. 6—9.*

116. *Fedonkin M.A., Sokolov B.S., Semikhatov M.A., Chumakov N.M.* Vendian versus Ediacarian: priorities, concepts, perspectives // *Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы. М., 2007. P. 78—82.*

117. *Fedonkin M.A., Yochelson E.L.* Middle Proterozoic (1.5 Ga) *Horodyskia moniformis* Yochelson and Fedonkin, the oldest known tissue grade colonial eukaryote // *Smithsonian Contribution to Paleobiology*. 2002. N 94. 29 p.

118. *Gastil G.* The distribution on mineral dates in time and space // *Amer. J. Sci.* 1960. Vol. 258, N 1. P. 3—15.

119. Geological Society of London. Report of the stratigraphic code subcommission // *Proc. Geol. Soc. London*. 1967. N 1638. P. 75—87.

120. *Goldich S.S.* Geochronology of the Lake Superior region // *Can. J. Earth. Sci.* 1968. Vol. 5, N 3. P. 715—724.

121. *Gradstein F.M., Ogg I.G., Smith A.G.* et al. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. Vol. 27, N 2. P. 83—100.

122. *Grey K.* Ediacarian palynology of Australia // *Assoc. Australasian Paleontol.* 2005. N 31. 439 p.

123. *Grey K., Calver C.R.* Correlating the Ediacaran of Australia. The rise and fall of the Ediacaran biota // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2007. N 286. P. 115—136.

124. *Harland W.B.* The two geological times scales // *Nature*. 1975. Vol. 253, N 5492. P. 505—507.

125. *Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V.* et al. A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.

126. *Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G.* et al. A geologic time scale. Cambridge, 1982. 131 p.

127. *Harrison J.E., Peterman Z.E.* North American Commission on stratigraphic nomenclature. Report 9. Adoption of geochronometric units for division of Precambrian time // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 6, N 6. P. 801—802.

128. *Hofmann H.J.* Precambrian time units and nomenclature — the geon concept // *Geology*. 1990. Vol. 18, N 2. P. 340—341.

129. *Hofmann H.J.* Precambrian time units — Geon or geologic unite? // *Geology*. 1991. Vol. 19, N 9. P. 958—959.

130. *Irwing R.D.* Classification of early Cambrian and Precambrian formations // *U.S. Geol. Surv. 7th Ann. Rep.* 1888. P. 3—12.

131. *Johnson M.R., Cornell D.H., Walraven F.* A revised Precambrian time scale for South Africa // *S. Afr. Commission on Stratigraphy. Chronostrat. Ser. I. Geol. Surv. S. Africa*. 1989. 6 p.

132. *Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M.* Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic Earth history // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 1997. Vol. 94. P. 6600—6605.

133. *Keller B.M., Semikhatov M.A.* Isotope geochronology for the Vendian of the USSR // *The Vendian geochron.* Vol. 2. Regional geology. Berlin; Heidelberg, 1990. P. 184—190.

134. *Kent L.E., Hugo P.J.* Aspects of the revised South Africa stratigraphic classification and a proposal for chronostratigraphic subdivision of the Precambrian. Contributions to the geologic time scale. Tulsa, 1978. 388 p.

135. *Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.J.* et al. Mezoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentia connection // *SEPM Spec. Publ.* 2007. N 86. P. 210—226.

136. *Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P.* Intergrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // *Precamb. Res.* 1995. Vol. 73, N 1—4. P. 251—270.

137. *Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaio*. 1998. Vol. 13, N 4. P. 408—422.

138. *Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N.* A new period for the geologic time scale // *Science*. 2004. Vol. 305, N . P. 621—622.

139. *Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh.* The origin of the 1.73—1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geological and Nd-Sr-Pb isotopic data // *An. Acad. Bras. Ci.* 1997. Vol. 69, N 3. P. 295—312.

140. *Leith C.K.* The pre-Cambrian // *Proc. Geol. Soc. Amer.* 1933. P. 151—180.

141. *Leonov M.V., Ragoza A.L.* Upper Vendian assemblages of carbonaceous micro- and macrofossils in the White Sea region: systematic and biostratigraphic aspects // *The rise and fall of the Ediacaran biota. Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2007. N 286. P. 269—275.

142. *Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A.* et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for metazoan evolution // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 841–845.
143. North American stratigraphic code // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1983. Vol. 67, N 5. P. 841–875.
144. *Pelechay S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P.* Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia // *GSA Bulletin*. 1996. Vol. 108, N 8. P. 992–1003.
145. *Plumb K.A.* New Precambrian time scale // *Episodes*. 1991. Vol. 14, N 2. P. 139–140.
146. *Plumb K.A., James H.L.* Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by the Subcommission on Precambrian stratigraphy // *Precamb. Res.* 1986. Vol. 32, N 1. P. 65–92.
147. *Porter S.M., Knoll A.H.* Testate amoeba in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // *Paleobiology*. 2000. Vol. 26, N 3. P. 360–385.
148. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K.* et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeastern Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164, N 4. P. 409–420.
149. Research on Precambrian geology: Sinian suberathem in China. Tianjin, 1980. 407 p.
150. *Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F.A.* A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia // *J. Sedim. Res.* 1998. Vol. 68, N 6. P. 1223–1235.
151. *Sergeev V.N.* The importance of Precambrian microfossils for modern biostratigraphy // *Paleontol. J.* 2006. Vol. 40. Supl. 5. P. 664–673.
152. *Sindern S., Hetzel R., Schulte B.A.* et al., Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // *Intern. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 94. P. 319–335.
153. South African Committee for stratigraphy. Stratigraphy of South Africa. Pt I // *Geol. Surv. S. Africa*. 1990. Vol. 8. 690 p.
154. *Stockwell C.H.* Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Pt I. A time classification of Precambrian rocks and events // *Geol. Surv. Canada. Pap.* 80–12. 1982. 135 p.
155. *Sun Dazhoreg, Lu Songnian.* A subdivision of the Precambrian of China // *Precamb. Res.* 1985. Vol. 28, N 1. P. 137–162.
156. *Trendall A.F.* Towards rationalism in Precambrian stratigraphy // *J. Geol. Soc. Austral.* 1966. N 13. P. 517–526.
157. *Van Hise C.R.* The problem of the pre-Cambrian // *Bull. Geol. Soc. America*. 1908. Vol. 119. P. 61–75.
158. *Vidal G., Moczydlowska M.* Biodiversity, speciation and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton // *Paleobiology*. 1997. Vol. 2, N 23. P. 230–246.
159. *Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Knoll A.H.* Microfossil assemblages from the Vychegda Formation of the East European Platform passive margin — a biostratigraphic model for the Upper Riphean (Cryogenian)/Vendian (Ediacaran) boundary // *Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы. М., 2007. С. 42–46.*
160. *Walcott Ch.* The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus Zone // *U.S. Geol. Surv. 10th Ann. Rep.* 1889. P. 549.
161. *Wilmarth M.G.* The geologic time classification of the United States Geological Survey compared with other classifications // *Bull. U.S. Geol. Surv.* 1925. N 769.
162. *Windley B.F.* The Archean-Proterozoic boundary // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 105, N 1. P. 43–53.
163. *Yin Chongyu, Tang Feng, Liu Yonggins* et al., U-Pb zircon age from the base of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges, South China: constraint on the age of Marinoan glaciation // *Episodes*. 2005. Vol. 28, N 1. P. 48–49.
164. *Zhang Shihong, Jiang Ganqing, Zhang Junming* et al., U-Pb-sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in South China: constraints on the late Neoproterozoic glaciations // *Geology*. 2005. Vol. 33, N 6. P. 473–476.
165. *Zhou C., Xie G., McFadden K.* et al. The diversification and extinction of Doushantuo-Pertatataka acritarchs in South China: causes and biostratigraphic significance // *Geol. J.* 2007. Vol. 42, N 2. P. 229–262.

CHRONOSTRATIGRAPHY AND CHRONOMETRY: CONCURRENT CONCEPTIONS OF GENERAL SUBDIVISION OF PRECAMBRIAN

M.A. Semikhatov

The first stages of development of general stratigraphic scale for the Precambrian are discussed and modern international chronometrical scale of the Precambrian geological time, Russia n chronostratigraphic scale of the Precambrian, and proposed by members of International Commission on Stratigraphy project of new “natural” Precambrian scale are analyzed. The conclusion that chronostratigraphic conception has advantage over other approaches in generation of general Precambrian scales is validated.

УДК 551.735

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД Г.П. ЛЕОНОВА И ШКАЛА КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

А.С. Алексеев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Палеонтологический институт РАН

Поступила в редакцию 12.02.08

Рассмотрено современное состояние глобальной стратиграфической шкалы палеозоя с более детальным анализом шкалы каменноугольной системы России, включающей международную и общую шкалы, которые, по существу, идентичны, а также корреляционную часть региональных стратиграфических схем на уровне горизонтов. Особое внимание обращено на состояние дел с фиксацией границ визейского, серпуховского, московского, касимовского и гжельского ярусов глобальной шкалы. Намечены задачи, которые необходимо решить для совершенствования стратиграфических шкал карбона России.

Г.П. Леонов известен не только как практик, внесший значительный вклад в становление стратиграфических схем палеогена Поволжья, Крыма и Северного Кавказа, но и как теоретик, разрабатывавший историко-геологический подход в стратиграфии [25]. Он считал, что «основным объектом стратиграфического изучения являются толщи суперкристалльных ... слоистых горных пород... и заключенные в этих «слоях» остатки ископаемых организмов...» [25, с. 3]. Леонов четко сформулировал, что имеется несколько типов стратиграфических подразделений (он называл их в ранних работах «обобщениями»): местные, региональные, межрегиональные и общие (эталонные) [24, с. 33]. Это деление, по существу, принято в последних изданиях Стратиграфического кодекса России [32, 33]. При этом особое значение он придавал разработке региональных шкал, подразделения которых должны быть естественными (естественные этапы геологического развития данной области), конкретными (реальные геологические тела, которые могут быть использованы для целей геологической съемки) и обладать достаточной широтой действия. По его мнению, использование только общей или только местных шкал абсолютно недостаточно для решения задач стратиграфии в рамках историко-геологического подхода. Г.П. Леонов считал, что «общая шкала» — это всего лишь «одна из региональных систем, приспособленная для общего пользования и условно... принятая в качестве общей геохронологической классификации» [25, с. 5]. Это, безусловно, так, однако последующее развитие подходов к разработке глобальной шкалы существенно изменило первоначальную региональную сущность ее подразделений, прежде всего благодаря формулировке концепции стратотипов границ, а не стратонов, и созданию правил их фиксации в виде глобальных стратотипических разрезов и точек (GSSP) [62].

В результате глобальная шкала стала состоять из хроностратиграфических подразделений, охватывающих без перекрытия и пропусков все время, прошедшее с начала геологической истории Земли, чего никогда не бывает в региональных последовательностях, поскольку они всегда содержат то или иное число перерывов различной, зачастую очень большой длительности. По действующим правилам стратотипы границ первоначально регионального стратона (например, яруса) могут устанавливаться далеко от его типовой местности, нередко даже на другом материке. Таким образом, глобальная шкала утрачивает связь со своей «родиной» и действительно становится всемирной.

Судя по реакции большинства отечественных стратиграфов [15, 23], Г.П. Леонов такую метаморфозу общей шкалы явно бы не одобрил, но это единственный путь к построению глобального стратиграфического эталона, постепенно трансформирующегося в линейную шкалу физического времени, разделенную на неравные промежутки, формально сохранившие названия, ранее данные региональным стратонам, по существу являвшимся более или менее «естественными» подразделениями.

Проблема естественности (объективности) стратонов не имеет простого решения. Нередко, возможно даже не менее чем в половине случаев, когда весьма различные по возрасту толщи разделены длительными перерывами и контрастны литологически, будучи сформированными в неодинаковых геотектонических обстановках, «естественность» объективна. Однако далеко не редко решение вопроса зависит от субъективных знаний, опыта и принимаемой геологической модели у того или иного исследователя. В таком случае могут считаться равно обоснованными стратоны, существенно отличающиеся по объему и положению границ.

Глобальная шкала палеозоя

Глобальная (“международная”) геохронологическая шкала палеозоя находится в стадии активного конструирования [17]. Напомню, что до сравнительно недавнего времени существовавшая шкала, восходящая к так называемому “хронографу Реневи”, опубликованному впервые в 1874 г., состояла в современной фанерозойской части из названий последовательных систем. Система была самым низким стратонем глобальной шкалы, а ярусы рассматривались как единицы региональные. Никаких решений об объемах этих систем, о ярусах, их составляющих, и о критериях границ не принималось, хотя все эти вопросы интенсивно обсуждались. Следовательно, данная шкала регламентировала лишь названия общих подразделений ранга системы и их относительную последовательность, более ничего.

Первыми были утверждены ярусные схемы девона и силура на базе традиционных западноевропейских шкал, позднее перми и карбона, включающие фрагменты региональных схем Западной (нижний карбон) и Восточной (верхний карбон и нижняя пермь) Европы, Северной Америки (средняя пермь) и Южного Китая (верхняя пермь). Формирование шкалы ордовикской системы ударными темпами близится к завершению, но в нее включаются по большей части совершенно новые ярусы, еще не прошедшие апробации мировым сообществом стратиграфов, и дальнейшая ее судьба под большим вопросом. Хуже всего обстоят дела в кембрии, но, по-видимому, как и в ордовике, это будет новая ярусная шкала [36]. Планируется разделить кембрий на четыре отдела и 10 ярусов. К настоящему моменту получили названия нижний отдел (Tegeneuvian) и его базальный ярус (Fortunian), а также верхний отдел (Furongian) с его нижним ярусом (Paibian) [54].

Для России наибольший интерес представляет разработка шкалы каменноугольной системы, поскольку на ее территории морские отложения этого возраста представлены исключительно полно и выделенные в конце XIX — в первой трети XX в. ярусы имеют приоритетное значение, получив широкое употребление во многих странах.

Международная шкала каменноугольной системы

Глобальная (или международная — см. [2], далее МСШ) хроностратиграфическая шкала каменноугольной системы с ее делением на подсистемы, отделы и ярусы была ратифицирована Международным союзом геологических наук (МСГН) в начале 2004 г. и на данный момент находится на завершающей стадии разработки [49]. История ее становления кратко рассмотрена А.С. Алексеевым [1]. В этой шкале принято деление карбона на две подсистемы — миссисипскую и пенсильванскую, каждая из которых подразделяется на три отдела, эквивалентные одному ярусу (за исключением верхнего отдела пенсильванского, содержащего два наиболее коротких по продол-

жительности яруса). Хотя такая конструкция и нарушает сложившуюся иерархию стратиграфической номенклатуры, но она позволяет за короткий срок обеспечить изучение и фиксацию нижних границ лишь небольшого числа ярусов.

В каменноугольной части МСШ официально выделяются 7 ярусов: турнейский, визейский и серпуховский в нижней (миссисипской) и башкирский, московский, касимовский и гжельский в верхней (пенсильванской) подсистеме. На данный момент утверждены стратотипы (GSSP) нижней границы карбона и соответственно турнейского яруса — разрез Ла-Серр в Черных горах на юге Франции, подошва конодонтовой зоны *Siphonodella sulcata* [60] и основания пенсильванской подсистемы и одновременно башкирского яруса в разрезе Эрроу-Каньон, штат Невада, США, подошва конодонтовой зоны *Declinognathodus noduliferus* [55]. Кроме того, закреплена и верхняя граница системы (вернее, основание перми) по появлению конодонтов *Streptognathodus isolatus* Chernykh et al. в разрезе Айдаралаш (Мугоджары, Западный Казахстан). Таким образом, пять ярусов еще ждут утверждения своих нижних границ.

Близка к завершению работа по фиксации нижней границы визейского яруса на уровне появления фораминифер *Eoparastaffella simplex* Vdovenko с дополнительным маркером из конодонтов *Gnathodus hotopunctatus* Ziegler [47]. В качестве потенциального GSSP для этой границы рассматривается разрез Пенчон (Pengchong), расположенный в провинции Гуанси на юге Китая [41, 42]. Данный разрез с точкой границы вынесен на голосование Международной подкомиссии по каменноугольной системе в декабре 2007 г. и получил единогласную поддержку ее членом. Поэтому весьма вероятно, что он будет ратифицирован МКС и МСГН к ближайшему геологическому конгрессу, который состоится в Осло.

К сожалению, затормозился выбор нижней границы серпуховского яруса. Еще в 1995 г. международным коллективом исследователей было предложено [67] закрепить ее на уровне первого появления конодонтов *Lochriea ziegleri* Nemyrovska et al., что зафиксировано в верхней части веневского горизонта Подмосковья. В последние годы был достигнут значительный прогресс в изучении стратотипа серпуховского яруса, в котором было выявлено распространение фораминифер и конодонтов, дана детальная седиментологическая интерпретация [6, 11, 12, 58]. В связи с тем что в стратотипе серпуховского яруса в его подошве наблюдается небольшой перерыв, было проведено детальное изучение глубоководного разреза Верхняя Кардаилловка на восточном склоне Южного Урала, где в пограничном интервале совместно присутствуют аммоноидеи, конодонты, а также фораминиферы [59]. Подтверждена целесообразность фиксации нижней границы серпуховского яруса по появлению широко распространенных в Европе и Азии конодонтов *Lochriea ziegleri* вблизи основания слоев с *Dombartites tectus*, однако этот вид конодонтов

до сих пор не найден в США и Канаде, что и препятствует принятию решения [63].

Нижняя граница московского яруса не может быть зафиксирована в типовой местности, так как здесь верейский горизонт с большим перерывом залегает на более древних слоях карбона. В качестве потенциальных маркеров были предложены три таксона: конодонты *Declinognathodus donetzianus* Nemyugovska и *Idiognathoides postsulcatus* Nemyugovska, появляющиеся вблизи основания московского яруса (известняк К₂) в Донбассе, и один из морфотипов *Neognathodus nataliae* Alekseev et Gerelzezeg, установленный в атокском ярусе США. В предварительном голосовании, проведенном Международной рабочей группой, преимущество получил второй вариант, но последующий анализ показал, что понимание этого вида весьма расплывчато, встречается он крайне редко и неизвестен в Подмоскowie, а его распространение указано в Японии начиная с низов башкирского яруса. Более приемлемым представляется *D. donetzianus*, но до настоящего момента этот морфологически четкий вид, являющийся потомком *D. marginodosus* Grayson, установлен только в Донбассе, Подмоскowie и на Южном Урале. Недавно китайские специалисты предложили использовать в качестве маркера первое появление конодонтов *Diplognathodus ellesmerensis* Bender [61], однако этот вид имеет большой стратиграфический диапазон, будучи найден в подольском горизонте Подмоскowie, Архангельской области и Южного Урала (Дальний Тюлькас), встречается единично, а его предок неизвестен.

По фузулинидам московский ярус традиционно начинается с появления *Aljutovella aljutovica* Rauser, которая в разрезе Аскын на Южном Урале (гипостратотип башкирского яруса), по уточненным данным встречается лишь со слоя 35, в 28 м выше всеми принимаемой границы (основание слоя 31), в связи с чем Е.И. Кулагина [19] предложила в качестве индекса вид *Depratina (Profusulinella) prisca* Deprat, появляющийся в слое 30. По-видимому, это изменяет сложившееся определение нижней границы московского яруса, делая ее более древней. Кроме того, *D. prisca* не известна в верейском горизонте Подмоскowie. В дополнение к этим сложностям установлено, что филогенетические линии, относящиеся к роду *Profusulinella*, в Евразии и Северной Америке различны [46].

Граница московского и касимовского ярусов также пока не получила своего маркера из-за высокой степени эндемизма морских фаун этого времени, обусловленной частыми гляциоэвстатическими флуктуациями и затрудненным сообщением основных морских бассейнов. Однако на основании присутствия на некоторых уровнях общих видов конодонтов удалось установить, что нижняя часть касимовского яруса (кревьякинский горизонт) синхронна терминальной части демойнского яруса Мидконтинента США. Фузулиниды кревьякинского горизонта (роды *Protriticites*, *Obsoletes* и близкие к ним формы) облада-

ют неустойчивыми признаками, что затрудняет их идентификацию. Поэтому было предложено перенести эту границу вверх в середину хамовнического горизонта, где появляются широко распространенные конодонты *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya и легко идентифицируемые в Евразии фузулиниды рода *Montiparus* [44]. Однако часть исследователей отрицают принадлежность американских морфотипов к *I. sagittalis* [64], и исследования в этом направлении должны быть продолжены. Важно, что удалось создать на этом стратиграфическом уровне надежный каркас удаленных циклостратиграфических корреляций, основанных на глобальном проявлении трансгрессий и регрессий, вызванных флуктуациями ледниковой шапки Гондваны [48].

Вместе с тем в подкомиссии достигнуто принципиальное согласие о закреплении нижней границы гжельского яруса на уровне первого появления конодонтов *Idiognathodus simulator* (Ellison), а также фузулинид *Rauserites rossicus* (Schellwien) и даже предложен кандидат в стратотипы этой границы — разрез Усолка на Южном Урале [38]. В Подмоскowie это событие зафиксировано в верхней части русавкинской свиты добрятинского горизонта, в 5–6 м выше традиционной границы касимовского и гжельского ярусов. Остается выбрать стратотип.

Общая шкала карбона России

Действующая в России общая шкала карбона почти не отличается от МСШ. Она остается неизменной с 1974 г., когда в нее были внесены исправления, связанные с выделением вместо намюра серпуховского яруса, и восстановлена самостоятельность касимовского и гжельского ярусов верхнего отдела [29]. Ранее существовавшие расхождения с МСШ в отношении положения границ отдельных ярусов (границы девона и карбона, турне и визе, серпуховского и башкирского ярусов, верхней границы гжельского яруса) ныне устранены. Различие заключается лишь в том, что в ОСШ не выделяются подсистемы, но сохранено традиционное деление системы на три отдела. Нижний отдел целиком эквивалентен миссисипской подсистеме, средний — нижнему и среднему отделам пенсильванской подсистемы, а верхний — верхнему отделу последней. Таким образом, МСШ и ОСШ отличаются лишь группировкой ярусов в отделы, что является чисто формальным. В будущем целесообразно перейти к двучленному делению карбона и в ОСШ [1].

Общая тенденция детализации стратиграфических шкал выразилась в делении башкирского и московского ярусов в 2005 г. на четыре подъяруса с собственными географическими названиями [10]. В 2002 г. Комиссией по каменноугольной системе МСК принят зональный стандарт карбона России [14], состоящий из трех последовательностей зон: по аммоноидеям (17 зон), фораминиферам (33 зоны) и конодонтам (36 зон) и в совокупности обеспечивающий более или менее удовлетворительную корреляцию региональ-

ных стратонтов на большей части территории страны. Шкала по аммоноидеям состоит из генозон, установленных еще В.Е. Руженцевым. Фораминиферовая шкала для нижнего карбона существенно уточнена на основе последовательного применения для определения границ принципа первого появления таксона и опубликована [20, 53]. К сожалению, средне- и верхнекаменноугольные последовательности зон, хотя и подверглись частичной ревизии, не нашли своего отражения в печати. Зональная шкала по конодонтам значительно переработана, при этом зоны для нижнего карбона приняты на основании данных, полученных при изучении глубоководных разрезов Южного Урала [53], но нуждается в опубликовании в полном варианте. Зоны башкирского яруса среднего карбона приняты на основании данных по разрезам Южного Урала [22], а московского — по разрезам Подмосковья [27]. Для верхнего карбона принята новая существенно детализированная схема, в которой касимовский ярус включает зоны, выделенные в Подмосковье, а гжельский — на Южном Урале [35]. Более подробно зональные схемы рассмотрены в работе О.Л. Коссовой и др. [18].

Надежной магнитостратиграфической шкалы карбона до сих пор не существует, при этом в течение миссисипия наблюдалось чередование хронов прямой и обратной полярности, тогда как во второй половине каменноугольного периода преобладала обратная полярность (суперхрон Киама) [50].

Важнейшим достижением последних десятилетий следует считать разработку глобальной геохронологической шкалы, которая позволяет перейти от определения возраста и корреляции в терминах стратонтов к единицам физического времени в миллионах и тысячах лет. Каменноугольный период имеет еще недостаточное число надежных опорных точек, поэтому датировки его рубежей довольно сильно расходятся в различных шкалах. Сейчас наиболее употребимой является шкала, опубликованная в 2004 г. [40], но предпочтительнее использовать шкалу DCP-2003 [56], в которой имеющиеся датировки подвергнуты обстоятельной ревизии и в которой с МСШ надежно увязаны основные зональные шкалы, что позволило путем кросс-корреляции впервые дать оценку возраста границ горизонтов карбона Восточно-Европейской платформы. В корреляционной таблице использована именно последняя шкала и высота колонок ярусов и горизонтов в масштабе соответствует относительной длительности подразделений.

Корреляция

За последние 15 лет в изучении стратиграфии карбона России достигнуты значительные успехи. Опубликованы монографии по нижнему и среднему карбону Подмосковья [26, 27], нижнему карбону северо-западного крыла Московской синеклизы [65], башкирскому ярусу Южного Урала [21, 22] и Тимано-Печорской провинции [28], карбону и перми Запад-

ной Сибири и Верхояно-Охотской области [16], нижнему карбону Омудевского поднятия [5]. Начиная с 1998 г. проведены четыре всероссийских совещания, посвященные вопросам стратиграфии карбона, — в Москве (1998), Уфе (2000), Екатеринбурге (2002) и Казани (2007). Под общей редакцией О.Л. Эйнора в третьем томе сводки “Карбон Мира” на английском языке опубликован сопровождаемый 62 фототаблицами с изображениями всех наиболее важных фоссилий фундаментальный обзор стратиграфии каменноугольных отложений, развитых на территории СССР, и в первую очередь в России [43].

Корреляция региональных стратиграфических подразделений каменноугольной системы в России (таблица) осуществляется через шкалу карбона Восточно-Европейской платформы, в которой выделяются 33 горизонта и которая достаточно надежно увязана для нижнего отдела с типовыми разрезами турнейского и визейского ярусов в Западной Европе, а для среднего и верхнего отделов сама по себе составляет восточноевропейский стандарт. Действующая схема была принята в 1988 г. и опубликована в 1990 г. [13]. В недавно изданной сводке “Зональная стратиграфия фанерозоя России” нижняя часть черепетского горизонта s.l. обособлена в самостоятельный каракубский горизонт, ранее установленный в Донбассе, чтобы заполнить перерыв между упинским и черепетским s.s. горизонтами центральной России, но без соответствующего решения комиссии.

На западном склоне Урала, согласно унифицированной схеме, опубликованной в 1993 г., по большей части выделяются те же горизонты, что и на платформе, и лишь некоторые имеют иные названия, сохраняя одинаковый объем [31]. Шкала горизонтов восточного склона Урала отличается от таковой платформы несколько больше, но также сохраняется стабильной в основных чертах. Комплексы фораминифер, брахиопод, конодентов и спор в большинстве случаев очень близки, что и определило использование единой схемы региональных подразделений.

На Новой Земле разрезы карбона в фаціальном отношении отличаются большой изменчивостью, демонстрируя переходы от мелководных карбонатных к глубоководным кремнистым толщам в различных структурно-фаціальных зонах, что осложняет их корреляцию, хотя имеются достаточно детальные данные по брахиоподам, аммоноидеям и конодонтам [30].

Восточнее Урала, в Сибири, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке России детальность региональных схем резко снижается (в 3—4 раза). Выделяемые горизонты обычно по объему отвечают ярусу, реже — его какой-то части, а иногда и отделу. Точное соответствие границ горизонтов границам ярусов в большинстве случаев не доказано, поэтому все они в таблице показаны пунктиром. Разные авторы подчас предлагают весьма различающиеся варианты корреляции таких горизонтов с ОСШ. По своему смыслу эти горизонты являются историко-геологическими подразделениями, но ценность их пока не велика.

ШКАЛА КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ РОССИИ

Общая шкала			Региональные подразделения										
Подсистема	Отдел (подотдел)	Отдел (просекция)	Ярус (подъярус)	Восточно-Европейская платформа	Урал	Новая Земля	Таймыр	Салаир и Кузбас	Сибирская платформа	Верхояно-Охотская область	Колымо-Омолонская область		
Пензенская	Верхний	Верхний	296	Мелеховский	Никольский	Борисовский	Турузовский (нижняя часть)	Альмаевский	Катский	Кыгылтасский	Пареньский	Учинейский	
			297.25	Ногинский	Мартукский								
			299.25	Павловпосадский	Азанташский								
			299.75	Добрятинский									
			302.00	Дорогомилловский	Кержаковский								
			303.50	Хамовинческий	Ломовский								
	304.25	Кревякинский											
	305.00												
	Средний	Средний	Московский	306.50	Мячковский	Мячковский	Крестовский	Железнинский	Мазуровский		Солончанский	Ольчинский	Горнинский
				308.00	Подольский	Подольский							
				310.50	Каширский	Каширский							
				312.00	Верейский	Верейский							
				313.50	Мелекесский	Асатауский							
				316.50	Черемшанский	Ташагинский							
	Нижний	Средний	Башкирский	317.50	Прикамский	Аскынабашский	Капризнинский	Холодяминский	Каезовский	Янготойский	Наталинский		Осокинский
				318.50	Северогельтменский	Акавасский							
				319.25	Краснополянский	Каменногорский							
				320.00	Вознесенский	Богдановский							
				321.50									
				322.50									
	Мисненская	Верхний		312.75	Запалтубинский	Юлдыбаевский	Берховский	Фалабигаийский	Евсеевский	Тушамский	Хатынахский	Магарский	Хаямский
				323.50	Протвинский	Протвинский							
				325.25	Стешевский	Косогорский							
		Средний	Шажий		326.50	Тарусский		Карский	Вентинский	Верхотомский	Серебрянский	Чугучанский	
332.00					Веневский	Веневский							
334.00					Михайловский	Михайловский							
336.50					Алексинский	Алексинский							
341.00					Тульский	Тульский							
343.50					Бобриковский	Бобриковский							
345.50		Радаевский	Радаевский										
Нижний				348.00	Косьвинский	Косьвинский	Близнецовский	Дюндакский	Фомянский	Ханельбиринский	Хамамытский		Камешковский
				349.25	Кизеловский	Кизеловский							
	352.50			Черепетский	Косореченский								
	355.25			Упинский	Упинский								
	357.50			Малевский	Малевский								
	358												

Нижний карбон в большинстве восточных районов России представлен морскими, преимущественно карбонатными толщами, содержащими достаточно представительные комплексы фораминифер и конодонты с большим числом широко распространенных таксонов. Поэтому корреляция горизонтов нижнего карбона с ОСШ достаточно надежна. Средне- и верхнекаменноугольные толщи преимущественно терригенные, часто континентальные, в морских разрезах преимущественно охарактеризованы эндемичными комплексами брахиопод и аммоноидей, конодонты отсутствуют. Их сопоставление с ОСШ, как оно показано в таблице, можно оценить как весьма приближительное.

Задачи на будущее

Из основных нерешенных вопросов на данный момент можно отметить следующие.

1. **Граница девона и карбона.** При переносе границы девона и карбона вверх в 1988 г. было принято компромиссное решение, в рамках которого в схему Восточно-Европейской платформы был включен гурмовский горизонт. Однако большая часть этого горизонта, отвечающего времени широко распространенного в Северном полушарии хангенбергского события, когда карбонатная седиментация сменилась на короткое время накоплением черных глин и сланцев, на самом деле в основном отвечает зоне *Middle praesulcata*, т.е. должна быть отнесена к верхнему девону. Горизонт этот и в стратотипе на Южном Урале, и на платформе имеет крайне малую мощность (первые метры или даже сантиметры), и его прослеживание чрезвычайно затруднено, в связи с чем его сохранение не целесообразно.

На юге Сибири (в Кузбассе и Салаире) одно время карбон начинался с абышевского горизонта, который содержит конодонты терминального девона. Недавно было установлено, что верхняя часть этой толщи скорее всего каменноугольная, в связи с чем предложено разделить абышевский горизонт на два самостоятельных стратона [7]. Это предложение требует более полного обоснования фактическим материалом.

Возможно, потребуется также учесть новые данные, согласно которым в стратотипе нижней границы карбона (канавы Е' разреза Ла-Серр) *Siphonodella sulcata* появляется не в подошве 89-го слоя, а в слое 85, и материал в пограничном интервале переотложен [52]. Сейчас этот вопрос обсуждается в международных подкомиссиях по стратиграфии девона и карбона, создается совместная рабочая группа, и в перспективе возможен либо выбор нового стратотипа, либо перенос границы на более низкий уровень (например, основание зоны *Urreg praesulcata*).

2. **Середина турне.** На большей части Восточно-Европейской платформы в середине турне фиксируется перерыв. В Донбассе его, по-видимому, заполняет каракубский горизонт, но его использование в

схеме платформы невозможно, так как он выделен в Украине. В.А. Чинова и др. [34] предлагают принять висимский горизонт как нижнюю часть черепетского горизонта s.l., отвечающую зонам *Maternella circumcostata*—*Shaemonaella proserpa* по остракодам и *Apiculatiretusispora septalia* по спорам. Этот горизонт примерно эквивалентен каракубскому горизонту Южного Донбасса и ягыдинскому горизонту Тимано-Печорской провинции. В предложенной В.А. Чиновой и другими схеме расчленения турнейского яруса выделение висимского горизонта приводит к изменению границ и объемов еще двух горизонтов — черепетского и кизеловского. Целесообразность принятия висимского горизонта требует дополнительных исследований.

3. **Граница турне и визе.** На пограничный интервал турнейского и визейского ярусов на большей части Восточно-Европейской платформы приходится перерыв с сохранением морской седиментации только в глубоких прогибах Камско-Кинельской системы на востоке кратона. В связи с этим стратиграфия данного интервала оказалась весьма запутанна. Кроме того, фиксация этой границы в МСШ на уровне первого появления *Eoparastaffella simplex* потребовала существенного пересмотра ОСШ и включения козьвинского горизонта в турне, для чего необходимо принять окончательное официальное решение.

4. **Касимовский ярус.** Детальное изучение разрезов касимовского яруса в его типовой местности (район нижнего течения р. Москвы), которые послужили основой для свитного деления, и на территории Москвы, где были первоначально выделены горизонты, показало ошибочность их сопоставления [3]. По-видимому, необходимо пересмотреть установившуюся номенклатуру касимовского яруса.

5. **Использование новых групп ископаемых.** Для более надежной корреляции разрезов карбона целесообразно уделить большее внимание мало используемым, но перспективным группам, например радиолариям [4] и ихтиолитам, т.е. мелким остаткам различных групп рыб. Существенного усиления требуют палинологические исследования, которые за последние годы резко сократились.

6. **Хемостратиграфия.** По всей видимости, уточнение возраста каменноугольных подразделений, выделяемых в Сибири и на Северо-Востоке России, будет возможно только на основе использования хемостратиграфических методов — изучения изменений изотопного состава кислорода, углерода, стронция и, возможно, ряда других элементов в биогенных карбонатах и фосфатах. Эти методы позволяют выявлять как долговременные тренды, так и кратковременные события, отражающие палеоклиматические сдвиги или нарушения в глобальном резервуаре углерода. Для этого необходимо детально изучить прежде всего опорные разрезы Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала, и первые шаги в этом направлении уже сделаны [37, 45, 51, 57, 66].

7. Магнитостратиграфия. Совершенно недостаточно палеомагнитная изученность отечественных подразделений карбона. Современные методики позволяют выявлять первичную стабильную компоненту даже в чисто карбонатных толщах, которые ранее палеомагнитно не изучались. Имеются указания на существование устойчивой зоны прямой полярности в терминальной части карбона [8], которая может использоваться для удаленных корреляций. Поэтому данный метод представляется весьма перспективным.

8. Радиохронология. Отечественная шкала среднего и верхнего карбона совершенно не обеспечена радиоизотопными датировками типовых разрезов ярусов, что было бы крайне важно для калибровки как ОСШ, так и МСШ. Между тем надежно биостратиграфически расчлененные каменноугольные толщи

западного склона Южного Урала и даже Московской синеклизы содержат подчас многочисленные горизонты вулканических туфов с пригодными для уран-свинцового датирования цирконами [9]. К сожалению, пока опубликована лишь одна датировка, указывающая на то, что возраст границы карбона и перми может составлять $298,9+0,31/-0,15$ млн лет [39], и это существенно древнее, чем датировка 296 млн лет, принятая в DCP-2003. Несомненно, что и в других районах России, прежде всего на Северо-Востоке, туфовые горизонты вполне обычны и их датирование позволило бы существенно уточнить корреляцию региональных стратонтов с ОСШ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 06-05-64783.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев А.С.* Двучленное деление каменноугольной системы // Эволюция биосферы и биоразнообразия: К 70-летию А.Ю. Розанова. М., 2006. С. 527—539.
2. *Алексеев А.С.* О содержании и функциях “международной стратиграфической шкалы” // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 4. С. 73—79.
3. *Алексеев А.С., Горева Н.В., Реймерс А.Н.* Стратиграфия и геология верхнего карбона котлована “Москва-Сити” // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России: Мат-лы Всеросс. совещ. Уфа, 2000. С. 9—10.
4. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Значение радиоярий в стратиграфии карбона востока Европы // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург, 2002. С. 11—21.
5. *Гагиев М.Х.* Стратиграфия девона и нижнего карбона Омuleвского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан, 1995. 196 с.
6. *Гибишман Н.Б.* Характеристика фораминифер стратотипа серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 1. С. 39—63.
7. *Гутак Я.М., Родыгин С.А., Толоконникова З.А.* Нижняя граница каменноугольной системы в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Мат-лы Всеросс. конф., посвященной памяти проф. Вячеслава Георгиевича Халымбаджи, 25—27 сентября 2007 г. Казань, 2007. С. 9497.
8. *Давыдов В.И.* Каменноугольная система и современный статус ее подразделений // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург, 2002. С. 72—91.
9. *Давыдов В.И., Черных В.В., Чувашов Б.И.* и др. Вулканические туфовые прослои в верхнем палеозое Южного Урала и перспективы в создании точно калиброванной временной шкалы карбона // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург, 2002. С. 112—123.
10. *Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л.* Постановление о расчленении на подъярусы башкирского и московского ярусов каменноугольной системы // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб., 2006. С. 10—13.
11. *Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье). Ч. I. Литофациальная характеристика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 1. С. 20—38.
12. *Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье). Ч. II. Профили субаэральной экспозиции и цикличность // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 40—50.
13. *Кагарманов А.Х., Донакова Л.М.* Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами, Ленинград, 1988 г. Каменноугольная система. Л., 1990. 40 с.
14. *Кагарманов А.Х., Коссовая О.Л.* Международный симпозиум “Биостратиграфическое обоснование ярусных границ каменноугольной системы Восточной Европы”. Выездная сессия комиссии по каменноугольной системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. С. 36—40.
15. *Караулов В.Б.* “Новая геология”: достижения и проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 4. С. 66—72.
16. *Клец А.Г.* Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск, 2005. 240 с.
17. *Корень Т.Н., Гогин И.Я., Журавлев А.В.* и др. История становления и современное состояние стратиграфической шкалы палеозоя // Регион. геол. и металлогения. 2003. № 17. С. 24—41.
18. *Коссовая О.Л., Борисенков К.В., Горева Н.В.* и др. Каменноугольная система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб., 2006. С. 76—91.
19. *Кулагина Е.И.* Граница башкирского и московского ярусов (средний карбон) на Южном Урале в свете эволюции фузулинид // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 84, вып. 1. С. 34—45.
20. *Кулагина Е.И., Гибишман Н.Б.* Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 2. С. 33—59.
21. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Николаева С.В., Кочетова Н.Н.* Зональное расчленение сюржанского горизонта башкирского яруса на Южном Урале по аммоноидеям, конodontам, фораминиферам и остракодам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 38—56.
22. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М.* и др. Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа, 2001. 139 с.
23. *Лазарев С.С.* Стратиграфический кодекс или кодекс стратиграфической номенклатуры? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 102—110.

24. *Леонов Г.П.* К вопросу о задачах и методе регионально-стратиграфических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1953. № 6. С. 33—45.
25. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. 530 с.
26. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В.* и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М., 2001. 244 с.
27. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В.* и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 2. Палеонтологическая характеристика. М., 2001. 328 с.
28. *Николаев А.И.* Фораминиферы и зональная стратиграфия башкирского яруса востока Тимано-Печорской провинции // Бюл. палеонтол. и литол. коллекц. фонда ВНИГРИ. № 2. СПб., 2005.
29. *Ротай А.П., Калмыкова М.А.* Решение II пленума комиссии по стратиграфической шкале каменноугольной системы, принятой в СССР // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 17. Л., 1977. С. 34—42.
30. *Соболев Н.Н., Матвеев В.П.* Биостратиграфическое обоснование ярусных границ каменноугольной системы на Новой Земле // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург, 2002. С. 288—292.
31. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.
32. Стратиграфический кодекс. СПб., 1992.
33. Стратиграфический кодекс России. СПб., 2006.
34. *Чижова В.А., Сташкова Э.К., Стукова Т.В.* Горизонты турнейского яруса каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб., 2007. С. 334—351.
35. *Alekseev A.S., Goreva N.V.* Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian stages in the Moscow Basin, Russia // Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy / Ed. T.E. Wong. Amsterdam, 2007. P. 229—242.
36. *Babcock L.E., Peng S.* Cambrian chronostratigraphy: current state and future plans // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2007. Vol. 254, N 1—2. P. 62—66.
37. *Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J.* Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics // Chemical Geology. 1999. Vol. 161. P. 127—163.
38. *Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Snyder W.S.* Potential candidate for GSSP to define base of Gzhelian Stage in global chronostratigraphic scale: Usolka section, southern Urals, Russia // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2006. Vol. 24. P. 23—29.
39. *Davydov V.I., Chernykh V.V., Chuvashov B.I.* et al. The Cis-Uralian (Lower Permian) time-scale: progress report // XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21—24, 2007, Nanjing, China. 2007. Abstracts. J. Stratigraphy. 2007. Vol. 31. Suppl. I. P. 88.
40. *Davydov V.I., Wardlaw B.R., Gradstein F.M.* The Carboniferous Period // A Geologic Time Scale 2004 / Eds. F. Gradstein, J. Ogg, A. Smith. Cambridge Univ. Press, 2004. P. 222—248.
41. *Devuyst F.X., Sevastopulo G.* Progress report of the Task Group to establish a boundary close to the existing Tournaisian-Visean boundary // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2005. Vol. 23. P. 6—7.
42. *Devuyst F.X., Sevastopulo G., Hance L.* et al. Progress report of the Task Group to establish a boundary close to the existing Tournaisian-Visean boundary // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. Vol. 22. P. 8—11.
43. *Einor O.L.* The Former USSR // The Carboniferous of the World. Vol. 3. The Former USSR, Mongolia, Middle Eastern Platform, Afghanistan, and Iran. IUGS Publication 33. Madrid, 1996. P. 5—408.
44. *Goreva N.V., Alekseev A.S., Isakova T.N., Kossovaya O.L.* Afanasievo section — neostatotype of Kasimovian Stage (Upper Pennsylvanian Series), Moscow Basin, central Russia // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2007. Vol. 25. P. 8—14.
45. *Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.* et al. Carboniferous paleoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург, 2002. С. 61—71.
46. *Groves J.R., Kulagina E.I., Villa E.* Diachronous appearance of the Pennsylvanian fusulinid *Profusulinella* in Eurasia and North America // J. Paleontol. 2007. Vol. 81, N 2. P. 227—237.
47. *Hance L., Brenckle P.L., Coen M.* et al. The search for new Tournaisian-Visean boundary stratotype // Episodes. 1997. Vol. 20, N 3. P. 176—180.
48. *Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E.* et al. Cyclothem ["digital"] correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North America and eastern Europe // Geology. 2007. Vol. 35, N 7. P. 607—610.
49. *Heckel P.H., Clayton G.* The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages // Geologica Acta. 2006. Vol. 4, N 3. P. 403—407.
50. *Hounslow M.W., Davydov V.I., Klootwijk C.T., Turner P.* Magnetostratigraphy of the Carboniferous: a review and future prospects // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. Vol. 22. P. 35—41.
51. *Joachimski M.M., Buggisch W., Alekseev A.S.* et al. Onset of the Late Palaeozoic glaciation: evidence from oxygen isotopes of conodont apatite // XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21—24, 2007, Nanjing, China. 2007. Abstracts. J. Stratigraphy. 2007. Vol. 31. Suppl. I. P. 149.
52. *Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., Rasser M.W.* The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre E', Montagne Noire) revisited // Carboniferous Conference Cologne. From Platform to Basin. September 4—10, 2006. Program and abstracts. Kolner Forum für Geologie und Paläontologie. 2006. Bd 15. P. 52.
53. *Kulagina E.I., Gibshman N.B., Pazukhin V.N.* Foraminiferal zonal standard for Lower Carboniferous of Russia and its correlation with conodont zonation // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2003. Vol. 109, N 2. P. 173—185.
54. *Landing E., Peng S., Babcock L.E.* et al. Global standard names for the Lowermost Cambrian series and stage // Episodes. 2007. Vol. 30, N 4. P. 287—289.
55. *Lane H.R., Brenckle P.L., Baesemann J.F., Richards B.* The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous: Arrow Canyon, Nevada, USA // Episodes. 1999. Vol. 22, N 4. P. 272—283.
56. *Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I.* et al. Global time scale and regional stratigraphic scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America of the Devonian-Carboniferous-Permian correlation chart 2003 (DCP 2003) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. Vol. 240. P. 318—372.
57. *Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E.* et al. Isotope records of brachiopods shells from the Russian Platform — evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation // Chemical Geology. 2001. Vol. 175. P. 133—147.
58. *Nikolaeva S.V., Gibshman N.B., Kulagina E.I.* et al. Correlation of the Visean-Namurian boundary in its type region (Moscow Basin) and South Urals and a proposal of boundary markers (foraminifers, conodonts, ammonoids) // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2002. Vol. 20. P. 16—21.

59. *Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Pazukhin V.N.* et al. Advances in understanding of the Viséan-Serpukhovian boundary in the South Urals and its correlation // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2005. Vol. 23. P. 27–30.
60. *Paproth E., Feist R., Flajs G.* Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype // Episodes. 1991. Vol. 4, N 4. P. 331–336.
61. *Qi Yuping, Wang Zhihao, Wang Yue* et al. Stop 1. Nashui section, Luodian County // Pennsylvanian and Lower Permian carbonate succession from shallow marine to slope in southern Guizhou. Bashkirian-Moscovian-Kasimovian-Gzhelian boundary intervals and cyclothem deposition. Field excursion C3. XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21–24, 2007, Nanjing, China. 2007. P. 8–16.
62. *Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W* et al. Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // Episodes. 1996. Vol. 19, N 3. P. 77–81.
63. *Richards B.C.* and Task Group. Report of the Task Group to establish a GSSP close to existing Viséan-Serpukhovian boundary // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2007. Vol. 25. P. 5–6.
64. *Roscoe S.J., Barrick J.E.* Revision of *Idiognathodus* species from the Middle-Upper Pennsylvanian boundary interval in the Midcontinent Basin, North America // Paleontographica Americana. In press.
65. *Savitsky Yu.V., Kossovaya O.L., Vevel Ya.A., Leontyev D.I.* Lower Carboniferous key-sections of northwestern part of Moscow Basin. Guidebook of pre-conference field trip. 6th Baltic Stratigraphical Conference. St. Petersburg, Russia, August, 2005. Sankt Petersburg, 2005. 84 p.
66. *Schmitz M.D., Needham L.L., Davydov V.I., Snyder W.S.* A precise and accurate seawater Sr curve from Late Carboniferous – Early Permian conodonts // XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21–24, 2007, Nanjing, China. 2007. Abstracts. J. Stratigraphy. 2007. Vol. 31. Suppl. I. P. 155.
67. *Skompski S., Alekseev A.S., Meischner D.* et al. Conodont distribution across the Viséan/Namurian boundary // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1995. N 188. P. 177–209.

G.P. LEONOV'S HISTORICAL-GEOLOGICAL APPROACH AND SCALE OF CARBONIFEROUS SYSTEM

A.S. Alekseev

The state of art of global stratigraphic scale of the Paleozoic with more detail analysis of the Russian Carboniferous scale is considered. The Russian scale includes international and general scale which are almost identical, and correlation chart of regional stratigraphic scale at the level of horizons (regional stages or substages). The special attention was played to selection of stratotypes (GSSPs) for the lower boundaries of Viséan, Serpukhovian, Moscovian, Kasimovian and Gzhelian stages. The problems which has to be solved in Russian Carboniferous stratigraphy are discussed.

УДК [563.12+563.14]:551.76/.77

РОЛЬ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ В ДЕТАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ ФОРАМИНИФЕР И РАДИОЛЯРИЙ)

Л.Ф. Копеевич¹, В.С. Вишневецкая²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

²Геологический институт РАН, Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 04.03.08

Задачей биостратиграфии является разработка возможно более детальных зональных шкал, необходимых для межрегиональной корреляции. Радиолярии известны в осадках всех геологических эпох, начиная с кембрийской. Они успешно используются для возрастных датировок кремнистых толщ, не содержащих других фоссилий. В последние годы радиолярии успешно используются для весьма удаленных корреляций. Одним из путей детализации радиоляриевых шкал является изучение изменения их видового биоразнообразия вблизи границ, связанных с массовыми вымираниями, так как именно в эти моменты имел место дивергентный процесс с появлением множества короткоживущих родов и видов и присутствием монстровых и абсррлантных форм. Другая группа одноклеточных микроорганизмов — фораминиферы — также весьма перспективна для разработки детальных стратиграфических шкал. Успешно используются морфофункциональные изменения в строении раковин планктонных фораминифер для детализации стратиграфических построений вблизи границы альба и сеномана, маастрихта и дания. Нельзя недооценивать роли бентосных фораминифер в корреляционных построениях, быстрая смена комплексов которых позволяет достигать высокой степени детальности, особенно в отложениях мелководных бассейнов.

Г.П. Леонов на протяжении всей жизни занимался вопросами стратиграфии в самом ее широком понимании, при решении вопросов биостратиграфии он придавал особое значение микропалеонтологическому анализу [21]. Так, в его региональных исследованиях палеогеновых отложений Кавказа, восстановлении истории его геологического развития не последнюю роль играли биостратиграфические построения, основанные на планктонных фораминиферах [22, 23].

Начиная работы в Севано-Акеринской офиолитовой зоне в 1972 г., Г.П. Леонов первым высказался за необходимость введения в состав исследовательского коллектива исполнителя, который бы занимался микроскопическим изучением кремнистых пород, в том числе микропалеонтологическим. Для более успешного решения последней задачи он пригласил из Воронежского университета свою бывшую аспирантку к.г.-м.н. С.В. Точилину, которая и руководила микропалеонтологическими исследованиями. С.В. Точилина, будучи уже известным специалистом по радиоляриям палеогена, помогла овладеть радиоляриевым анализом одному из авторов данной статьи. Именно благодаря изучению радиолярий удалось установить радиоляриевые комплексы, развитые как в отложениях самой Севано-Акеринской офиолитовой зоны, так и в пределах ее обрамления, выполнить их корреляцию и затем определить возраст радиоляритов — характерной составляющей офиолитовой ассоциации [10].

Радиолярии и фораминиферы как микрофаунистические остатки

Среди микрофаунистических остатков простейших в геологии наиболее хорошо известны представители класса Rhizopoda (корненожки), охватывающие радиолярий и фораминифер. Скелеты радиолярий кремневые (опаловые у современных и большинства кайнозойских — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, халцедоновые или кварц-халцедоновые у более древних мезозойских и палеозойских — $\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), а у фораминифер сложены кальцитом (CaCO_3), арагонитом или имеют агглютинированную раковину. С помощью изучения ископаемых кремневых остатков радиолярий, известковых и агглютинированных фораминифер решаются многие важнейшие проблемы стратиграфии.

Задачей стратиграфии является получение максимума информации из минимума объема породы (тогда не понадобится вывозить большие объемы пород из далеко расположенных и труднодоступных регионов) путем включения в сферу исследований мельчайших фоссилий, например нанопланктона, радиолярий и фораминифер. Так, в 1 см^2 среза (шлифа) карбонатной или кремневой породы можно наблюдать до 100 микрофоссилий (радиолярий или фораминифер), часто и больше, а в 1 г сухого осадка — до 500 тыс. экз. Иногда на 1 см^2 шлифа можно насчитать до 2500—5000 скелетов радиолярий. Как известно, для того чтобы найти в обнажении площадью 10 м^2 ископаемые остатки — раковины аммонитов, иноцерамов, морских ежей и т. д., — можно потратить

несколько дней. Вероятность встретить такие макроостатки в керне скважины еще меньше. Поэтому неудивительно, что использование в стратиграфических целях микрофоссилий более выгодно как экономически, так и практически. Продолжительное время радиолариям не уделялось должного внимания в палеонтологии и биостратиграфии, и они традиционно рассматривались как вспомогательная группа, даже среди микрофауны. К настоящему времени стало очевидным, что потенциальные возможности этой группы чрезвычайно велики. Изучение фораминифер и радиоларий позволяет решить одну из важных проблем стратиграфии — зональное расчленение конкретных геологических разрезов и их корреляцию на основе изучения микрофаунистических ассоциаций. По соотношению микрофаунистических подразделений и каротажных диаграмм можно достигнуть высокой степени детальности расчленения разрезов в закрытых районах и прогнозировать бурение в нефтегазоносных регионах. Сочетание биостратиграфических, событийных и хемотратиграфических данных в значительной степени детализирует расчленение отдельных временных интервалов.

Радиоларии

Радиоларии как палеонтологический предмет исследования. Это актиноподы класса Radiolaria, характеризующиеся кремневым скелетом и пелагическим (свободно плавающим) образом жизни. Именно их скелетами сложены многие кремнистые породы. Кремневый скелет хорошо сохраняется в ископаемом состоянии.

Эта особенность радиоларий позволяет нам проследить эволюцию развития их скелетов от момента возникновения группы (кембрий, 550 млн лет) до современности. Именно эта группа радиоларий с кремневым скелетом (Polycystina) является порообразующим компонентом кремнистых пород — яшм, кремней, опок, трепелов и пр. Эти радиоларии хорошо сохраняются не только в карбонатно-кремнистых и кремнистых осадках [70], но и в глинах, развитых на больших глубинах. Так, например, современные полицистины распространены во всех климатических зонах и по всей толще воды — от поверхности до абиссальных (Марианская впадина). Радиоларии известны в осадках всех геологических эпох, начиная с кембрийской (рис. 1). В связи с тем, что находки каких-либо других групп фаун в кремнистых породах крайне редки, радиоларии, как доказано последними исследованиями, могут быть успешно использованы для возрастной датировки содержащих радиоларии и других фациально или парагенетически связанных с ними пород.

Радиоларии накапливаются в донных осадках морей и океанов во всем диапазоне глубин от 50 м до 10 тыс. м и более благодаря отсутствию критической глубины растворения, характерной для карбонатных осадков.

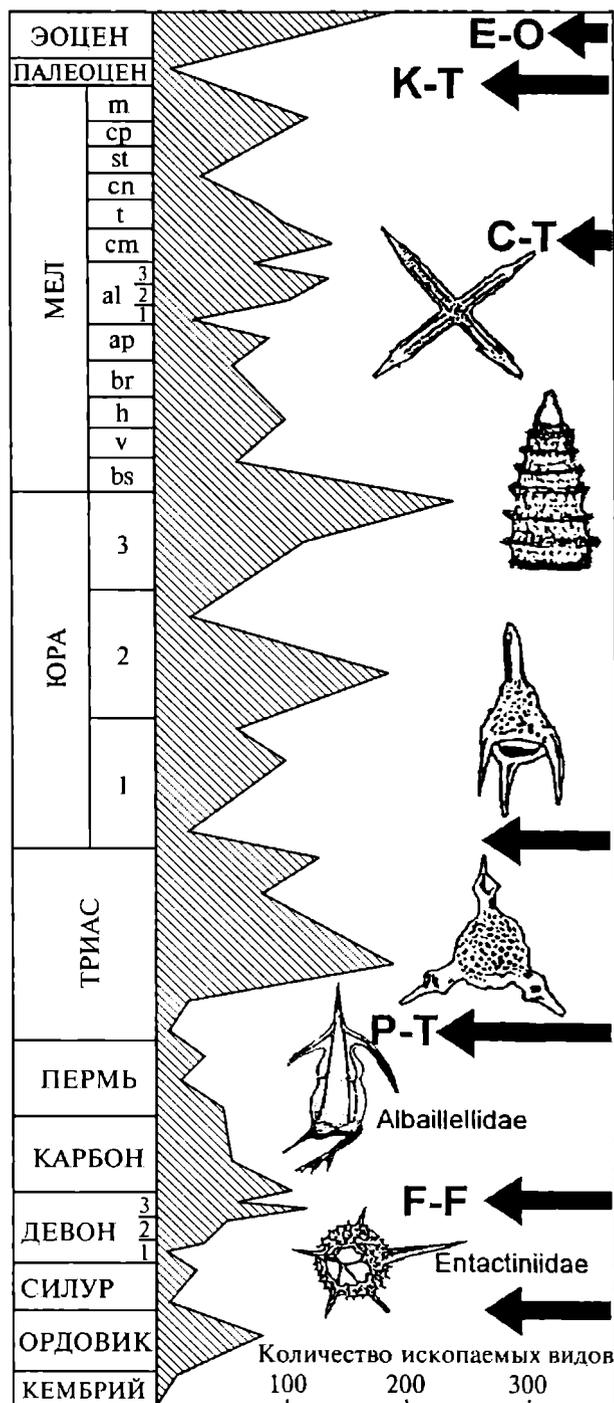


Рис. 1. Видовое разнообразие радиоларий Polycystina в геологическом прошлом, по [10, 70]

В настоящее время общепризнано, что радиоларии — это лучший инструмент для определения геологического возраста кремнистых толщ. Таким образом, радиоларии могут служить своего рода “кварцевыми часами” нашей планеты, поскольку они встречаются в осадках всех геологических эпох фанерозоя.

Изучение тонких срезов (0,03 мм) кремневых пород в петрографических шлифах под оптическим микроскопом при увеличении в 50—100 раз показало, что большая часть яшм и кремней сложена мельчайшими (100—300 мкм) скелетами кремневых организ-

мов — радиоляриями (рис. 2). При больших увеличениях — (300—500 раз) хорошо видны не только внешние очертания скелетов радиолярий, но и внутренняя структура (рис. 3). После протравливания кремневых пород фтористоводородной кислотой хорошо различимы объемные формы радиолярий. Размер радиолярий варьирует от 0,1 до 1,5, реже 2—3 мм.

Радиолярии — “кварцевые часы” в стратиграфии фанерозоя. История существования этих простейших измеряется более чем 500 млн лет (рис. 4). О таксономическом разнообразии радиолярий можно сказать следующее — всего к настоящему моменту описано более 10 000 видов, принадлежащих более чем 1000 родам ископаемых и современных радиолярий, причем с внедрением сканирующего электронного микроскопа и методики химического препарирования число описываемых новых видов радиолярий ежегодно возрастает (ср. рис. 1 и 4).

Несмотря на то что на рубеже палеозоя и мезозоя радиолярии испытали значительное вымирание, именно палеозойские виды дали начало развитию новых таксонов радиолярий в мезозое. Наиболее существенное вымирание мезозойских радиолярий приурочено к границе мезозоя с кайнозоем (65 млн лет) и самому раннему кайнозою (60 млн лет). Анализ эволюционной модели видового биоразнообразия радиолярий позволил установить общее прогрессивное его развитие в палеозое и раннем—среднем мезозое с максимальным пиком и числом камер более 50 в конце титонского века, которое сменилось устойчивым депрессивным развитием в раннем мелу и начале позднего мела (рис. 4). Причем если палеозойско-среднемезозойское прогрессивное развитие видового биоразнообразия сопровождалось постепенным увеличением числа камер от 1 до 30—50 сегментов, то в депрессивную фазу развития наблюдается прогрессивное уменьшение общего числа камер, размера скелета, сокращается количество постабдоминальных камер, несмотря на то что еще были попытки увели-

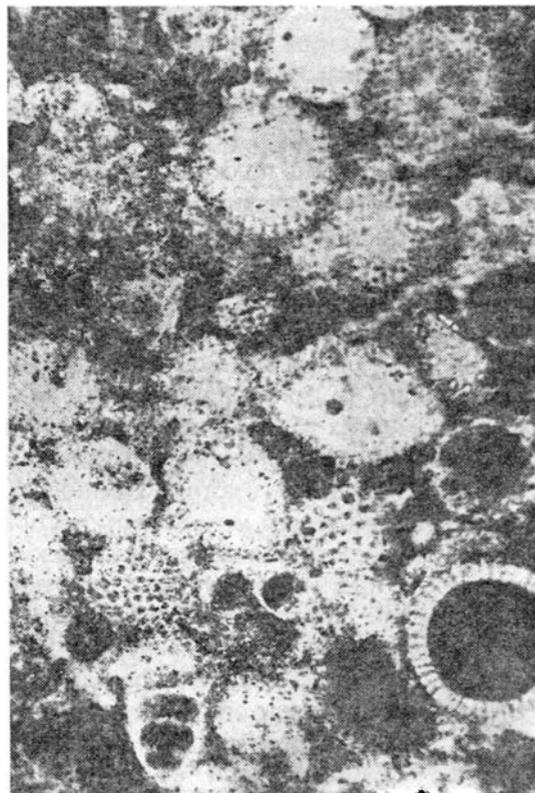


Рис. 2. Радиоляриевая структура кремнистой породы в шлифе под микроскопом, $\times 50$

чения количества сегментов (в конце раннего мела и даже в конце мелового периода), но среднее число камер никогда не было более 20. Так, в конце готерива или начале баррема появился род *Obeliscoites* с более чем 20 отделами, в конце альбского века появился род *Phalangites* с количеством сегментов до 40 (но сегментация у таких мультикамерных видов этих родов уже была ложная, поскольку она не выражена сужениями или поясами, разделяющими сегменты), а в конце мелового периода имел место внезапный рост числа камер у завершающего свое существование долгоживущего мелового рода *Dicthyomitra* (*D. andersoni*).

Возобновилось нормальное прогрессивное развитие видового биоразнообразия радиолярий только в середине или во второй половине палеогена (рис. 4), но экстрамногокамерные скелеты (более 15 камер) больше не появлялись. Более того, в конце мела и начале палеогена возникло много родов с 2—3-сегментным (или камерным) строением, у которых последние сегменты значительно удлинены, но остаются неподделенными внутри камер, например у рода *Bathropyramis* (*B. sanjoaquinensis*, *B. taketani*) или *Cornutella* (*C. californica*). Столь резкое изменение в прогрессивном развитии видового биоразнообразия может быть связано с несколькими абиотическими факторами, среди которых аноксийные события, похолодание и даже влияние им-

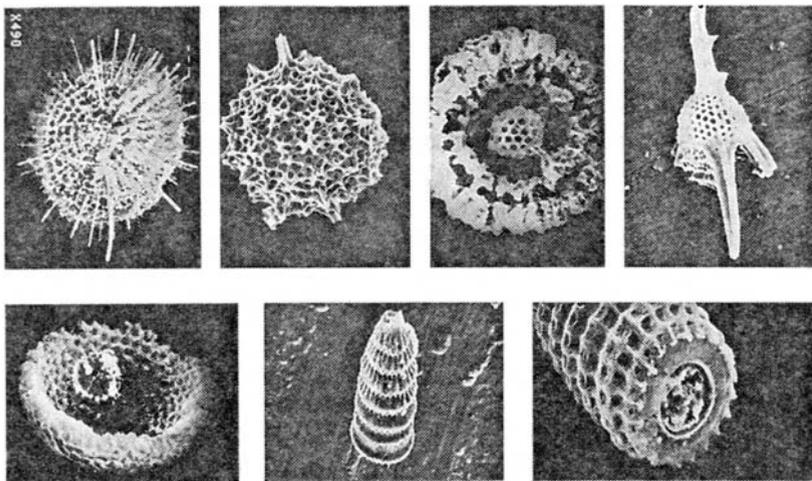


Рис. 3. Строение скелетов радиолярий при большом увеличении ($\times 300$) под сканирующим электронным микроскопом. Верхний ряд: 1—3 — сферические формы *Sputnellaria*; 4 и нижний ряд 5—7 — *Nassellaria*: 4 — тетрагональной формы, 5 — сферической, 6 и 7 — коническо-цилиндрической

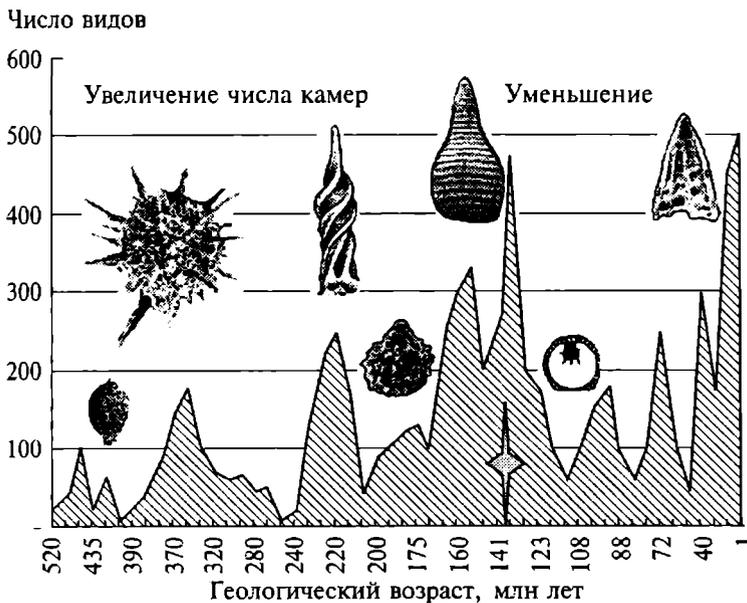


Рис. 4. Динамика видового биоразнообразия радиолярий на протяжении фанерозоя. От 520 до 135–140 млн лет наблюдается развитие по пути биологического прогресса (с увеличением числа видов и количества камер), со 135–140 млн лет начинается стагнация и спад в развитии биоразнообразия, а затем происходит перелом и, начиная со 110 млн лет, начинается постепенное увеличение количества новых видов с пиком в конце альба, а с 80 млн лет происходит новый этап видообразования, и только в палеогене возобновляется устойчивый цикл прогрессивного развития в биоразнообразии видов радиолярий

пактных событий. Кроме того, депрессивное развитие, проявившееся в отсутствии возникновения новых модификаций в начале мела, могло быть связано с установившимся уровнем океана, после длительного процесса его активного раскрытия в юре, когда организмы вынуждены были постоянно приспосабливаться к среде и изменяющимся условиям, завоеывая новые экологические ниши.

На кривой видового биоразнообразия радиолярий хорошо видно масштабное вымирание у радиолярий на рубеже байоса и бата, которое сопровождалось вспышкой развития скрытоцефалических и скрытораксических форм, когда происходило редуцирование количества сегментов у конических радиолярий за счет погружения первых двух отделов в третий, который становился последним. Сходные события неоднократно повторялись в мелу (на рубежах баррема и апта, границе альба и сеномана, сантона и кампана). Зафиксировано кимериджское событие, отмеченное массовым появлением эндемичных видов радиолярий, и титонское с максимумом видового разнообразия.

С середины кампанского века темпы эволюции начинают постепенно восстанавливаться и даже возрастать, в конце кампана происходит вспышка видообразования. Дальнейшее увеличение темпов эволюции видового биоразнообразия происходило в середине эоцена. В настоящее время радиолярии находятся в состоянии стабильности видообразования.

На палеонтологическом материале удалось установить, что большинству вымираний предшествовала ускоренная эволюция видов, имел место дивергент-

ный прогресс с образованием множества короткоживущих родов и видов, а также возникало обилие монстровых и aberrантных форм. Именно такие моменты изменения фауны используются в стратиграфии.

Изучение изменения видового биоразнообразия радиолярий вблизи крупных биотических и абиотических кризисов будет способствовать выяснению местоположения главных стратиграфических подразделений геологической шкалы и позволит сопоставлять радиоляриевые данные с данными других дисциплин. Именно анализ видового биоразнообразия радиолярий будет предметом обсуждения на радиоляриевой секции 33-го международного геологического конгресса.

По биоразнообразию радиолярии являются наиболее многочисленной группой среди современного микроскопического зоопланктона. Для сравнения можно взять данные по некоторым другим группам современного планктона [9, 17]. Планктонные фораминиферы, появившиеся в средней юре (155–175 млн лет назад), насчитывают 500 видов из 40 родов, среди которых только 50 ныне живущих. Силикофлагелляты, известные со среднего мела (100–110 млн лет), в современном морском планктоне представлены 2 родами и 58 видами. Морские остракоды, появившиеся в ордовике (500 млн лет назад), представленные более чем 30 семействами, имеют в современном планктоне только 55 видов. Современный нанопланктон (известен с позднего триаса) включает около 150 видов.

Значение радиолярий для стратиграфии. Благодаря находкам радиолярий определен самый древний возраст осадков чехла Тихого океана (скв. 801, пробуренная в центральной части Восточно-Марианской впадины), отвечающий границе байоса—бата (средняя юра). При глубоководном бурении в 7-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) “Гломар Челленджер” в центральной части Тихого океана (скв. 66, Центрально-Тихоокеанская котловина) сеноман-туронский (раннемеловой) возраст кремнистых глин, залегающих непосредственно на базальтах, также был определен благодаря присутствию радиолярий. В процессе глубоководного бурения в 20-м рейсе НИС “Гломар Челленджер” в северо-западной части Тихого океана в основании осадочного чехла (скв. 305, поднятие Шатского) был встречен пласт очень плотных кремней в которых, какая либо фауна, за исключением радиолярий, отсутствовала. Тем не менее изучение комплекса радиолярий позволило определить возраст кремней как титонский—верхнеюрский [3] и их радиоляриевую природу, а также время начала формирования осадочного чехла в этой части Тихого океана.

Радиолярии имеют большое практическое значение, поскольку являются руководящими формами для детального выделения нефтеносных отложений. Так, стратиграфия классического нефтеносного ре-

гиона России — Западной Сибири во многом обязана радиоляриям. Например, детальное стратиграфическое расчленение позднеюрско-палеогеновых отложений Тюменской опорной скважины (I-P) выполнено на основании изучения радиолярий. Велика роль радиолярий в становлении стратиграфии юрских и мел-палеогеновых отложений Поволжья, Апшерона и других нефтегазоносных регионов, что очень важно при проведении корреляции нефтегазоносных отложений.

Роль радиолярий в детальной стратиграфии. Провинциальные и глобальные радиоляриевые схемы и шкалы. Первые кембрийские находки радиолярий происходят из различных местонахождений Евразии, Северной Америки, Австралии. Они представлены спикуловидными (средний кембрий — 520 млн лет) и сферическими (поздний кембрий — 510 млн лет) формами.

Начиная с ордовика известны богатые комплексы радиолярий, характеризующие в палеозое более узкие временные отрезки — ряд ярусов и их подразделений. Расчленение отложений мезозоя и кайнозоя на основе радиоляриевого анализа осуществляется на зональном уровне, когда в пределах ярусов выделяется несколько зон. Самая молодая радиоляриевая зона, охватывающая четвертичные отложения, разделена на четыре подзоны.

Присутствие радиолярий во всей толще мезозойских осадков, хорошая сохранность и достаточная представимость как в количественном, так и в качественном отношении позволили в конце XX века приступить к созданию зональной шкалы мезозойских отложений дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов по радиоляриям. Все предложенные зональные шкалы расчленения мезозоя океанских осадков по радиоляриям различаются по степени детальности. Наиболее дробно разработана шкала для готерив-маастрихтских отложений Тихого океана, в чем заслуга М. Мура, Х. Форман, А. Шаафа. В ней выделено девять радиоляриевых зон, причем более дробно, как ни странно, подразделен баррем—альб, в котором установлено пять или шесть зон. Сеноман-маастрихтские отложения расчленены менее детально.

Шкала для отложений титона—маастрихта Индийского океана была предложена В. Риделем и А. Санфилиппо в качестве предварительной. Она включает семь радиоляриевых зон, из которых четыре характеризуют возрастной интервал альб—маастрихт. Несмотря на свою незавершенность, шкала В. Риделя и А. Санфилиппо хорошо коррелируется со шкалами по Тихому и Атлантическому океанам.

Зональная схема, предложенная для расчленения мезозойских отложений Атлантического океана, охватывает наибольший возрастной диапазон (келловей—кампан). Она составлена по аналогии с Тихоокеанской и шкалой расчленения мезозоя Индийского океана по радиоляриям [10].

Рассмотренные зональные схемы расчленения мезозойских отложений дна океанов по радиоляриям

по своей дробности значительно уступают схемам, созданным для этих же отложений по фораминиферам и нанопланктону, что обусловлено, как уже отмечалось, спорадичностью распределения радиолярий на площади и в разрезе, а также недостаточной изученностью радиолярий.

В то же время шкалы по радиоляриям применимы к тем интервалам разреза, где другие группы фауны отсутствуют. Именно на примере таких разрезов ощущается необходимость создания единой зональной шкалы по радиоляриям.

Такая шкала для расчленения мезозойских осадков дна Тихого океана была предложена А. Шаафом [75]. Она включает 14 зон в интервале с готерива по маастрихт включительно: *S. septemporatus* (нижний готерив), *D. tythopora* (верхний готерив), *S. pythiae* (баррем), *A. similis* (нижний апт), *A. cortinaensis* (средний апт), *A. umbilicata* (верхний апт—нижний альб), *S. zamogaensis* (средний альб), *P. pseudomacrocephala* (верхний альб), *O. somphedia* (нижний сеноман), *R. majuroensis* (верхний сеноман), *A. superbum* (турон—коньяк), *T. uipa* (нижний сантон), *A. pseudocunulus* (верхний сантон—кампан), *A. tylotus* (кампан—маастрихт).

Эта шкала составлена нами на основе анализа радиоляриевых зон, предложенных А. Шаафом по материалам 62-го и 89-го рейсов НИС “Гломар Челленджер” (Центральная и Северо-Западная Пацифика) с учетом всех материалов по предыдущим рейсам, проходившим в Тихом океане.

Таким образом, для тропических и субтропических районов Мирового океана в интервале от поздней юры до настоящего времени У. Риделем и А. Санфилиппо, Э. Фореман и другими исследователями выделены зоны на основе анализа огромного палеонтологического материала, уникального по полноте и сохранности.

Существующие зональные шкалы по радиоляриям мезозоя дна океанических осадков менее детальные, чем таковые разработанные для мезозойских отложений Калифорнии, но даже предварительное сравнение зональных шкал по осадкам мезозоя океанов и континентов показывает, что океанская шкала уже существует и что она достаточно хорошо коррелирует мезозойские отложения Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Радиоляриевая шкала для расчленения мезозойских отложений континентов, несмотря на то что эти радиолярии изучаются с 1870 г., разработана еще недостаточно.

По континентам создана зональная схема для мезозойских отложений альпийской зоны — Палеотетиса, но для Северного полушария наиболее приемлема зональная стратиграфическая шкала мезозоя Калифорнии, которая коррелирует радиолярийсодержащие толщи Калифорнии, Северной Америки, но существуют и местные радиоляриевые шкалы для мезозоя [10].

Так, в пределах триаса Альпийской зоны Европы выделяется 12 биостратонов, в кремнистых триасовых

Период	Эпоха	Век	Биостратиграфические комплексы, слои	Регион, автор, год		
Мел	Палеоцен			Корякско-Камчатский регион (Вишневская, 2001)		
			<i>Buryella granulata</i>			
	поздняя	маастрихтский		<i>Bathropyramis sanjoaquinensis</i>	Русская плита, Западная Сибирь, Корякия, Камчатка	
				<i>Clathrocyclus diceros - Amphipyndax tylotus</i>		
		кампанский		<i>Amphipyndax enesseffi</i>		
				<i>Prunobrachium crassum</i>		
		сантонский		<i>Pseudoaulophacus floresensis</i>		
		коньякский		<i>Archaeospongoprimum bipartitum - A. triplum</i>		
		туронский				
		сеноманский		<i>Pseudodictyomitra pседоmacrocephala - Holocryptocanium barbui</i>		Корякское нагорье, Восточный Сахалин, Кавказ
		ранняя	альбский			
			аптский			
	барремский			<i>Crolanium pythiae</i>	Корякское нагорье, Сахалин, Пацифика	
	готеривский			<i>Sethocapsa septemtoratus - Sethocapsa uterculus</i>	Западный Сахалин, Корякское нагорье	
	валанжинский			<i>Dibolachras tythopora</i>	Западный Сахалин, Корякское нагорье	
	берриасский			<i>Sethocapsa trachyostraca - Mirifusus chenodes</i>	Корякском нагорье, Камчатка, Сахалин	
				<i>Mirifusus baileyi - Parvicingula khabakovi</i>	Северо-Восток России	
	Юра	поздняя	титонский	<i>P. haeckeli</i>	Север России	
			кимериджский		<i>Parvicingula blowi - P. jonesi</i>	
				<i>M. guadalupensis - Parvicingula elegans</i>		
средняя		оксфордский			Север России (Север Сибири, Баренцевоморский регион); Северо-Восток России (Берингоморский и Охотоморский регионы)	
			келловейский			<i>Hsuum maxwelli - O. mclaughlini</i>
		батский				<i>Parvicingula vera - Ristola turpicula</i>
				<i>Sethocapsa globosa</i>		
		байосский		<i>Zartus jurassicum - Luperium officerense</i> <i>Pantanelium foveatum - Bagotum maudense</i>		Тихоокеанский регион России (Корякское нагорье, Тайгнос, Сихотэ-Алинь)
ранняя		ааленский		<i>Laxtorum jurassicum</i>	Тихоокеанский регион России, Япония (Вишневская, 2001)	
			тоарский			
		плинсбахский				<i>Trillus elkhornensis - Parahsuum cruciferum</i>
				<i>Droltus Katroma westermanni</i>		
	синемюрский		<i>Katroma bicornis</i>			
			<i>Parahsuum simplum</i>			
геттантский		<i>Canoptum merum</i>	Тихоокеанский регион России, Япония, Британская Колумбия (Carter et al., 1998)			
		<i>Saitoum keki</i>				

толщах Востока России — 15, а Японии — 18, в терригенно-кремнистых образованиях Калифорнии и Аляски — до 10 [50]. Юрские разнофациальные разрезы Северной Америки имеют 37 подразделений по радиоляриям для нижней юры [58], 13 для средней и верхней юры [10, 46]. Юра Средиземноморья по радиоляриям расчленена с точностью до подъярусов (только в интервале байос—титон 13 зональных подразделений).

Наиболее детальные схемы зонального расчленения по радиоляриям предложены для меловых отложений Средиземноморья (60 зон) [35], верхнемеловых отложений Калифорнии Северной Америки — 13 зон [50]; мезозоя Севера России — 15 зон и 32 комплекса [10]. На Северо-Востоке России установлено 27 стратиграфических подразделений по радиоляриям в интервале юра—мел (рис. 5).

Таким образом, в настоящее время общепризнано, что радиолярии — это лучший инструмент для определения геологического возраста кремнистых толщ фанерозоя. Радиолярии уже причислены к ортостратиграфическим группам фауны. Они отвечают всем требованиям, предъявляемым к ортостратиграфическим группам: имеют быструю смену комплексов во времени, полное заполнение геологического разреза по вертикали и характеризуются широким распространением комплексов по горизонтали [16].

Рис. 5. Расчленение кремнистых толщ юры и мела по радиоляриям в разрезах Северо-Востока России

Фораминиферы

Это группа одноклеточных организмов (протистов), которые имеют кальцитовую или арагонитовую раковину. Их фоссилизированные скелеты обнаружены в морских, реже солоновато-водных осадках, начиная с ордовика. Большая их часть принадлежит к бентосным организмам, но существенная доля мезокайнозойских форм освоила планктонный образ жизни. Некоторые фораминиферы, как правило крупных размеров, укрепляли раковину сложными внутренними структурами. К ним принадлежат позднелпалеозойские фузулины, а также так называемые “крупные фораминиферы” мезозоя и кайнозоя (орбитоиды, нуммулитиды и т.д.). Они встречаются в карбонатных и мелкозернистых терригенных породах, могут определяться в шлифах и являются прекрасными индикаторами возраста. Поскольку распространение многих таксонов известковых фораминифер ограничено определенными экологическими обстановками, они являются превосходными палеобатиметрическими и палеотемпературными маркерами.

Агглютинирующие таксоны строят свои раковины, склеивая цементом зерна из подстилающего субстрата, в отличие от других представителей этих организмов, которые секретируют раковинное вещество. Осадочные частицы, используемые этими формами, могут включать зерна терригенного или карбонатного песка и глауконита, спикулы губок или раковинки других фораминифер. Некоторые разновидности этой группы избирательны в отношении частиц, используемых для “постройки” скелета. Хотя агглютинирующие фораминиферы применяются при расчленении и корреляции разрезов, значительно чаще они используются как палеоэкологические индикаторы. Они весьма широко распространены от мелководных опресненных участков шельфа вплоть до абиссальных глубин. Недавние исследования продемонстрировали значение агглютинирующих фораминифер при палеотектонических реконструкциях, так как они являются доминирующей и часто единственной группой микрофоссилий в меловых и палеогеновых турбидитах.

Планктонные фораминиферы. Среди разных экологических типов фораминифер ведущая роль при разработке зональных шкал принадлежит, безусловно, планктонным таксонам. Их эволюция на протяжении позднемеловой эпохи, а также в кайнозое, широкое географическое распространение и постоянное присутствие в морских осадочных толщах разных палеогеографических областей позволяют использовать эту группу для расчленения и сопоставления отложений весьма удаленных регионов как на континентах, так и в океанах.

Схемы расчленения, основанные на наиболее представительной и морфологически сложной группе планктонных фораминифер — глоботрунканидах, впервые были созданы еще в 1930—1940 гг. [20, 30, 37]. В этих схемах глоботрунканиды использовались для расчленения меловых отложений отдельных

участков Альпийского (Средиземноморского) пояса. В 1950-х гг. появляются первые региональные схемы Северной Африки и Карибского региона [38, 41, 49, 54, 55]. В России появляются планктонные шкалы для кайнозойских отложений Северного Кавказа, которые легли в основу всех последующих стратиграфических построений [32]. Постепенно на протяжении 1960-х гг. биостратиграфические подразделения, выделенные на основании анализа комплексов планктонных фораминифер, охватывали все более обширные территории. В это же время начинается разработка региональных стратиграфических схем, применимых для обширных регионов — всего Средиземноморского пояса, центральной и южной частей Северной Америки, а также континентальной части Европы [34, 39, 47, 48, 59, 60, 65—67, 69, 77, 78, 80].

В последние 35 лет появились данные о зональном расчленении верхнемеловых отложений океанов. Такие работы проведены по скважинам Атлантического [44, 48, 68], Тихого [18, 43, 51, 69, 79], Индийского и Южного океанов [19]. Изучение океанических отложений, безусловно, сыграло огромную роль в становлении планктонных зональных шкал [19].

Значительного прогресса в этой области удалось достичь в конце 1970-х—1990-е гг., когда авторы попытались взять за основу зональных схем определенные этапы в эволюционном развитии планктонных фораминифер, и в первую очередь глоботрунканид. Одной из важнейших в этом смысле работ была монография Н.И. Маслаковой, в которой предложенная автором зональная шкала для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Карпат, т. е. для значительного участка Альпийского пояса, разработана на основе представлений об эволюции глоботрунканид [25]. Ее схема состоит из 13 зональных подразделений, которые охватывают интервал от сеномана по маастрихт включительно. Под названием “зона” Н.И. Маслакова понимала “отложения, образовавшиеся за время существования зонального комплекса глоботрунканид, представляющего этап эволюционного развития этой группы”. Многие из выделенных ею подразделений являются составной частью других, более современных зональных шкал.

Следующим значительным шагом в разработке планктонных шкал была работа М. Карон [45], основанная на предшествующих исследованиях этого автора в коллективе с другими специалистами [71, 74]. Эта схема, также основанная на филогенетических построениях, сохранила многие маркирующие индекс-виды предшествующих шкал, в частности для терминального альба, сеномана, турона и верхнего маастрихта. В ней выделено 16 зон, границы которых основаны на первом появлении (*first occurrence* — FO) и исчезновении (*last occurrence* — LO) маркирующих, т.е. важных в стратиграфическом отношении видов. Зональные шкалы для Средиземноморского и Борейального поясов значительно отличаются друг от друга, что указывает на существенную территориальную ограниченность большинства планктонных таксонов [45, 52].

В последние годы идет корректировка прежних представлений об объеме некоторых зональных подразделений, что связано с появлением новых данных [40, 72, 73, 79]. В настоящее время наиболее широко используемой, как бы эталонной является схема Ф. Робашинского и М. Карон [72], представленная на рис. 6. Ее достоинством, безусловно, является комплексность, так как в нее включены данные по зональным категориям макрофоссилий, палеомагнитные зоны, а также зональные подразделения по другой группе планктонных фораминифер — гетерогелицидам. В основу этой схемы положены данные по разрезам как континентов, так и океанов [42, 64].

Наибольшее значение для зонального расчленения имеют филогенетические линии в развитии родов *Marginotruncana*, *Dicarinella*, *Globotruncana*, *Contusotruncana*, *Globotruncanita*, *Globotruncanella*, *Abathomphalus*, *Archaeoglobigerina* и *Rugoglobigerina* (согласно систематике А. Леблика и Е. Тэппен [63]). Все эти таксоны обладали быстрой эволюционной изменчивостью, широким географическим распространением и четкими морфологическими признаками, которые позволяют легко определять их представителей.

В составе комплексов можно выделить три группы видов:

1. Виды, существующие на протяжении короткого промежутка геологического времени. Само присутствие этих таксонов указывает на определенный стратиграфический интервал (зона или подзона).

2. Виды, существовавшие на протяжении некоторого времени вместе со своими потомками. Эти таксоны могут быть встречены в интервалах одного-двух ярусов.

3. Длительное сосуществование предковых и дочерних форм. Такие таксоны могли существовать на протяжении нескольких веков.

Иногда определение некоторых видов бывает сильно затруднено наличием так называемых “переходных” форм, несущих на себе черты двух, а иногда и более таксонов. Зональные подразделения по своей длительности весьма неодинаковы. Одни интервалы расчленены достаточно дробно, другие зоны могут охватывать целый ярус. Поэтому для детализации стратиграфических построений приходится прибегать к выделению дополнительных уровней, фиксирующих появление определенных эволюционных изменений у глоботрунканид. При этом удается выделить интервалы, не превышающие по своей длительности 500 тыс. лет. Хорошим примером такого расчленения могут служить отложения терминальной части альба и сеномана.

Ярус		Зоны по глоботрунканидам	Зоны по гетерогелицидам
Маастрихт		<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Pseudoguembelina hariaensis</i>
		<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Racemiguembelina fructicosa</i>
Кампан		<i>Globotruncana egyptiaca</i>	<i>Pseudoguembelina excolata</i>
		<i>Globotruncanella havanensis</i>	<i>Pseudotextularia elegans</i>
		<i>Radotruncana calcarata</i>	<i>Pseudoguembelina costulata</i>
		<i>Globotruncana ventricosa</i>	
		<i>Globotruncanita elevata</i>	<i>Pseudoguembelina costellifera</i>
		<i>Ventilabrella eggeri</i>	
Сантон		<i>Dicarinella asymetrica</i>	<i>Sigalia deflaensis decoratissima carpathica</i>
Коньяк		<i>Dicarinella concavata</i>	<i>Pseudotextularia nuttali</i>
Турон	п		<i>Heterohelix globulosa (=reussi)</i>
	ср	<i>Marginotruncana schneegansi</i>	
	р	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	
Сеноман	п	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	<i>Heterohelix moremanni</i>
	ср	<i>Rotalipora cushmani</i>	
		<i>Rotalipora reicheli</i>	
	р	<i>Rotalipora globotruncanoides</i>	
Альб		<i>Rotalipora appenninica</i>	Рис. 6. Зональное расчленение альб-позднемиоценовых отложений по планктонным фораминиферам [56]
	п	<i>Rotalipora ticinensis</i>	
	ср	<i>Ticinella primula</i>	
	р	<i>Hedbergella planispira</i>	

В пределах терминальной части верхнего альба выделяется зона *Rotalipora appenninica*. Зона включает в себя интервал от первого появления зонального вида до появления *Rotalipora globotruncanoides* Sigal [53, 73, 74]. Внутри зоны можно выделить следующую последовательность событий: в нижней ее части фиксируется интервал совместного присутствия зонального вида и планоспиральной килеватой формы *Planomalina buxtorfi* Gandolfi; следующий уровень совпадает с последним присутствием в разрезах этого вида — диапазон совместного присутствия *Rotalipora appenninica* и *R. ticinensis* Gandolfi (подзона *Rotalipora appenninica*—*R. ticinensis*); следующий интервал совпадает с исчезновением *R. ticinensis* (промежуток с *Rotalipora appenninica* без *R. ticinensis*).

Эта событийная шкала основана на серии морфологических изменений в строении раковины планктонных фораминифер [11—13, 57] (рис. 7). Сна-

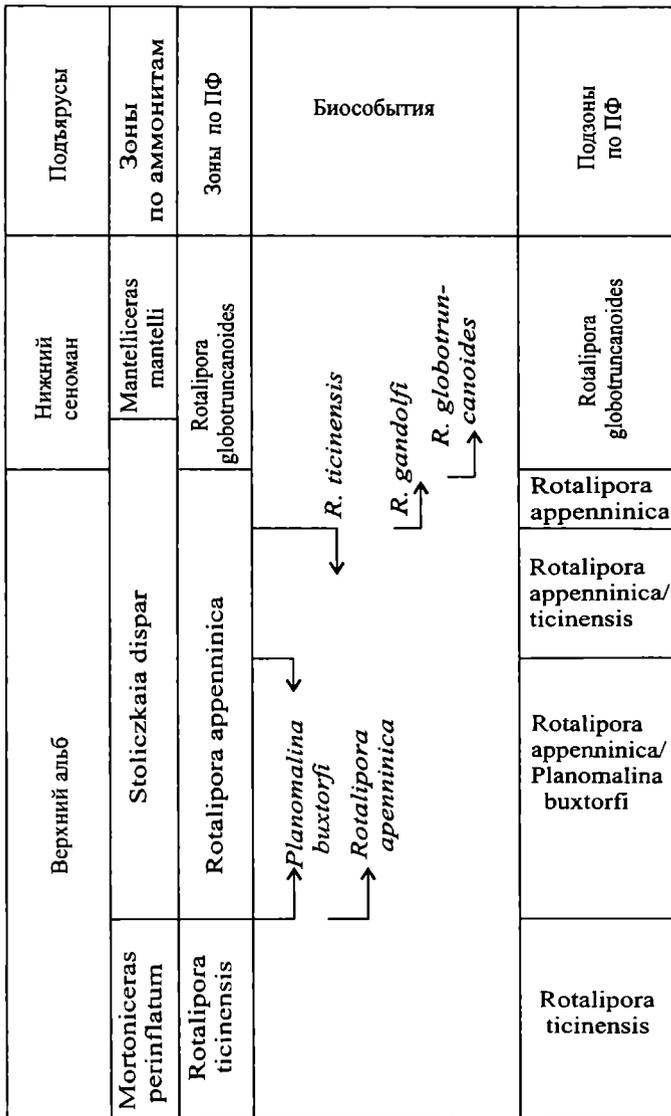


Рис. 7. Событийная шкала расчленения пограничных альб-сеноманских отложений, по [5]

чала субсферические камеры заменяются уплощенными в филогенетической линии *Hedbergella trocoidea* — *Ticinella roberti* — *Ticinella praeticinensis*. Этот процесс, начавшийся в апте, продолжался вплоть до начала сеномана; затем умбиликальное отверстие расширилось, возникли дополнительные умбиликальные устьевые отверстия. Этот процесс происходил на протяжении позднего апта и всего альба. Одновременно у некоторых представителей рода *Ticinella* дополнительные умбиликальные устья трансформировались в шовные (линия *T. praeticinensis* — *T. primula* — *T. raynandi*). Наконец, появился киль, причем у форм, переходных от *Ticinella* к *Rotalipora*, произошло приострение периферического края сначала на ранних стадиях онтогенеза, а затем этот признак переместился на его более поздние стадии вплоть до последнего оборота (конец позднего альба). Форма раковины у роталипор изменилась от линзовидной (начало сеномана) к умбиликально- и спирально-выпуклой (середина—конец сеномана).

В детализации определенных частей стратиграфических схем с успехом используется влияние окружающей обстановки на состав и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер. В этом аспекте наиболее интересным можно считать проявление дизоксических обстановок, когда содержание растворенного O_2 в воде опускалось ниже 1 мл/л. Одним из интервалов проявления дизоксии служит граница сеномана и турона, когда условия дефицита кислорода и захоронение значительных масс органического вещества происходили на огромных пространствах и в самых различных обстановках — от мелководно-морских шельфовых до разрезов, формировавшихся в условиях ниже уровня карбонатной компенсации. Обстановки дизоксии вызвали значительные изменения в составе комплексов планктонных фораминифер, и в частности вымирание представителей рода *Rotalipora*. В пограничном интервале сеномана и турона обычно выделяется зона *Whiteinella archaeocretacea* (рис. 6), в состав комплекса которой входят исключительно бескилевые таксоны. Нижняя граница определяется исчезновением рода *Rotalipora*, верхняя — появлением первых *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Однако комплексное изучение стратотипического разреза границы сеномана и турона, расположенного в Северной Америке (Пуэбло в штате Колорадо), позволило не только детализировать биостратиграфическое расчленение зоны *Whiteinella archaeocretacea*, но и связать эти изменения с данными геохимических исследований и определениями изотопного возраста реперных уровней [61]. В результате в верхней части зоны *Rotalipora cushmani* выделены подзоны *Praeglobotruncana praehelvetica* (94,5—94,88 млн лет) и *Anaticinella multiloculata* (94,5—93,94 млн лет). Интервал, в котором вымирает род *Rotalipora*, охватывает время от 93,94 до 93,90 млн лет. Подзона *Praeglobotruncana praehelvetica* заключена в промежутке от первого появления вида-индекса до первого нахождения *Whiteinella archaeocretacea*. Подзона *Anaticinella multiloculata* охватывает интервал от первой находки *Whiteinella archaeocretacea* до последней находки *Rotalipora greenhornensis*. Зона *Whiteinella archaeocretacea* имеет протяженность от 93,90 до 93,29 млн лет. Она подразделяется на три подзоны: *Globigerinelloides bentonensis* (93,90—93,86 млн лет) — интервал от последней находки *R. cushmani* до последней находки *Globigerinelloides bentonensis*. Этой подзоне также отвечает промежуток между двумя пиками $\delta^{13}C$ (рис. 8); подзону *Dicarinella hagni* (93,86—93,78 млн лет), ограниченную последним появлением *Globigerinelloides bentonensis* в подошве и резким возрастанием числа особей рода *Heterohelix* в кровле. Кроме того, в стратотипическом разрезе к этому уровню приурочено первое появление *Dicarinella hagni* (Scheibnerova); подзону *Heterohelix moremani*, которая охватывает интервал с резким преобладанием зонального вида до первого появления *Helvetoglobotruncana helvetica* (93,78—93,29 млн лет). Пик повышения обилия *Heterohelix* является надежным глобальным биомаркером, который отражает экспансию зоны кислородного минимума и пика $\delta^{13}C$. Начало зоны *Helvetoglobotruncana*

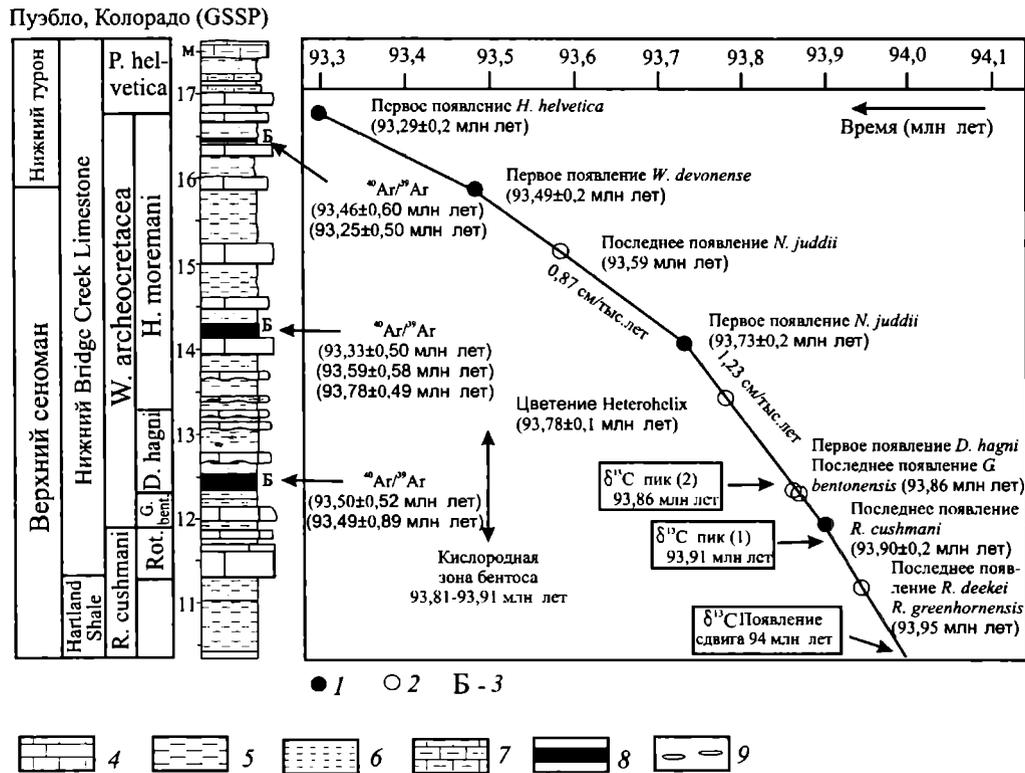


Рис. 8. Геохронологическая и событийная шкала расчленения сеноман-туронского пограничного интервала в разрезе Пуэбло, Колорадо [44]:

1 — геохронологические датировки по результатам анализа; 2 — датировки расчета скоростей седиментации; 3 — бентонитовые глины; 4 — известняки; 5 — глины; 6 — мергели; 7 — калькарениты; 8 — “черные прослои”; 9 — кремнистые конкреции

сапа helvetica совпадает с появлением зонального вида, приуроченным к отметке 93,29 млн лет. В то же время граница между ярусами проводится по макропалеонтологическим данным, по появлению аммонитов *Watinoceras devonense* — и совпадает с отметкой возраста 93,49 млн лет.

На примере границы сеномана и турона видно, как применение биостратиграфического, событийного и хемотратиграфического подходов помогает значительно детализировать расчленение разрезов и сделать стратиграфические схемы значительно более дробными. Эта дробность повышает и корреляционный потенциал стратиграфических построений.

Бентосные фораминиферы. Бентосные фораминиферы не позволяют осуществлять удаленные корреляции, однако и в их составе присутствуют группы таксонов, обладающих широким пространственным распространением. Это позволяет использовать их для разработки не только местных, но и региональных шкал. Их роль при расчленении и корреляции разрезов одного, иногда нескольких осадочных бассейнов существенна, так как они дают значительно более дробное деление, чем планктонные. Необходимость разработки такого рода шкал диктуется еще и тем обстоятельством, что мелководные разрезы эпиконтинентальных бассейнов, а также разрезы бореального пояса содержат весьма скудный набор планктонных форм, в составе которого отсутствуют зональные индекс-виды.

Становление бентосных зональных шкал верхнего мела тесно связано с именами В.П. Василенко, Е.В. Мятлюк, В.С. Акимец, Е.С. Липник, В.М. Подобиной [1, 8, 9, 24, 29]. Эти шкалы и впоследствии составлялись для разных районов Восточно-Европейской платформы [14, 15, 26], Закаспия и Мангышлака, а также Западной Сибири [30, 33]. Все они базировались на видах, которые были хорошо изучены, имели широкое пространственное распространение и являлись звеньями филогенетических линий стратиграфически важных таксонов. Зональные шкалы по бентосным фораминиферам разрабатывались и для Западной Европы [62, 76]. В конце 1990-х гг. была предпринята попытка создания общей зональной шкалы по бентосным фораминиферам для кампан-маастрихтского интервала запада и востока Европейской палеобиогеографической области [5, 36] (рис. 9). В усовершенствованном и расширенном виде эта шкала легла в основу региональной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений для Восточно-Европейской платформы [27, 28]. В качестве необходимости создания такой шкалы авторы еще раз указали на провинциализм планктонных фораминифер, а также на несколько иные, чем в Средиземноморье, диапазоны распространения видов нанопланктона. Шкала содержит 16 зональных подразделений, на отдельных интервалах выделены дополнительно подзоны и слои (рис. 10). Шкала тесно увязана с литостратиграфическими подразделениями, а также с данными по распределению в разрезах ортостратиграфических

Мангышлак и Прикаспий		С-3 Германия		Зоны по бентосным фораминиферам для территории ЕПО		Восток ЕПО		Запад ЕПО			
Ярусы и подъярусы						Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001		Koch, 1977		Schoenfeld, 1990	
m ₂		m ₂		Hanzawaia ekblomi/ Pseudotextularia elegans		BF13	Pseudotextularia elegans	XXVI	Pseudotextularia elegans	Pseudotextularia elegans - I.Zone	
				Gavelinella danica/ Brotzenella praeacuta		BF12	Brotzenella praeacuta	XXV	Gavelinella danica		
m ₁		m ₁		Bolivinooides draco draco		BF11	Bolivinooides draco draco	XXIV	Bolivinooides draco draco	paleocenicus/ reticulata P.R.Zone	
				Bolivinooides paleocenicus/ Brotzenella complanata		BF10b	Brotzenella complanata	XXIII	Neoflabellina reticulata		
				Neoflabellina reticulata/ Bolivina decurrens		BF10a	Angulogavelinella gracilis	XXII			
cp ₂		cp ₂		Angulogavelinella gracilis/ Brotzenella taylorensis		BF9	Brotzenella taylorensis	XXI	Bolivinooides draco miliaris	peterssoni/hiltermanni - C.R.Zone	
				Neoflabellina praereticulata/ Brotzenella taylorensis		BF8b				Brotzenella taylorensis	XXI
				Osangularia navarroana/ Brotzenella taylorensis		BF8a	Brotzenella taylorensis	XXI			
				Bolivinooides draco miliaris		BF7				Bolivinooides draco miliaris	XX
				Globorotalites hiltermanni (= G. emdyensis)		BF6	Brotzenella monterelensis	XIX		Neoflabellina numismalis	leopolitana - P.R.Zone
				Brotzenella monterelensis/ Heterostomella leopolitana		BF5	Cibicidoides voltzianus	XVIII		Neoflabellina numismalis	laevigatus - P.R. Zone
cp ₁		cp ₁		C. voltzianus		BF4c	Cibicidoides aktulagayensis	XVII	Bolivinooides decoratus decoratus	voltzianus - P.R. Zone	
				Cibicidoides aktulagayensis/ Cibicidoides temirensis/ Gavelinella clementiana usakensis		BF4b	Cibicidoides temirensis	XVI		granulatus - P.R. Zone	
				Bolivinooides decoratus decoratus/ B. granulatus		BF4a	Bolivinooides decoratus decoratus	XV		wedekindi - P.R. Zone	
				Gavelinella clementiana clementiana		BF3	Gavelinella clementiana clementiana	XIV		Bolivinooides strigillatus	clementiana - P.R. Zone
st ₂		st ₂		Bolivinooides strigillatus		BF2b	Bolivinooides strigillatus	XIII	Bolivinooides strigillatus	coccinea - I Zone	
				Slensioeina pommerana/ Gavelinella stelligera		BF2a				Slensioeina pommerana / frankei P.R. zone	
st ₂		st ₂		Stensioeina granulata perfecta		BF1	Stensioeina granulata perfecta	XII	Stensioeina granulata perfecta	perfecta - P.R Zone	

Рис. 9. Зональные схемы по бентосным фораминиферам для территории Европейской палеобиогеографической области (ЕПО), а также для ее западной и восточной частей (кампан и маастрихт), по [36]

Подъярус	Зональное расчленение по бентосным фораминиферам для Русской платформы	
	Зоны	Подзоны и слои
m ₂	<i>Brotzenella praeacuta-Hanzawaia ekblomi</i>	
m ₁	<i>Brotzenella complanata</i>	<i>Bolivinooides draco draco</i>
		<i>Brotzenella complanata</i>
	<i>Neoflabellina reticulata</i>	
	<i>Angulogavelinella gracilis</i>	
cp ₂	<i>Globorotalites emdyensis</i>	<i>Brotzenella taylorensis</i>
		<i>Bolivinooides draco miliaris</i>
	<i>Globorotalites emdyensis</i>	
	<i>Brotzenella monterelensis</i>	
cp ₁	<i>Cibicidoides temirensis</i>	<i>Cibicidoides aktulagayensis</i>
		<i>Cibicidoides temirensis</i>
		?
		<i>Gavelinella clementiana clementiana</i>
st ₂	<i>Gavelinella stelligera</i>	<i>Stensioeina pommerana</i>
		<i>Gavelinella stelligera</i>
st ₁	<i>Gavelinella infrasantonica</i>	
cn ₂₋₃	<i>Gavelinella thalmani</i>	
cn ₁	<i>Gavelinella kelleri</i>	
l ₂₋₃	<i>Gavelinella moniliformis</i>	
t ₁	<i>Gavelinella nana</i>	
cm ₃	<i>Lingulogavelinella globosa</i>	
cm ₂		
cm ₁	<i>Gavelinella cenomanica</i>	

Рис. 10. Зональная схема по бентосным фораминиферам для Восточно-Европейской платформы [28]

групп фоссилий, таких, как аммониты, белемниты и иноцерамы.

Зональные шкалы по бентосным фораминиферам разработаны и широко используются и для палеогеновых отложений. Так, современная шкала по бентосным фораминиферам для палеоцена—олигоцена включает 15 зон, которые используются для межрегиональных корреляций [6, 7]. Зоны выделяются по общему изменению видового состава, при этом рубежи наиболее существенных изменений подтверждены филогенетическими рядами. Границы зональных подразделений по бентосным фораминиферам сопоставлены с границами планктонных зон.

Прекрасные результаты для корреляционных построений в пределах одного осадочного бассейна дают дробные инфразональные шкалы [4]. Однако при более удаленных сопоставлениях следует быть крайне осторожным, так как одни и те же виды в разных осадочных бассейнах имели разный стратиграфический интервал распространения (рис. 11).

Выводы

Таким образом, с помощью изучения фораминифер и радиолярий удастся решить ряд очень важных проблем геологии, и в первую очередь одну из задач стратиграфии — зональное расчленение конкретных геологических разрезов на основе изучения микрофаунистических ассоциаций.

По микрофауне можно проводить корреляцию разрезов и давать прогноз на бурение в нефтегазоносных регионах.

Благодаря анализу морфологических особенностей скелетов радиолярий возможно определение возраста кремнистых пород, лишенных других ископаемых остатков.

Анализ морфологических изменений планктонных фораминифер, а также сочетание биостратиграфических, событийных и хемотратиграфических данных в значительной степени детализирует расчленение отдельных временных интервалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 08-05-00283, 06-05-64859 и 07-04-00649 и программы президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”, а также гранта Президента РФ “Научные школы” — НШ-5280.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхне-меловых отложений Белоруссии. Минск, 1961. С. 3—245.
2. Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Копаев Л.Ф. Меловая система. Верхний отдел. Запад европейской части СССР и Западный Казахстан // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л., 1991. С. 161—209.
3. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М., 1991. 200 с.
4. Беньямовский В.Н. Инфразональная шкала верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фо-

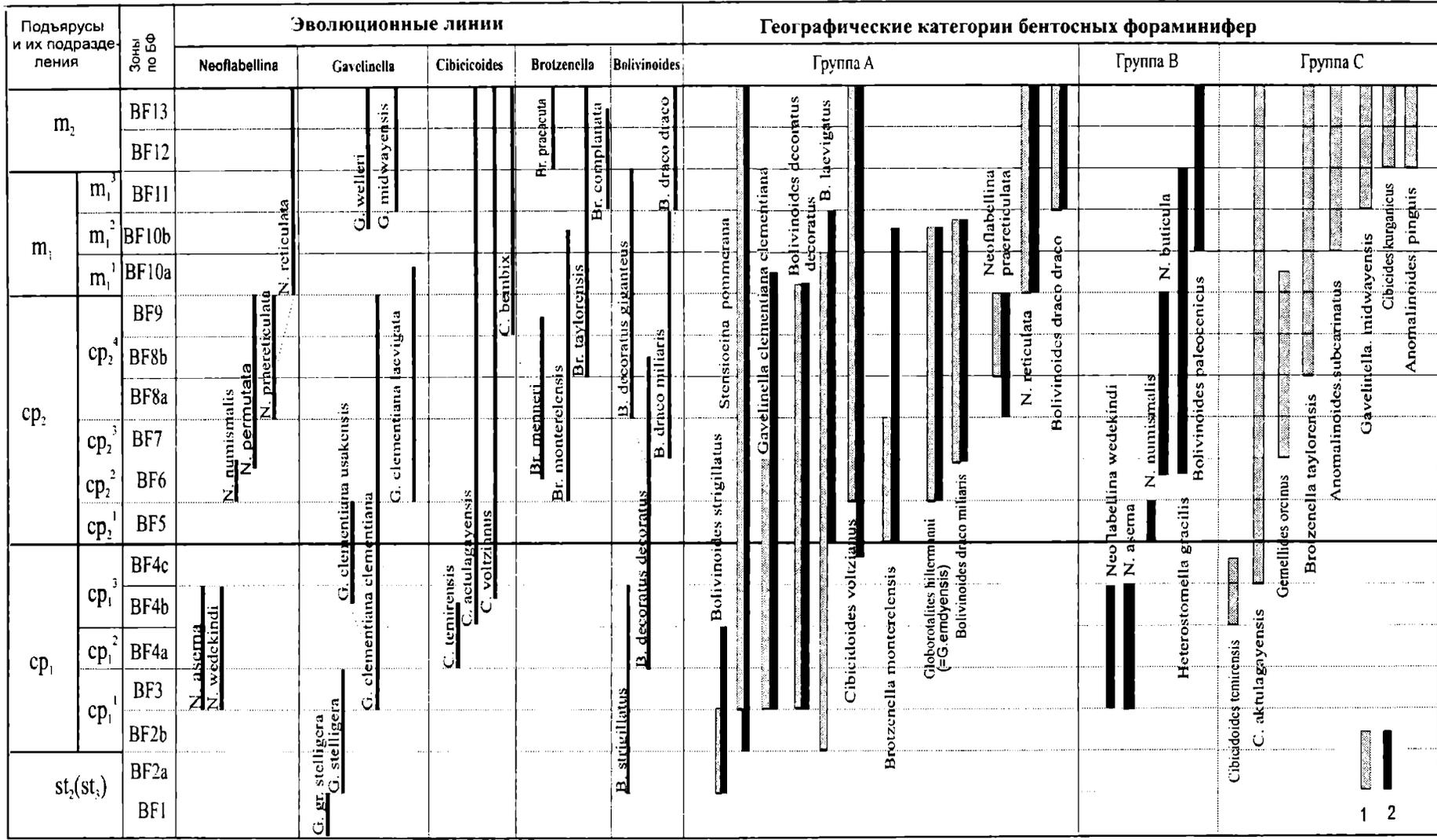


Рис. 11. Стратиграфический интервал распространения некоторых бентосных таксонов на западе и востоке ЕПО, по [36]:
 1 — распределение таксонов в западной части Европы; 2 — распределение таксонов на востоке Европы

раминиферам // Мат-лы 53-й сессии Палеонтол. об-ва: Тез. докл. СПб., 2007. С. 20.

7. *Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеогеографической области по бентосным фораминиферам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 49—70.

8. *Бугрова Э.М.* Зональное деление эоцена Юга СССР по бентосным фораминиферам // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 169—171.

9. *Бугрова Э.М.* Палеогеновая система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб., 2006. С. 181—185.

10. *Василенко В.П.* Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 487 с.

11. *Василенко В.П., Мятлюк Е.В.* Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Южно-Эмбинского района // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Л., 1947. С. 161—221.

12. *Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М., 2001. 376 с.

13. *Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копачевич Л.Ф., Брагина Л.Г.* Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба—сеномана и сеномана—турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 42—63.

14. *Горбачик Т.Н.* Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы Юга СССР. М., 1986. 238 с.

15. *Горбачик Т.Н., Копачевич Л.Ф.* Влияние меловых событий на эволюцию глобигеринид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб., 1992. С. 17—29.

16. *Григалис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С.* Зоны и зональные комплексы фораминифер верхнемеловых отложений Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 114—118.

17. *Григалис А.А., Акимец В.С., Липник Е.С.* Филогенезы бентосных фораминифер — основа зональной стратиграфии верхнемеловых отложений (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вопр. микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 145—149.

18. *Жамойда А.И.* Радиолярии — ортостратиграфическая группа микрофауны // Современные вопросы геологии. М., 2003. С. 254—259.

19. *Кеннетт Дж. П.* Морская геология. М., 1987. 384 с.

20. *Крашенинников В.А.* Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана, по материалам глубоководного бурения // Вопр. микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 140—199.

21. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя // Вопр. микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 42—161.

22. *Крашенинников В.Ф., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М., 1985. 174 с.

23. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М., 1973. 201 с.

24. *Леонов Г.П., Алимарина В.П.* Стратиграфия и планктонные фораминиферы “переходных” от мела к палеогену слоев Центрального Предкавказья // Сб. трудов геол. ф-та МГУ (к XXI сессии МГК). М., 1961. С. 29—60.

25. *Леонов Г.П., Алимарина В.П.* Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М., 1964. 201 с.

26. *Липник Е.С.* Фораминиферы и стратиграфия верхнеюрских відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Тр. ИГН АН УРСР. Сер. стратигр. і палеонтол. 1961. Вып. 35. 65 с.

27. *Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М., 1978. 168 с.

28. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела

Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1984. С. 3—15.

29. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 66—80.

30. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 75—101.

31. Практическое руководство по микрофауне. Радиолярии мезозоя. СПб., 1999. 272 с.

32. *Подобина В.М.* Меловая система. Верхний отдел. Западная Сибирь // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л., 1991. С. 192—199.

33. *Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск, 2000. 388 с.

34. *Субботина Н.Н.* Глобигериниды, ханткениниды и глобороталииды. Ископаемые фораминиферы СССР. Л.; М., 1953. 296 с.

35. *Субботина Н.Н.* Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 234. 455 с.

36. *Vandy O.* Cretaceous planktonic foraminiferal zonation // Micropaleontology. 1967. Vol. 13, N 1. P. 125—148.

37. *Baumgartner P.O.* and INTERRAD. Jurassic-Cretaceous Working Group. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys // Mem. Geol. Lausanne. 1995. N 23. P. 1—1172.

38. *Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F.* Benthic foraminiferid zonation in the Late Santonian-Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA) // Zentralblatt Geol. und Paläontol. 1998. T. 1, N 11/12. P. 1149—1169.

39. *Bolli H.M.* Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken // Eclogae geol. Helv. 1944. Bd 37, N 2. P. 45—78.

40. *Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B.W.I. // Bull. Amer. Palaeontol. 1959. Vol. 39. P. 257—277.

41. *Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // Buletin Informativo Asociacion Venezolana de Geologia, Minería y Petrolea. 1966. Vol. 9. P. 3—32.

42. *Bralower T.J., Leckie M.R., Sliter W.V., Thierstein H.R.* An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy // Geochronology Times Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ. 1995. N 54. P. 65—79.

43. *Brönnimann P.* Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad, B.W.I // Bull. Amer. Palaeontol. 1952. Vol. 34, N 140. P. 5—71.

44. *Brönnimann P., Brown N.K., Jr.* Observations on some planktonic Heterohelicidae from the Upper Cretaceous of Cuba // Contrib. Cushman Lab. Foraminiferal Res. 1953. Vol. 4. P. 150—156.

45. *Bukry D., Douglas R.G., Kling S.A., Krasheninnikov V.* Planktonic microfossil stratigraphy of the Northern Pacific Ocean // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1971. Vol. 6. P. 1253—1300.

46. *Caron M.* Cretaceous planktonic foraminifera from DSDP Leg 40, Southeastern Atlantic Ocean // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1978. Vol. 40. P. 651—678.

47. *Caron M.* Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy / Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Cambridge, 1985. P. 17—86.

48. *Carter E., Whalen P., Guex J.* Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia // Geol. Surv. Canada. Bull. 1998. N 496. 162 p.

49. *Cita M.* Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacica e sull' Eocene di Tignale (Lago di Garda) // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1948. Vol. 54, N 4. P. 143—168.

48. Cita M., Gartner S. Deep Sea Upper Cretaceous from the Western North Atlantic // Proc. II Planktonic Conference. Roma, 1970. 1971. N 7. P. 165—178.
49. Dalbierz F. The genus *Globotruncana* in Tunisia // Micropaleontology. 1955. Vol. 1. P. 161—171.
50. De Wever P., Dumitrica P., Caulet J.-P. et al. Radiolarians in the sedimentary record. Amsterdam, 2001. 533 p.
51. Douglas R.G. Cretaceous foraminifera from the North-western Pacific Ocean: Leg 6, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1971. Vol. 6. P. 1027—1053.
52. Douglas R.G., Rankin C. Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance // Lethaia. 1969. Vol. 2. P. 185—217.
53. Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in southern England // Bull. Inst. Royal Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 67—86.
54. Gandolfi R. Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacicidei Dintorni di Balerna (Canton Ticino) // Mem. Riv. Ital. Paleont. 1942. Vol. 48, N 4. P. 1—160.
55. Gandolfi R. The genus *Globotruncana* in northeastern Colombia // Bull. Amer. Paleontol. 1955. Vol. 36, N 155. P. 7—118.
56. Gandolfi R. Notes on some species of *Globotruncana* // Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1956. Vol. 8. P. 59—65.
57. Gorbachik T.N., Kopaeovich L.F. Biotic events of planktonic foraminifer evolution at the Early-Late Cretaceous boundary // EMMM congress. Austria. 2002. P. 23—25.
58. Gorican S., Carter E., Dumitrica P. et al. Catalogue and systematics of Pliensbachian, Toarcian and Aalenian radiolarian genera and species. Ljubljana, 2006. 446 p.
59. Hinte J.E. van. A *Globotruncana* zonation of the Senonian subseries // P. Bronnimann, H.P. Renz (eds.). Proc. I Intern. Conf. Plankt. Microfossils. 1969. Vol. 2. P. 257—266.
60. Hinte J.E. van. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zonation // Koninkl. Nederlandse Akad. Wetesch. Proc. Ser. B. 1972. Vol. 75. P. 1—8.
61. Keller G., Pardo A. Biostratigraphy and palaeoenvironments of the Cenomanian-Turonian stratotype section at Pueblo, Colorado // Marine Micropaleontology. 2004. Vol. 51. P. 95—128.
62. Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjeche Scholle). T. 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jb. 1977. N 38. P. 11—123.
63. Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal Genera and their Classification. N. Y., 1988. 970 p.
64. Nedgerbragt A.J. Biostratigraphy and paleoceanographic potential of the Cretaceous planktic foraminifera Heterohelicidae. Amsterdam, 1990. 204 p.
65. Pessagno E.A., Jr. The Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of south-central Puerto-Rico // Micropaleontology. 1962. Vol. 8, N 3. P. 349—368.
66. Pessagno E.A., Jr. Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain // Paleontol. Res. Inst. 1967. Vol. 5, N 37. P. 3—657.
67. Pessagno E.A., Jr. Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf Coast Area of Mexico, Texas, and Arkansas // Geol. Soc. Amer. Mem. 1969. Vol. 111. P. 1—139.
68. Premoli Silva I., Bolli H.M. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1973. Vol. 15. P. 499—547.
69. Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminifers from the Nauru Basin, Leg 61, Site 462, western equatorial Pacific // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1981. Vol. 61. P. 423—437.
70. Racki G., Cordey F. Radiolarian paleoecology and radiolarites: is the present the key to the past? // Earth-Sci. Rev. 2000. Vol. 52. P. 83—120.
71. Robaszynski F., Caron M. et EWGPF. Atlas de Foraminifères planctoniques du Cretace moyen (Mer Boreale et Tethys) // Cah. Micropaleontol. 1979. N 1—2. 185 p.
72. Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // Bull. Soc. Geol. France. 1995. Vol. 166, N 6. P. 681—692.
73. Robaszynski F., Caron M., Amedro F. et al. Le Cenomanien de la region de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): litho-biostratigraphie et interpretation sequentielle // Revue de Paleobiologie. 1994. Vol. 12, N 2. P. 351—505.
74. Robaszynski F., Caron M., Gonzalez-Donoso J.M., Wonders A.A.H. et EWGPF. Atlas of late Cretaceous globotruncanids // Rev. de Micropaleontol. 1984. Vol. 26. P. 145—305.
75. Schaaf A. Radiolaria from DSDP Leg 89 // Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1986. Vol. 89. P. 321—326.
76. Schoenfeld J. Zur Stratigraphie und Oekologie bentischer Foraminiferen im Schreieckkreide — Richtprofil von Laegerdorf/Holstein // Geol. Jb. 1990. Bd. A117. 139 p.
77. Sigal J. Essai sur l'etat actuel d'une zonation stratigraphique a l'aide des principales especes des Rosalines (Foraminifères) // Compt. Rend. Soc. Geol. France. 1967. N 2. P. 3—5.
78. Sliter W.V. Upper Cretaceous foraminifera from southern California and northwestern Baja California, Mexico // University of Kansas. Contributions in Paleontology. 1968. N 49. 141 p.
79. Sliter W.V. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section // J. Foraminiferal Res. 1989. Vol. 19, N 1. P. 1—19.
80. Smith Ch.C., Pessagno E.A., Jr. Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana formation (Maestrichtian) North-Central Texas // Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ. 1973. N 12. P. 1—68.

ROLE OF MICROPALAEONTOLOGY IN DETAIL STRATIGRAPHY (ON EXAMPLE OF FORAMINIFERS AND RADIOLIARIANS)

L.F. Kopaeovich, V.S. Vishnevskaya

The aim of the biostratigraphy is development of zonations with highest resolution that is important for interregional correlation. Radiolarians are known from all geological systems beginning from Cambrian. They successfully used for the dating of siliceous formations without other fossils and for long-distance correlations. To produce more detail radiolarian zonations we need pay attention to analysis of species diversity close to boundaries related with mass extinctions episodes, because fast divergence with origin of many short-lived species and aberrant forms take place during these moments. Other group of the protists is Foraminifera. This group is also perspective for development of detail stratigraphic scales. The morphofunctional changes in shell construction of planktic foraminifers are successfully used for more detail zonation close to Albian/Cenomanian, Maestrichtian/Danian boundaries. Benthic foraminifers are also important for correlation because fast changes of their assemblages especially in shallow-water basins.

УДК 563.12:551.782.2(571.66)

КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ПЛИОЦЕНА ОСТРОВА КАРАГИНСКОГО, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

С. И. Бордунов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 07.03.08

Изучение фораминифер плиоцена о-ва Карагинского позволило выделить 8 комплексов. Два комплекса выделены в нижней подсвите и четыре в верхней подсвите лимимтэваямской свиты, по одному комплексу — в усть-лимимтэваямской свите и тусатуваямских слоях. Их изменение подчинялось смене палеообстановок (трансгрессии моря, изменение гидродинамики водных масс). Состав комплексов указывает на накопление осадков в шельфовой зоне, а в конце раннего и начале среднего плиоцена — на внешнем шельфе или континентальном склоне. Выделенные комплексы фораминифер позволяют коррелировать толщи о-ва Карагинского и нижнего—верхнего плиоцена Северной Пацифики.

Разрез неогеновых отложений о. Карагинского является опорным для Восточной Камчатки [4, 5] (рис. 1). Толщи плиоценового возраста, представленные морскими осадками, вскрываются в береговых обрывах юго-западной части острова.

Важную роль в изучении плиоцена Карагинского разреза сыграли работы конца 1930-х гг. Д.С. Харкевича, выделившего свиты в неогеновых отложениях [12]. Исследования Ю.Б. Гладенкова, проводившиеся в 1960-е гг., позволили уточнить общее расчленение разреза, охарактеризовать его комплексами моллюсков и наметить корреляции с толщами сопредельных районов. Им было сделано послойное описание разреза, выделен ряд новых свит [4]. Созданная Ю.Б. Гладенковым стратиграфическая схема используется в настоящей работе.

Фораминиферы плиоцена о. Карагинского ранее изучались Р.Н. Гусевой [6]. Ею было выделено пять комплексов фораминифер и сделан вывод о, вероятно, плиоценовом возрасте отложений, а также о необходимости их дальнейшего изучения.

С целью дальнейшей детализации расчленения неогеновых отложений Карагинского разреза нами были изучены фораминиферы из отложений лимимтэваямской, усть-лимимтэваямской свит в опорном разрезе, расположенном вдоль юго-западного побережья острова, и тусатуваямских слоев в разрезе бухты Ложных Вестей (рис. 2). Из 230 образцов, отобранных с интервалом 1—5 м по мощности, только 29 проб, достаточно равномерно распределенных по разрезу, содержали раковины фораминифер. Остальные образцы оказались пустыми или содержали переотложенные формы олигоцен-миоценового возраста. Фораминиферы почти полностью представлены бентосными секретионными формами. Единичные планктонные фораминиферы отмечены лишь в трех образцах.

Для лабораторной обработки использовалась навеска породы весом в 100 г. Порода дезинтегрировалась при помощи гидросульфита натрия и затем отмывалась на сите с диаметром ячеек 0,05 мм. Отбор раковин фораминифер производился из высушенного осадка.

Изучение фораминифер плиоцена о. Карагинского позволило на основе качественного состава и количественных соотношений встреченных видов выделить 8 комплексов, соответствующих определенным интервалам разреза (рис. 3).

Лимимтэваямская свита

Нижняя подсвита. Толща 10

В интервале 0—60 м от подошвы свиты (слои 41—44 по Ю.Б. Гладенкову [4]; чередование прослоев и линз желтовато-серых разногальчных конгломератов и разнозернистых туфопесчаников) фораминиферы не обнаружены.

1. Комплекс с *Elphidiella pagaoi* и *E. oregonensis* (слои 45—50; туфопесчаники средне- и мелкозернистые, желтовато-серые, зеленовато-серые, иногда с рассеянной галькой и гравием). Характерно массовое развитие *E. oregonensis* (Cushman et Grant). В состав комплекса входят пять видов, все впервые появляются на данном уровне. Комплекс образован из мелководных бореально-арктических видов, имеющих важное коррелятивное значение для морских плиоценовых толщ и широко распространенных на Сахалине, Западной Камчатке и Аляске [1, 9, 15, 16]. Доминируют представители рода *Elphidiella*.

2. Комплекс с *Elphidiella arctica* и *Cibicides rotundatus* (слои 51—53; туфопесчаники зеленовато-серые, крупнозернистые, с рассеянной галькой). Комплекс состоит из 10 видов — 8 вновь появившихся и 2 исчезающих в данных слоях. Преобладают *Elphidiella hanaï* (Cushman et Grant) и *Cibicides rotundatus* Schedrina.

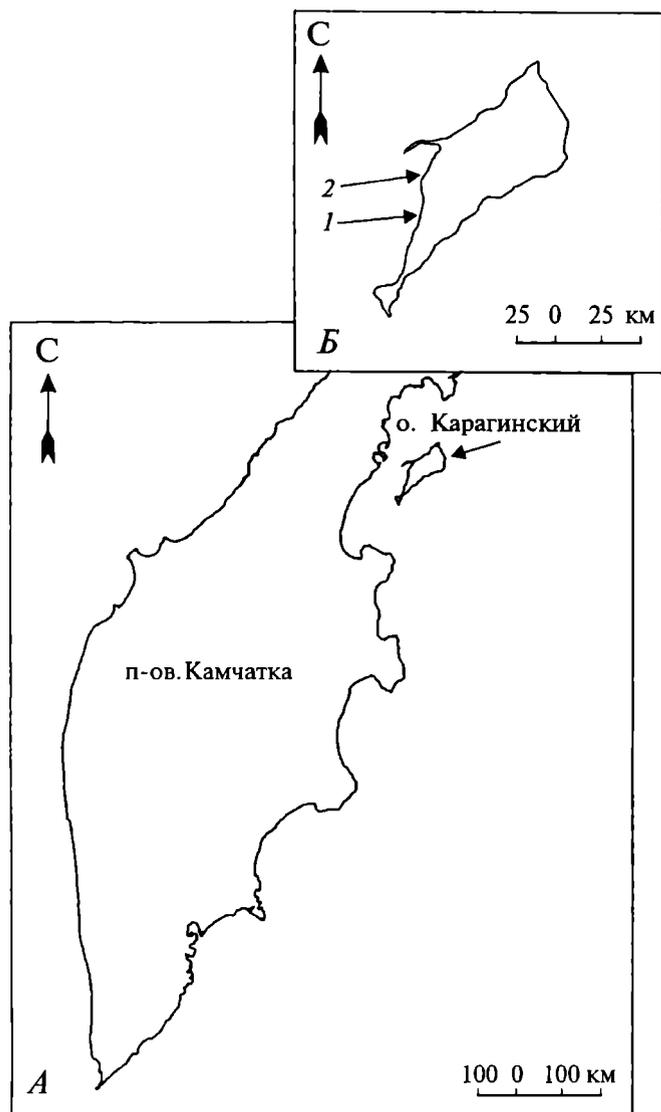


Рис. 1. Обзорная карта
1 — опорный разрез п-ова Карагинского; 2 — разрез бухты Ложных Вестей

Впервые в разрезе отмечены бореально-арктические виды *Elphidiella arctica* (Parker et Jones) и *Criboelphidium subarcticum* (Cushman). Состав комплекса, представленного относительно мелководными видами, хорошо согласуется с типом вмещающих осадков.

Верхняя подсвита. Толща 11

3. Комплекс с *Criboelphidium vulgare* и *Islandiella laticamerata* (слой 54; туфодиатомиты ополоквидные, желтовато-серые, при высыхании выбеливающиеся, с примесью песчаного материала). В состав комплекса фораминифер входят 11 видов — 10 появляющихся и 1 транзитный. В массовом количестве встречаются *Islandiella laticamerata* (Voloshinova), *Retroelphidium subclavatum* (Gudina). Характерно высокое видовое разнообразие элфидиид, а также появление относительно глубоководных форм. Основу комплекса составляют бореальные и бореально-арктические виды, многие из которых обитают на глубине 50—150 м [8, 11]. Практически все виды встречаются и выше по разрезу.

4. Комплекс с *Cassidulina laevigata* и *Nonionella globosa* (слой 55; туфодиатомиты мелкощебенчатые с примесью песчаного материала). Характеризуется богатым набором фораминифер, который состоит из 22 видов — 12 появляющихся и 10 транзитных. Преобладает *Islandiella laticamerata*. Менее многочисленны раковины *Nonionella globosa* Ishiwada, *Bolivina pseudopunctata* Høglund, а также формы родов *Buccella*, *Islandiella*, семейства Elphidiidae. Встречаются единичные планктонные фораминиферы *Globigerina woodi* Jenkins.

Толщи 11 — 12

5. Комплекс с *Islandiella japonica* и *Bolivina pseudopunctata* (слои 56—59 толщи 11 и слои 60, 61 толщи 12; чередование светлых глинистых диатомитов и их песчаных разностей темно-серой окраски, с галькой и гравием). Для комплекса характерно большое видовое разнообразие. Он состоит из 36 видов — 16 транзитных и 20 появляющихся; 20 видов выше по разрезу больше не встречаются. Преобладают *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) и *Retroelphidium subclavatum* (Gudina). Часто встречаются *Islandiella laticamerata*, *Nonionella globosa*, *Bolivina pseudopunctata*. Отмечены также единичные представители планктонных фораминифер *Globigerina falconensis* Blow и *Globigerina* sp. Впервые появляются *Epistominella pulchella* Husezima et Maruhasi, *Criboelphidium goesi* Schedrina, *Buccella inusitata* Andersen, *Trifarina kokozuraensis* (Asano). Комплекс характеризуется постоянным присутствием сравнительно глубоководных видов, для которых обычны глубины обитания 150—500 м [8, 11].

Толща 12

6. Комплекс с *Retroelphidium hughesi* и *Epistominella pulchella* (слои 62—67; туфодиатомиты зеленовато-серые, часто с обильной примесью песчаного материала, с рассеянной галькой). Комплекс фораминифер образован из 29 видов — 9 появляющихся, 12 транзитных и 8 исчезающих. Преобладают представители рода *Buccella* — *B. citronea* Leonenko, *B. pseudofrigida* Leonenko, *B. hannai arctica* Voloshinova. Так же многочисленны *Retroelphidium subclavatum*, *R. hughesi* (Cushman et Grant), *Epistominella pulchella*, *Criboelphidium goesi* Schedrina. В целом в комплексе заметное место занимают виды, широко распространенные в Северо-Западной Пацифике в четвертичное время [13]. Доминируют мелководные формы, однако наряду с ними часто присутствуют сравнительно глубоководные виды. В некоторых образцах встречены единичные батинальные *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll). Отмечена единичная планктонная форма *Globigerina uvula* Ehrenberg.

Для низов лимимтэвямской свиты (толща 10) характерны мелководные комплексы фораминифер, в которых преобладают представители рода *Elphidiella*. Большинство видов в наши дни и в четвертичное время не встречаются севернее Берингова моря [11, 13]. В период формирования 11-й толщи этой свиты

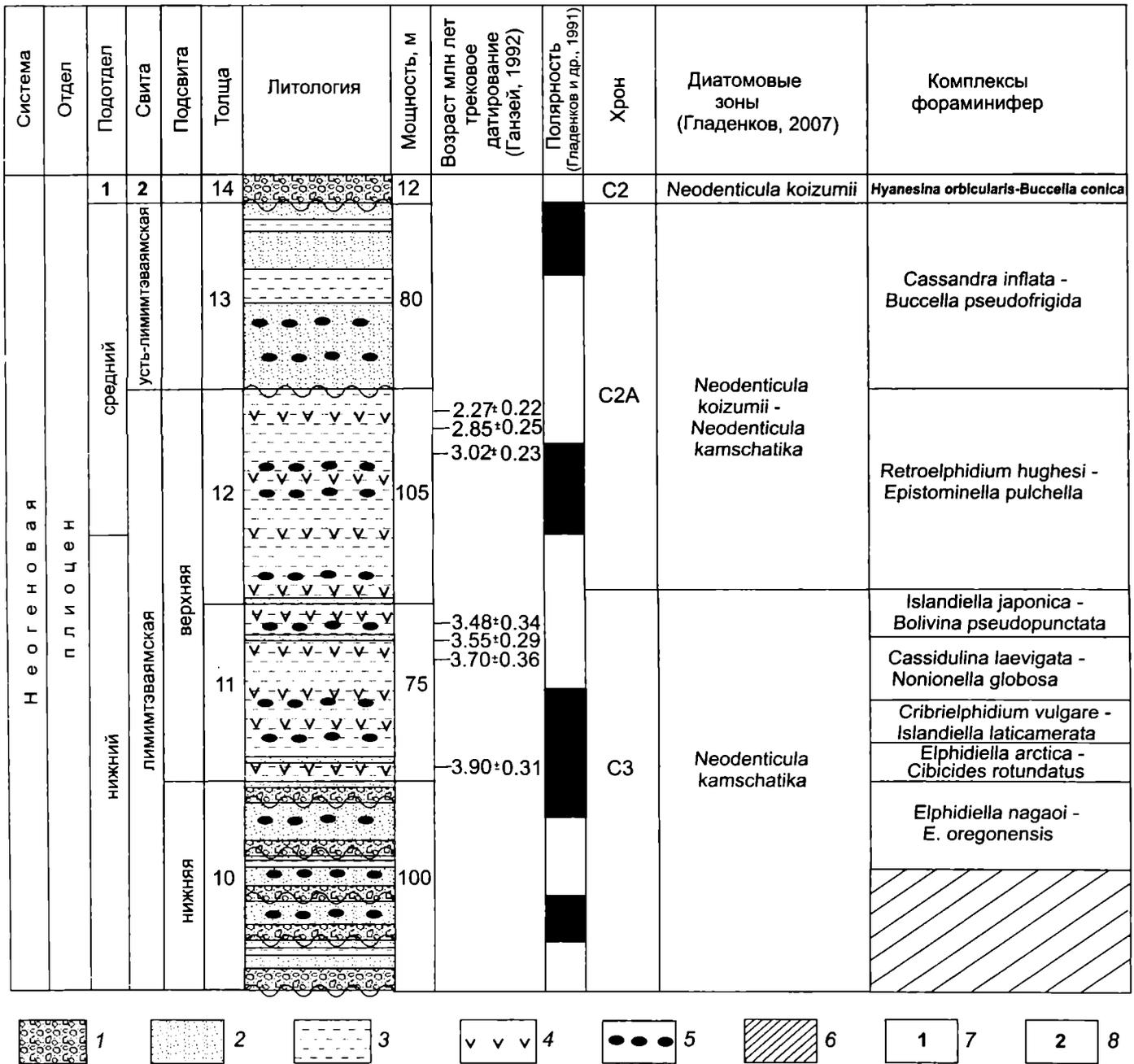


Рис. 2. Распределение фораминифер в разрезе плиоцена о. Карагинского:

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники и туфопесчаники; 3 — туфоалевролиты и туфодиадомиты; 4 — прослои пепла; 5 — карбонатные конкреции; 6 — фораминиферы отсутствуют; 7 — верхний подотдел; 8 — туставаямские слои

происходило становление фораминиферовой фауны, ядро которой составляет основу плиоцен-четвертичной бентосной микрофауны бореальной и бореально-арктической областей северо-западной части Тихого океана.

На формирование комплексов значительно влияли миграции, обусловленные различными факторами: изменением климата, разрушением физических барьеров, изменением морских течений вдоль обрамления северо-восточной части Азиатского материка, трансгрессиями моря [3, 14, 16]. Все это отразилось на составе комплексов фораминифер, в которых широкое распространение получили сравнительно глу-

боководные виды. В нескольких образцах отмечены редкие планктонные фораминиферы, имеющие стратиграфическое распространение с миоцена, что не позволяет уточнить возраст. Однако, учитывая их современное распространение в достаточно теплых водах, можно говорить о более тепловодной, чем ныне, обстановке времени формирования толщи. Широкое развитие получают виды, известные из плиоценовых отложений Сахалина и Японии [1, 15]. Комплексы лимимтэваямской свиты сходны с комплексами верхненутовского подгоризонта Северного Сахалина, нижней части маруямского горизонта Центрального и Южного Сахалина, матитукской

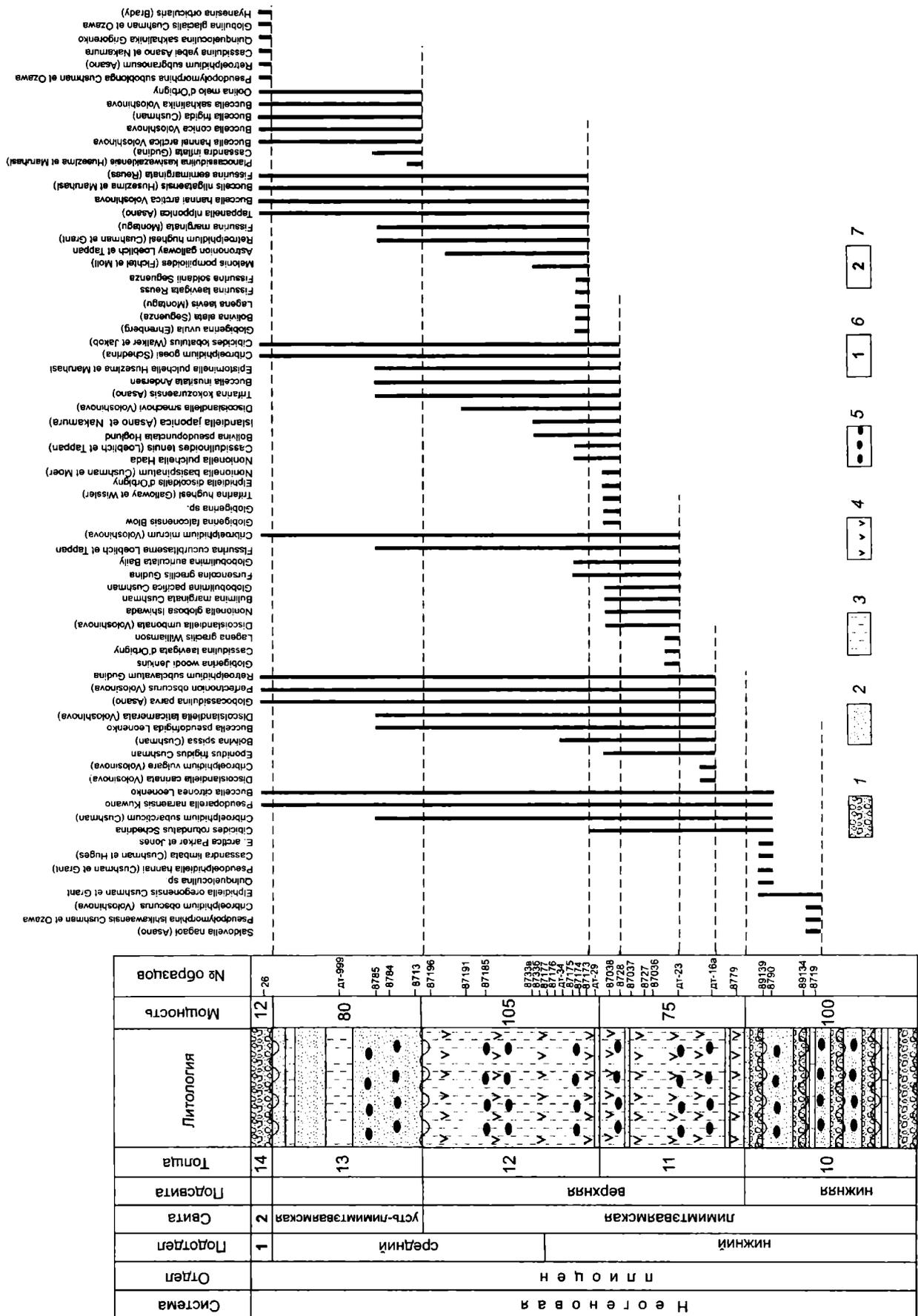


Рис. 3. Комплексы фораминифер плиоцена о. Карагинского:

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники и туфопесчаники; 3 — туфоалевролиты и туфодиадомиты; 4 — прослои пепла; 5 — карбонатные конкреции; 6 — верхний подотдел; 7 — тусатувямские слои

свиты п-ова Шмидта, энемтемского горизонта (нижний плиоцен) Западной Камчатки [7, 9, 10].

Усть-лимимтэваямская свита. Толща 13

7. Комплекс с *Cassandra inflata* и *Buccella pseudofrigida* (слои 68—74; туфопесчаники среднезернистые, серые, зеленовато-серые, с рассеянной галькой). В составе комплекса 20 видов — 7 появляющихся, 4 транзитных и 9 исчезающих. Преобладают *Buccella pseudofrigida*. Характерно появление новых видов: *Buccella conica* Voloshinova, *B. sakhalinica* Voloshinova, *Cassandra inflata* (Gudina), *Planocassidulina kaziwazakiensis* (Husezima et Maruhasi), которые встречаются и в четвертичных отложениях северобореальных областей [13]. Встречающиеся в значительных количествах *Buccella citronea*, *B. pseudofrigida*, *B. hannai arctica* отличаются мелкими размерами. Наряду с бореально-арктическими формами распространены бореальные виды, отсутствующие в настоящее время в высоких широтах. Комплекс фораминифер существенно более мелководен, чем предыдущий. Появляющаяся группа новых видов позволяет сопоставить эти слои с помырским горизонтом Северного Сахалина и верхней частью маруянского горизонта Центрального и Южного Сахалина [1, 7].

Тусатуваямские слои. Толща 14

8. Комплекс с *Hyanesina orbicularis* и *Buccella conica* (разногальчатые конгломераты и гравелиты). В составе комплекса 21 вид. Появляющихся 7 видов. Преобладают *Retroelphidium subclavatum*, *Perfectonion obscurum* (Voloshinova), *Buccella citronea*. Встречается множество *Buccella conica*, *B. sakhalinica*. Характерно появление группы видов, широко распространенных в четвертичных отложениях бореальных и бореально-

арктических районов: *Hyanesina orbicularis* (Brady), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Cassidulina yabei* Asano, *Oolina melo* (d'Orbigny), *Retroelphidium subgranosum* (Asano) и др. [13, 14]. В то же время в комплексе присутствуют виды, имеющие широкое распространение в отложениях плиоценового возраста Сахалина и Японии. К ним относятся *Pseudopolymorphina suboblonga* (Cushman et Ozawa), *Criboelphidium micrum* (Voloshinova), *Perfectonion obscurum* и др. [1, 14]. Большинство встреченных форм входит в основное ядро современной бореально-арктической ассоциации бентосных фораминифер [8, 11]. В целом комплекс имеет достаточно мелководный облик. Состав изученных фораминифер позволяет сопоставить вмещающие слои с морскими верхнеплиоценовыми толщами охотоморского и берингоморского побережья России и Аляски [1, 7, 9, 15, 16].

Анализ распределения комплексов фораминифер в разрезе о. Карагинского показывает, что их изменение подчинялось смене палеообстановок (трансгрессии моря, изменение гидродинамики водных масс). Видовой состав комплексов свидетельствует о накоплении осадков в шельфовой зоне, а в конце раннего и начале среднего плиоцена — на внешнем шельфе или континентальном склоне.

Данные по палеомагнитному и трековому датированию, диатомовым водорослям, моллюскам из лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, тусатуваямских слоев указывают на формирование отложений с раннего по поздний плиоцен [2, 3, 5]. Выделенные комплексы фораминифер содержат формы, характерные для нижнего—верхнего плиоцена Северной Пацифики, что позволило наряду с другими методами датировать свиты и сопоставить с ними толщи о. Карагинского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 284. 302 с.
2. Ганзей С.С. Трековый метод в датировании неогеновых толщ Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 2. С. 142—145.
3. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям) // Тр. Геол. ин-та РАН. 2007. Вып. 571. 293 с.
4. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки (вопросы био-стратиграфии и палеоэкологии) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 214. 1972. 251 с.
5. Гладенков Ю.Б., Баринев К.Б., Басилян А.Э. Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 79—86.
6. Гусева Р.Н. Фораминиферы вулканогенно-осадочных плиоценовых отложений о-ва Карагинского // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки: Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР. 1966. Вып. 23. С. 99—104.
7. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. 1998. 147 с.
8. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М., 1975. 875 с.
9. Серова М.Я. Фораминиферы и стратиграфия неогена Камчатки // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1978. Вып. 323. 142 с.
10. Синельникова В.Н., Серова М.Я., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. Развитие комплексов фауны и флоры в неогене Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 1. С. 130—138.
11. Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1979. Вып. 387. 398 с.
12. Харкевич Д.С. Геология и петрография Северной Камчатки и о. Карагинского // Тр. Комплексной Камчатской экспедиции 1936—1937 гг. М., 1941. С. 3—32.

13. *Хорева И.М.* Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1988. Вып. 389. 103 с.

14. *Hasegawa S.* Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. Geology. 1979. Vol. 49, N 2. P. 89—163.

15. *Hopkins D.M., Rowland R.W., Echols R.E., Valentine P.C.* An Anvilian (early Pleistocene) marine fauna from western Se-

ward Peninsula, Alaska // Quaternary Research. 1974. Vol. 4, N 4. P. 441—470.

16. *Lagoe M.B.* Neogene paleoclimate of the Gulf of Alaska and regional correlations to the Bering Sea region // 1992 Proceedings International Conference on the Arctic Margins. Anchorage, Alaska, 1994. P. 345—350.

PLIOCENE FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES OF KARAGINSKY ISLAND, EASTERN KAMCHATKA

S.I. Bordunov

The Neogene sequence of the Karaginsky Island is reference for Eastern Kamchatka. Pliocene marine units outcrop in cliffs along the southwestern coast of the island. Several assemblages of benthic foraminifers are distinguished in the section. Two assemblages correspond with lower member of the Limimtevayam Formation and 4 ones with upper member. One assemblage is in Ust-Limimtevayam Formation and one in Tusatuvayam Beds. Changes of benthic foraminiferal assemblages reflect paleoenvironmental evolution. Dominance of shallow-water species is evidence of shelf setting. Outer slope and slope settings are reconstructed for Middle Pliocene. Foraminiferal assemblages allow correlation of the Karaginsky succession with Pliocene of other regions of the North Pacific.

УДК 551.763.12 (470.43)

ПАЛЕОПРОЛИВЫ, ИХ ОСОБЕННОСТИ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

Е. Ю. Барабошкин

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова

Поступила в редакцию 24.03.08

Палеопроливы играли важнейшую роль в распределении течений, перемещении водных масс и миграциях биоты. Их изучение несет не только важнейшую палеогеографическую информацию, но и непосредственным образом связано с биостратиграфическими построениями. Рассматриваются основные свойства проливов, их влияние на миграции биоты и формирование ареалов, и реализация этих свойств в биостратиграфических шкалах.

Проливы являются одним из важнейших элементов Мирового океана. Они соединяют между собой морские бассейны и в то же время разделяют континентальные массивы и острова; именно с их помощью осуществляется водообмен между различными бассейнами, а также миграция морской биоты. Учение о проливах, заложенное Н.Н.Зубовым [28], помогает лучше понять их особенности как в настоящее время, так и в прошлом.

Под проливами понимаются водные пространства, разделяющие участки суши и соединяющие бассейны с *различными водными массами* [12]. Аналогично понимаются и палеопроливы, но применительно к прошлым эпохам.

Терминология и характеристика некоторых палеопроливов Северного полушария приведены в работах [8, 9, 12]. В настоящей статье рассматривается значение палеопроливов для стратиграфии.

Основные свойства палеопроливов, влияющие на стратиграфические построения, связаны с типом и вектором перемещения водных масс, включая все их население, режимом течений, особенностями формирования ареалов распространения живых организмов (главным образом на планктонной стадии), ориентировкой проливов (широтная или долготная), продолжительностью их существования и размерами (в первую очередь глубиной). Кратко рассмотрим их.

Водные массы

Понятие водных масс (ВМ) имеет важнейшее значение для определения проливов, поскольку позволяет отойти от их простого *морфологического* понимания. Действительно, именно свойства ВМ контролируют распределение организмов (в особенности планктонных [14, 17]), локальный и региональный климат [48], в значительной мере — тип седиментогенеза [32] и во многом определяют гидрологию самих проливов [4]. Это существенное дополнение ограничивает использование термина “пролив” и отделяет его от морфологически близких водных соединений, не оказывающих значительного влияния на процессы

в морях и океанах. Применительно к палеопроливам именно связь организмов с определенными ВМ зачастую и позволяет установить сам факт существования палеопроливов.

Под водными массами понимаются большие объемы воды, занимающие обширные акватории и обладающие специфическими, только им присущими квазистационарными свойствами, приобретенными в определенных районах и *сохраненными при перемещении за пределы области своего формирования* даже после значительной трансформации, происходящей в результате смешения с водами других типов [43]. Основные характеристики ВМ определяются их температурой, химизмом и соленостью, гидродинамикой, аэрируемостью, обилием пищевых ресурсов, составом биоты и некоторыми другими параметрами. Границы соприкосновения ВМ могут быть как постепенными, так и крайне резкими, представляющими собой непреодолимые географические барьеры для стенобионтных организмов [14]. Н.Н. Зубов [28] приводит удивительный пример, когда к югу от Ньюфаундленда, где соприкасаются теплые соленые воды Гольфстрима и холодные опресненные воды Лабрадорского течения, градиент температур поверхностных вод, измеренных с носа и кормы корабля, достигал 12°(!).

Большинство водных организмов приурочено к определенным ВМ, о чем свидетельствуют данные биогеографии [14, 17, 27, 29] и палеобиогеографии. Расселение водных организмов также происходит при помощи ВМ. Активные миграции могут осуществляться независимо от типа ВМ; они свойственны nektonным организмам, значительно реже — бентосным [30]. При активных миграциях некоторые организмы не только перемещаются на значительные расстояния, но и пересекают границы многих типов ВМ (например, кальмары [39]).

Пассивные миграции характерны для планктонных организмов, а также для бентосных, поскольку многие из них (до 70%) имеют планктонную личинку [14, 17, 29], в меньшей мере для nektonных. При этом

планктон (включая личинок) более тесно связан с ВМ, так как ВМ, собственно, и представляют собой среду их обитания [14, 17]. Отсюда следует, что характер перемещения ВМ определяет расселение планктона, а также многочисленных организмов, имеющих планктонную стадию развития.

Течения

Важнейшей характеристикой проливов является их гидрология. Согласно существующей классификации [4], выделяются проливы, в которых: 1) на разных уровнях существуют противонаправленные течения и водообмен совершается в вертикальных плоскостях; 2) противонаправленные течения существуют на одном уровне и водообмен совершается в горизонтальных плоскостях; 3) генерируются интенсивные приливные течения; и 4) имеется дрейфовое устойчивое или неустойчивое течение. Как отмечают авторы классификации, она условна, так как режим течений изменчив, зависит от степени взаимодействия процессов в проливе, подверженной колебаниям; схема течений по разным причинам часто искажается или имеет сезонный характер.

Применительно к палеопротинам судить гидрологии весьма затруднительно в силу особенностей фактического материала — неполноты геологической летописи и огромного временного охвата палеогеографических реконструкций, несопоставимого даже с четвертичным временем. Тем не менее существует несколько возможностей получить информацию о системе древних течений.

О направлении донных течений позволяет судить исследование ископаемых донных форм (рябь, мегарябь и т.д.) или их текстур. К сожалению, эти знаки характеризуют направление течений только в периоды аккумуляции осадков и почти ничего не говорят о моментах ненакопления или эрозии. Изучение комплексов бентосных организмов также может помочь реконструировать направленность донных течений, но может характеризовать и перенос личинок с поверхностными ВМ, и их оседание на подходящий субстрат. Комплексы планктонных и полупланктонных (т.е. тех, кто большую часть жизни ведет планктонный образ жизни, но на каких-то стадиях существует как нектон) организмов позволяют судить о направлении течения поверхностных ВМ. Принадлежность планктонных (полупланктонных) и бентосных ископаемых организмов к различным ВМ в одной и той же толще дает возможность предполагать наличие противонаправленных течений.

Движение поверхностных ВМ связано с вращением Земли, циркуляцией атмосферы и другими явлениями, и подчиняется определенным закономерностям [4, 28, 43, 61]. Оно направлено по часовой стрелке вдоль контуров континентов в Северном полушарии, а против часовой — в Южном, и распространяется от зон высокого атмосферного давления к зонам низкого давления. С глубиной вектор течения

начинает отклоняться (правило Экмана), поэтому глубоководные течения ориентированы иначе, чем поверхностные. Зоны высокого и низкого давления также перемещались в пространстве в связи с изменениями климата [19, 34]. Учет этих факторов позволяет во многих случаях объяснить специфику распределения биоты [12].

Существенный отпечаток на направление течений и состав биоты может накладывать глубина проливов: в мелководных проливах “отсекается” миграция глубоководного планктона [17], нектона и некоторых других групп [31, 39], хотя при определенном направлении ветра могут быть созданы условия подъема глубинных ВМ и их перемещения через пролив (например, при сгонных северо-восточных ветрах в Босфоре [18]).

Таким образом, очевидно, что характер течений в проливах может не только определять направленность расселения морской биоты, но и избирательно контролировать распространение отдельных групп.

На практике наиболее часто удается выявить моменты наиболее продолжительного перемещения поверхностных ВМ в одном направлении. Они получили название “трансгрессий” (бореальных, тетических или любых других в зависимости от типа перемещаемых ВМ [7–9]). В этом случае в одном ископаемом комплексе устойчиво присутствуют “чужеродные”, или “аномальные”, представители из других палеогеографических провинций (например, фораминиферы [13], двустворки, аммониты [8, 9]). Их количество напрямую зависит от степени открытости палеопротина и длительности его существования. В силу того, что отдельные ортостратиграфические группы при этом получают весьма широкое географическое распространение, именно их удобно использовать в качестве видов-индексов биостратиграфических шкал. Это позволяет достичь несколько целей: 1) такие виды-индексы становятся более универсальными, поскольку встречаются на большой территории; 2) они являются хорошими корреляционными реперами, поскольку позволяют напрямую сопоставлять биостратиграфические последовательности различных палеогеографических провинций (областей и т.д.); 3) их наличие в биостратиграфических схемах одновременно указывает на важные палеогеографические события. Недостатком зон, основанных на таких формах, так же как и любых биостратиграфических подразделений, является диахронность их границ, порой весьма значительная [3, 22]. Поэтому их временной объем будет неодинаков в различных местах.

Время открытия и существования проливов

Открытие и закрытие проливов может быть связано с различными геологическими явлениями и иметь совершенно разный охват времени.

В общем случае открытие глубоководных (океанических) проливов определяется тектоническими

факторами. Одним из наиболее известных примеров такого рода является раскрытие Атлантического океана, когда между Южной Америкой и Африкой возникла система проливов, по которой начались активный обмен биотами Северного и Южного полушарий и формирование транспоясных долготных фаунистических ареалов [53]. Подобные события занимают десятки и даже сотни миллионов лет.

Пример тектонического закрытия глубоководных проливов связан с Палеогибралтаром и “мессинским кризисом”. Его продолжительность оценивается примерно в полмиллиона лет [47].

Открытие и закрытие мелководных проливов происходит чаще и обычно вызвано иными причинами — колебаниями уровня Мирового океана (тектонический фактор здесь, естественно, также возможен). Например, открытие Берингийского пролива происходило как минимум дважды за последние 125 тыс. лет в связи с чередованием ледниковых и межледниковых. Его глубина и гидрология при этом менялись, что сказалось на миграции биоты и видообразовании [39].

Для Каспийского пролива на рубеже баррем/апт (ранний мел) также удалось оценить время его открытия [22]. Выяснилось, что оно составляет несколько сотен тысяч лет (несколько меньше миллиона), отвечает времени миграции аммонитов *Deshayesites* с северной периферии океана Тетис в бассейн Русской плиты и сопоставимо с длительностью аммонитовых зон. На этом примере ярко видна непригодность биостратиграфического метода для прослеживания глобальных стратиграфических границ [3]: когда в бассейне Тетис начался “апт” (до открытия пролива и миграции *Deshayesites*), на Русской плите еще продолжался “баррем”.

Палеоареалы

Основой био- и палеобиогеографического районирования является ареал. Ареал — это акватория (территория), на которой был распространен и проходил полный цикл своего развития представитель вида, рода или другого таксона [14, 17, 20, 23]. Ареал объединяет несколько областей [14]. *Основу ареала* составляет область (несколько областей), в которой популяции могут существовать сколь угодно долго в стабильных условиях среды. *Репродуктивная область* — область, где организмы способны к размножению. *Область нестерильного выселения* — часть репродуктивного ареала, поддерживаемая и длительно существующая за счет непрерывного поступления особей из основы ареала. По мнению К.В. Беклемишева [14], эта область существует только у планктонных организмов. *Область стерильного выселения* — районы, где организмы не могут пройти полный жизненный цикл или где размножение не компенсирует смертности. Согласно некоторым авторам, последние должны быть исключены из ареала [14, 39].

Понятие *палеоареала* содержательно отличается от ареала. Применительно к ископаемым организмам палеоареал включает его основу(ы), всю репродуктивную область, а также область стерильного выселения, поскольку отличить ее, скажем, от области нестерильного выселения представляется исключительно сложной или не решаемой задачей. Для некоторых ископаемых объектов в понятие палеоареала по той же причине приходится добавить область посмертного (некропланктонного, дрейфового) переноса (подобно современному наutilusу, сепии или спирале [39]). Подобные области, безусловно, важные для корреляции, искажают представление об истинном ареале ископаемых организмов и зависят от ориентировки системы течений.

Ареалы имеют различную пространственную конфигурацию [29]. Рассмотрим это на примере раннемеловых аммонитов — группы, распространявшейся пассивно посредством планктонной стадии развития. Их палеоареалы в первом приближении можно разделить на несколько типов [7].

1. *Сплошные зональные и интразональные палеоареалы* имело подавляющее число неритических аммонитов. Их границы связаны с определенным типом ВМ и географическими барьерами, либо (для глубоководных неритических) с батиметрией бассейнов в пределах одного или нескольких палеобиогеографических поясов. Во многих случаях из-за неполноты сведений о распространении таксонов (пробелы в геологической летописи, размывы, закрытость территории и др.) сплошные палеоареалы принимаются таковыми со значительной долей условности. Такой тип палеоареалов важен при широтной биостратиграфической корреляции, но в отдельных случаях (интразональные палеоареалы) используется и при долготной корреляции, будучи непосредственно связан с действием палеопроевлов.

Сплошные палеоареалы могут быть *одно- и биполярными*, встречаясь по разные стороны от палеоэкватора в разных полушариях. Примеры первого и второго — распространение раннеаптских мономорфных *Deshayesites* (Западная Евразия — Север Африки [15]) и гетероморфных *Lithancylus* (Евразия, Южная Америка — Южная Африка — Австралия [36]). Весьма вероятно, что биполярные палеоареалы возникали вследствие климатических колебаний [2, 27, 39], либо эвстатических колебаний уровня моря, либо тех и других. Биполярные палеоареалы имеют важное значение для межпоясной биостратиграфической корреляции разных полушарий.

Особым, почти исключительным случаем является *транспоясной (мультизональный) сплошной палеоареал*. Он не подчиняется поясной зональности климата и связан с быстрым распространением единичных родов и видов через систему транспоясных долготных проливов. Ярким примером подобных палеоареалов является раннетуронский *Borissiakoceras* (Южная Африка — Южная Америка — Западный Внутренний бассейн Северной Америки — Север Си-

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ЗОНАЛЬНЫЙ СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ [58]		ГОРНЫЙ КРЫМ ([12] с изменениями)	ГРУЗИЯ ([44] с изменениями)	СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ		РУССКАЯ ПЛИТА	Сибирь (Барабошкин, данная работа)			
		ЗОНА, ПОДЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ	ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ	ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ	ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ	ЗОНА, ПОДЗОНА	ЗОНА, ПОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ			
БАРЕМСКИЙ	НИЖНИЙ	<i>Moutoniceras moutonianum</i>		Holocodiscus callaudianus	Holocodiscus callaudianus	Holocodiscus callaudianus *	Montoniceras moutonianum **	<i>Aulacoteuthis descendens</i>		КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		
		<i>Kotetishvilia compressissima</i>			<i>Kotetishvilia compressissima</i>	?		<i>Praeoxyteuthis pugio</i>				
		<i>Kotetishvilia nicklesi</i>		Niklesia pulchella			<i>Praeoxyteuthis jasicofiana</i>					
		Avramidiscus hugli		Taveraediscus hugli	Avramidiscus hugli		<i>Praeoxyteuthis hibolitiformis</i>					
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Pseudothurmannia ohmi	<i>Pseudothurmannia picteti</i>	Pseudothurmannia ohmi	Pseudothurmannia mortilleti	Craspedodiscus discofalcatus		<i>discofalcatus</i>	<i>Craspedodiscus discofalcatus</i>	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		
			<i>Pseudothurmannia catulloi</i>		<i>Craspedodiscus discofalcatus</i>				<i>Simbirskites umbonatus</i>			
			<i>Pseudothurmannia ohmi</i>		<i>Craspedodiscus discofalcatus</i>				<i>Simbirskites pseudobarboti</i>			
		Balearites balearis		<i>Milanowskia speetonensis</i>	<i>Milanowskia speetonensis</i>	Milanowskia speetonensis	<i>Milanowskia speetonensis</i>	<i>Milanowskia speetonensis</i>				
		Plesjospitidiscus ligatus		<i>Speetonicerases inversum</i>	<i>Speetonicerases inversum</i>	Speetonicerases inversum	<i>versicolor</i>	<i>Simbirskites pavlovae</i>	<i>Speetonicerases inversum</i>			
		Subaynella sayni		<i>Crioceratites duvali</i>	<i>Simbirskites versicolor</i>			<i>Simbirskites coronatiformis</i>	<i>Simbirskites versicolor</i>		?	
	<i>Crioceratites nolani</i>				<i>Simbirskites versicolor</i>							
	НИЖНИЙ	Lyticoceras nodosoplicatum		<i>Theodorites theodori</i>	Lyticoceras nodosoplicatum	Crioceratites nolani		<i>Gorodzovia mosquitini</i>			ПЕРЕРЫВ?	
		Crioceratites loryi	<i>Olcostephanus jeannoti</i>	? <i>Crioceratites loryi</i>				<i>Pavlovites polyptychoides</i>				
			<i>Crioceratites loryi</i>									
Acanthodiscus radiatus		Leopoldia desmoceroides	? Acanthodiscus radiatus	Acanthodiscus radiatus	СЛОИ С <i>Buchia sublaevis</i>		СЛОИ С <i>Buchia sublaevis</i>					
ВАЛАНЖИНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Criosarasinella furcillata	Teschenites callidiscus	Elenicerases tauricum	СЛОИ Neocomites neocomiensis		ПЕРЕРЫВ		<i>Homolomites bolarkensis</i>			
			<i>Teschenites callidiscus</i>				<i>Prodichotomites ivanovi</i>	?				
		Vahrleideites peregrinus	<i>Criosarasinella furcillata</i>	Himantoceras trinodosum					?		<i>Dichotomites bidichotomus</i>	<i>Neocraspedites kotschekovi</i>
			<i>Olcostephanus nicklesi</i>				<i>Neohoploceras submartini</i>	? <i>Vahrleideites peregrinus</i>				<i>Dichotomites bidichotomus</i>
		Saynoceras verrucosum	<i>Vahrleideites peregrinus</i>	?								<i>Polyptychites polyptychus</i>
			Karakasch. pronecostatum									
<i>Saynoceras verrucosum</i>												

Рис. 1. Корреляция биостратиграфических схем нижнего мела Сибири, Русской плиты, Северного Кавказа, Грузии, Горного Крыма и зонального стандарта Средиземноморского и пояса. Отмечены зоны для западной (*) и восточной (**) частей Северного Кавказа. Жирным шрифтом выделены зоны, установленные по видам-индексам тетических ВМ; жирным курсивом — по видам-индексам субтетических ВМ (преимущественно Крымско-Кавказские); курсивом — по видам-индексам субтетических ВМ (преимущественно Прикаспийские); обычным — по видам-индексам суббореальных ВМ (преимущественно европейские); подчеркнутым курсивом — по видам-индексам суббореальных ВМ (преимущественно Русской плиты); подчеркнутым — по видам-индексам бореальных ВМ.

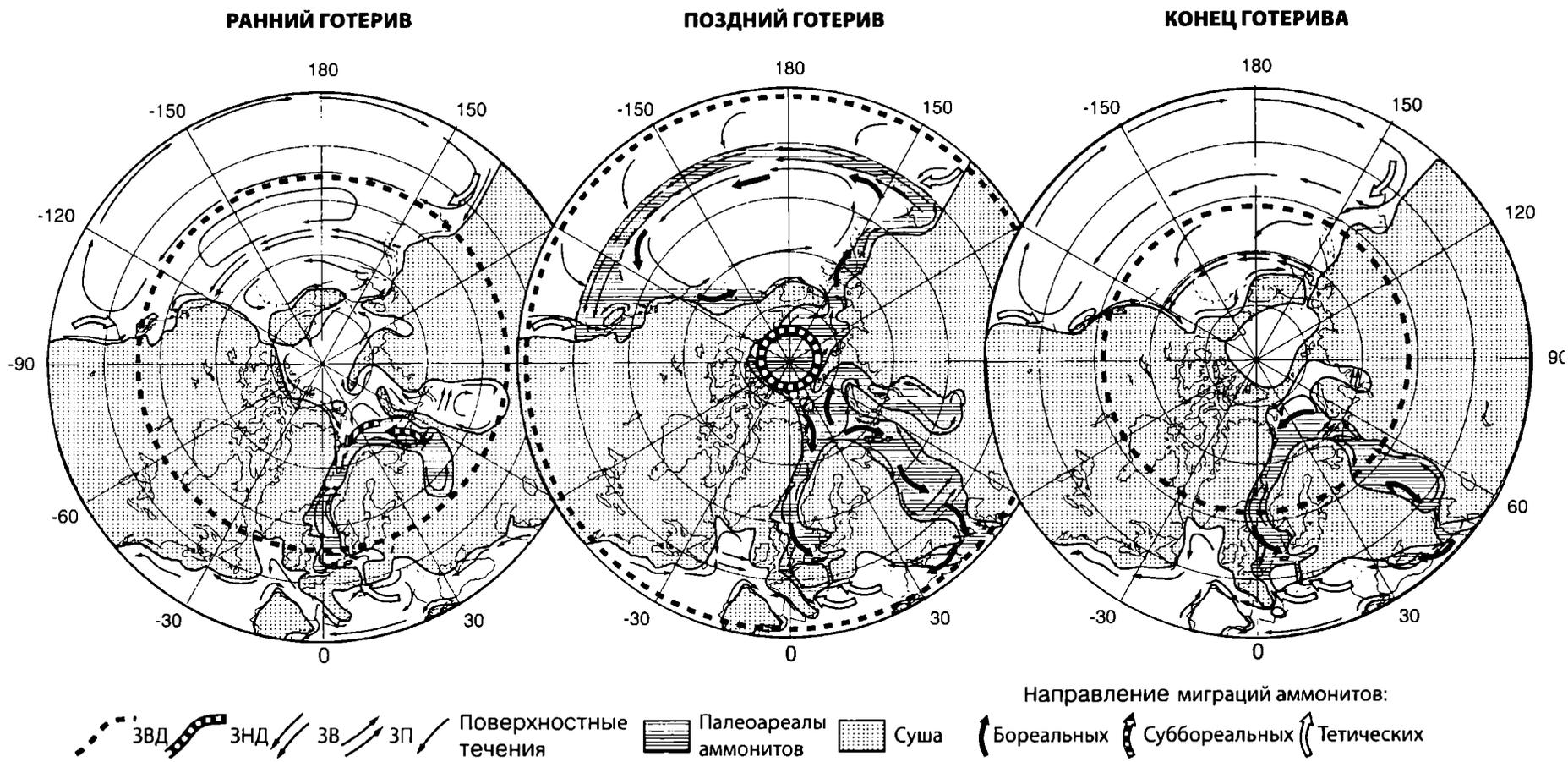


Рис. 2. Схемы изменения основных атмосферных фронтов, поверхностных течений, направления миграций аммонитов и их палеоареалов (по [12] с изменениями и дополнениями). Атмосферные зоны: ЗВД — высокого давления, ЗНД — низкого давления, ЗВ — западных ветров, ЗП — зона пассатных течений. Палеоареалы: ранний готерив — суммарно для *Pavlovites*, *Subspeetonicerias* и *Gorodkovia*; поздний готерив — суммарно для *Speetonicerias* и *Milanowskia*; конец готерива — для *Craspedodiscus*

бири — Таджикистан и некоторые другие районы [37]). Формы, имевшие подобные палеоареалы, исключительно важны для межпоясной биостратиграфической корреляции и являются индикаторами долготных палеопротоков.

2. *Прерывистые (дизъюнктивные) палеоареалы* существовали у некоторых мелководных неритических аммонитов и полупланктонных эпипелагических форм, пример — гетероморфные *Koenenicerias* и *Volgoceratoides* из нижнего апта Среднего Поволжья и Северной Германии [11]. Формы, имевшие подобные палеоареалы, могут быть использованы как при широтной, так и при долготной биостратиграфической корреляции.

Как сплошные, так и дизъюнктивные палеоареалы аммонитов формировались под воздействием систем поверхностных течений, определявших перемещение ВМ. Следовательно, конфигурация палеоареалов является отражением палеогеографии, в том числе наличия палеопротоков. Понятно, что их изучение непосредственно влияет на проведение корреляций. Повышение уровня Мирового океана приводит к расширению мелководных проливов, более активному обмену ВМ и снижению эндемизма в бассейнах. Поэтому неудивительно, например, что ареалы поздне меловых аммонитов или иноцератов субглобальны, а юрских или раннемеловых в лучшем случае отвечают палеобиогеографическим провинциям.

Палеопротоки и стратиграфическая корреляция

Все сказанное указывает на многообразие процессов, связанных с проливами, влияющими на расселение морской биоты и формирование ареалов. Палеоареалы флоры и фауны, запечатленные в разрезах, представляют собой трехмерные геологические тела, отдельные части которых мы можем выделять как различные типы биостратиграфических зон и их сочетания. Открытие палеопротоков способствовало перемещению ВМ и, следовательно, расширению палеоареалов в какой-то временной момент, откуда следует различный стратиграфический объем зон (или их различный тип), основанных на одних и тех же видах-индексах, их различный корреляционный потенциал.

Рассмотрим, как развитие системы проливов Северного полушария влияло на формирование палеоареалов и проведение стратиграфической корреляции, на примере верхнего готерива (рис. 1).

На ранний готерив приходится низкий уровень Мирового океана, большинство мелководных проливов было закрыто, и поэтому ареал предковых форм boreальных аммонитов подсемейства *Simbirskitinae* — *Pavlovites*, *Subspeetonicerias* и *Gorodzovia*, — невелик [10]. Палеоареал названных и других аммонитов, упоминающихся ниже, относится к сплошным зональным или интразональным. В данном случае он приурочен к мелководной части бассейнов Северной Европы и морю-заливу Русской плиты, ограничен с юга

зоной высокого давления, препятствовавшей движению поверхностных ВМ на юг, а с севера, видимо, Баренцевоморским порогом и круговоротом Палеобаренцева моря (рис. 2).

С началом позднего готерива ситуация в корне меняется. Это время подъема уровня Мирового океана и boreальной (“симбирскитовой”) “трансгрессии” [7–9], когда основные атмосферные фронты (зона высокого давления и западных ветров) значительно переместились к югу [7, 12]. Открытие Каспийского пролива вызвало перемещение boreальной ВМ в юго-западном направлении, вдоль контуров (по часовой стрелке) Русской плиты и способствовало распространению симбирскитов (*s.l.*) в бассейны Кавказа и Крыма (рис. 2). Одновременно в центре Европы открылся мелководный пролив Гессен [12], через который происходила миграция тетических полупланктонных гетероморфов *Crioceratites* на север (в Саксонский и Североморский бассейны), а boreальных *Speetonicerias* и *Milanowskia* благодаря контурным поверхностным течениям вдоль берегов Гренландии на юг (в Североморский и Парижский бассейны).

Вследствие открытия мелководных проливов и массового распространения boreальных аммонитов в южном направлении, а тетических в северном, подошва верхнего готерива биостратиграфически устанавливается и прослеживается весьма отчетливо во многих районах.

Подошва зоны *Subsainella sayni* — нижней зоны верхнего готерива тетической шкалы — совпадает в разрезах Юго-Восточной Франции с появлением *Crioceratites duvali* (Lev.), а объемы зон *sayni* и *duvali* в районе парастратотипа практически совпадают [49, 59, 60]. В разрезах Крыма и Кавказа *Subsainella sayni* (Paq.) отсутствует, а первые *Speetonicerias inversum*, появляющиеся в разрезах Русской плиты над подзонами *versicolor* и *coronatiformis* ([46] и данные автора), распространены выше *Crioceratites duvali* (Lev.), причем совместно с *Speetonicerias versicolor* (Trautsch.). В разрезах Грузии *Crioceratites duvali* (Lev.) появляется раньше *Speetonicerias inversum* (M. Pavl.), но позже *Speetonicerias versicolor* (Trautsch.) [44]. Таким образом, зона *inversum* является заведомо верхнеготеривской, а подошва зоны *versicolor* Русской плиты более древняя, но помещать ее в нижний или в верхний готерив — точно сказать невозможно. Из этого следует, что зона *inversum*, традиционно относимая в разрезах Западной Сибири к нижнему готериву [26, 42], должна быть перенесена в верхний готерив, поскольку зональные аммониты заносились сюда контурным течением через Таймырский пролив из бассейнов Русской плиты и Палеоарктики [12].

Сопоставления, принятые для Западной Европы [56, 57], при которых подошва зоны *inversum* опускается в нижний готерив, основаны на нахождении редких мелких *Crioceratites* группы *duvali / nolani* в зоне *inversum* и в значительной мере являются традиционными. Присутствие этих аммонитов не противоречит позднеготеривскому возрасту зоны *inversum*. *Criocera-*

ites sp., согласно новым данным [50], встречаются с подошвы зоны *inversum* Спитона совместно со *Speetonicerias* s.s. Находки, сделанные в кровле нижнеготеривской зоны *regale* (слои С8.А.IV-1) и определенные в той же работе как *Speetonicerias* (*Speetonicerias*) и *Speetonicerias* (*Milanowskia*), относятся, на мой взгляд, к раннеготеривским родам *Pavlovites* и *Hollisites* соответственно.

Следующий корреляционный уровень — *Milanowskia speetonensis* — связан с продолжавшимся действием уже названных проливов. Он соответствует верхам зоны *Subsajnella sauni* в первоначальном понимании [55] или низам зоны *Balearites balearis* [49]. На этом уровне встречены *Milanowskia* ex gr. *speetonensis* — *concinus* в разрезах Юго-Восточной Франции [49, 52, 62, 63]. Он присутствует в конденсированных разрезах Крыма [5, 6], Северного Кавказа [45] и сопоставляется с зоной *speetonensis* Русской плиты [7, 8, 21, 46]. Он же опознается в высокобореальных широтах — на Шпицбергене [25], Северо-Востоке России [40, 41], предположительно в Западной Сибири (неопубликованные данные автора), на Камчатке [1, 16] и в Орегоне [51].

Особенно любопытно появление милановский в Орегоне. Их путь, судя по построенным реконструкциям [12], проходил через Анюйский островной пролив, далее — на юг вдоль берегов Евразии, а затем в районе 50° с. ш. эти аммониты подхватывались течением западных ветров и переносились через северную часть Палеоокеана к берегам Северной Америки (рис. 2). Поэтому сообщения об их присутствии в разрезах Северо-Востока России [38] вполне закономерны. Присутствие *Milanowskia* в мелу Японии также возможно, однако изображенные находки [54] принадлежат, скорее, к роду *Spitidiscus* и относятся к баррему.

В конце готерива закрылись проливы Гессен и Анюйский, образовался Баренцевоморский порог (эти события не связаны с эвстатикой [12]), начал закрываться Каспийский пролив. Зоны западных ветров и высокого давления переместились в более высокие широты и располагались главным образом над сушей. Поэтому их влияние на перемещение ВМ было незначительным. Ареалы потомков милановский — рода *Craspedodiscus*, резко сократились, а следовательно, понизился и их корреляционный потенциал. Поэтому неудивительно, что положение бореальной зоны *Craspedodiscus discofalcatus* можно установить лишь для ограниченного числа разрезов. Подошве тетической зоны *Pseudothurmannia angulicostata* соответствует подошва зоны *discofalcatus*, как это было продемонстрировано уже достаточно давно [21, 35, 46] и подтверждается нашими наблюдениями в Крыму [5, 6], а также данными о совместном распространении *Craspedodiscus* и *Pseudothurmannia* на Северном Кавказе [24, 33]. Точных сведений о соответствии кровли зоны *discofalcatus* подошве тетического баррема нет. По имеющимся сведениям, на Северо-Западном Кавказе выше находок *C. discofalcatus*

(Lah.) встречены барремские *Holcodiscus* [24, 33]. По данным автора, на р. Урух выше находок *Craspedodiscus discofalcatus* (Lah.) [24] выделяется нижнебарремская зона *Moutoniceras moutonianum* — аналог зоны *Holcodiscus caillaudianus*. Следовательно, верхам зоны *discofalcatus* на Северном Кавказе могут соответствовать верхи зоны *angulicostata* готерива и зон *hugii* — *compressissima* средиземноморской шкалы.

Таким образом, очевидно, что именно вследствие действия палеоокеанов, корреляционный потенциал одной и той же зональной группы аммонитов весьма различен для разных стратиграфических срезов.

В силу своего различного объема ранг выделяемых биостратиграфических подразделений для разных частей палеоареалов должен быть различен. Это хорошо видно на примере прослеживания зон *Speetonicerias inversum* и *Craspedodiscus discofalcatus* (рис. 1). Как это должно (и должно ли) отражаться в биостратиграфических схемах? С одной стороны, казалось бы, показать это необходимо, поскольку объем подразделений действительно различен. С другой стороны, если в Крыму будет выделяться биогоризонт *inversum*, на Кавказе — подзона или акмезона *inversum*, на Русской плите — биозона / подзона *inversum*, в Западной Сибири — снова акмезона или биогоризонт *inversum*, то разобраться в этом сложно и навряд ли это значительно усовершенствует биостратиграфические схемы, в особенности учитывая, что в каждом из этих случаев хронологические соотношения достоверно неизвестны, а разрешающая способность существующих методов сопоставима с продолжительностью самих аммонитовых зон (или меньше). Думаю, нет ничего страшного, если все установленные подразделения будут рассматриваться как зоны или подзоны без указания их типа.

Стоит отметить, что для всех описанных случаев меняется не только таксономический состав биоты, но и количество отдельных видов. Так, в разрезах верхнего готерива Русской плиты бореальные аммониты достаточно многочисленны, а бентосные комплексы представлены космополитами, эндемиками либо также бореальными формами. На Северном Кавказе среди аммонитов преобладают бореальные формы, тетических значительно меньше (при более высоком видовом разнообразии), но и те и другие относительно редки в разрезах. Бентосные комплексы очень богаты и представлены главным образом тетическими формами, а также космополитами и эндемиками. В Крыму обильны и бентосные и нектонные комплексы; и те и другие — тетические. Находки бореальных аммонитов в целом, единичны, а бореальные двустворки *Heteropteria aucella* (Trautsch.) уникальны. В этой последовательности мы видим, как по мере удаления от устья Каспийского пролива ослабевает влияние бореальной ВМ (главным образом поверхностной) и усиливается влияние тетической ВМ.

Заключение

Итак, мы видим, что как для развития бассейнов, так и для построения биостратиграфических шкал факт наличия и “работы” проливов (палеопротливов) имеет исключительное значение. Можно сделать следующие выводы.

1. Протливы играли важнейшую роль в распределении течений, перемещении различных ВМ (в зависимости от масштабов — вплоть до формирования климата) и миграциях биоты.

2. При закрытии проливов возрастал эндемизм морской биоты, при открытии в целом снижался; одновременно возрастал корреляционный потенциал ортостратиграфических групп морской биоты.

3. Исследование палеопротливов исключительно важно для проведения корреляций. Долготные палеопротливы создавали предпосылки для межпоясной корреляции, но диахронность меридиональных стра-

тиграфических корреляций может быть весьма значительной. Благодаря широтным проливам осуществляется внутривпоясная корреляция, но диахронность стратиграфических подразделений при этом невелика.

Если бы на рубеже юры и мела Каспийский пролив был открыт, то проблемы прослеживания этой границы, не решенной уже более 100 лет, не существовало.

4. Районы возможного действия проливов следует исследовать, учитывая все данные. Так как наиболее крупные проливы уже известны (хотя и недостаточно изучены), следует уделить внимание районам возможного существования палеопротливов, в особенности если имеются артефакты в распространении различных групп фауны и флоры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64167 и 07-05-00882) и ФЦП “Научные школы” (грант НШ-841.2008.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., 1968. 137 с.
2. Адамс К.Г. Видообразование, филогенез, тектоника, климат и эвстазия: факторы формирования провинций фауны крупных фораминифер в кайнозойскую эру // Биосфера: эволюция, пространство, время. М., 1988. С. 220—250.
3. Алексеев А.С. О содержании и функциях “Международной стратиграфической шкалы” // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып.4. С. 73—79.
4. Андросов А.А., Вольцингер Н.Е. Протливы Мирового океана. Общий подход к моделированию. СПб., 2005. 187 с.
5. Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача — Бодрак // Очерки геологии Крыма: Тр. Крымского геол. науч.-учебн. центра. Вып. 1. М., 1997. С. 2753.
6. Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Кача — Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997. №. 3. С. 22—29.
7. Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): Автореф. докт. дисс. М., 2001. 50 с.
8. Барабошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 35—48.
9. Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 6. С. 10—19.
10. Барабошкин Е.Ю. Стратиграфия и бореально-тетическая корреляция морского нижнего готерива России и СНГ // Вестн. Саратовского ун-та. Нов. сер. В печати.
11. Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 6. С. 82—105.
12. Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Протливы Северного полушария в мелу и палеогене. М., 2007. 182 с.
13. Басов В.А., Василенко Л.В. Горизонт с теплолюбивыми фораминиферами в разрезах нижнего мела Баренцевской шельфовой плиты // Проблемы стратиграфии и палеогеографии мезозоя. СПб., 1999. С. 131—150.
14. Беклемишев К.В. Экология и биогеография пелагиали. М., 1969. 291 с.
15. Богданова Т.Н., Михайлова И.А. Происхождение и развитие семейства Deshayesitidae (Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 1999. №. 5. С. 48—56.
16. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1977. Т. 242. 208 с.
17. Виноградов М.Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М., 1968. 320 с.
18. Водяницкий В.А. (Ред.). Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. Киев, 1969. 295 с.
19. Волков Ю.В. Климатическая зональность и палеотечения в геологическом прошлом (модельные исследования для палеозоя и мезозоя). М., 2002. 64 с.
20. Гиляров М.С. (Ред.). Биологический энциклопедический словарь. 2-е изд., испр. М., 1989. 864 с.
21. Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М., 1973. 324 с.
22. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365—368.
23. Дубатов В.Н. Палеобиогеография и биостратиграфия: взаимосвязи и закономерности развития // Принцип развития и историзма в геологии и палеобиологии. Новосибирск, 1990. С. 323—336.
24. Егоян В.Л., Ткачук Г.А. К стратиграфии готерива Северного Кавказа // Тр. КФ ВНИИнефть. 1965. Вып. 16. С. 244—285.
25. Ершова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л., 1983. 88 с.
26. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофиз. 1997. Т. 38, № 5. С. 927—956.
27. Зенкевич Л.А. Моря СССР, их фауна и флора. М., 1951. 368 с.
28. Зубов Н.Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., 1956. 239 с.

29. Кафанов А.И., Кудряшов В.А. Морская биогеография. М., 2000. 176 с.
30. Клаудсли-Томпсон Дж. Миграция животных. М., 1982. 136 с.
31. Контримавичус В.Л. Берингия в кайнозое. Мат-лы Всесоюз. симпоз. "Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое". Хабаровск, 10—15 мая 1973. Владивосток, 1976. 568 с.
32. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М., 1974. 438 с.
33. Луппов Н.П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1952. Вып. 65. 270 с.
34. Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л., 1990. 224 с.
35. Милановский Е.В. О возрасте симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18, вып. 1. С. 11—35.
36. Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю. Первые находки рода *Lithancylus* Casey, 1960 (Ammonoidea, Ancyloceratidae) в нижнем апте Ульяновского Поволжья // Палеонтол. журн. 2001. № 4. С. 32—42.
37. Михайлова И.А., Найдин Д.П. Систематическое положение и распространение рода *Borissiakoceras* Arkhangelsky, 1916 (Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 2002. № 6. С. 46—56.
38. Москвин М.М. (Ред.). Стратиграфия СССР. Меловая система. М., 1986—1987. П/т 1; 340 с. П/т 2. 326 с.
39. Несис К.Н. Океанические головоногие моллюски. Распространение, жизненные формы, эволюция. М., 1985. 286 с.
40. Паракецов К.В. Некоторые аммониты из нижнемеловых отложений Умквеевской впадины (бассейн р. Еропол) // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М., 1984. С. 140—153.
41. Похиалайнен В.П., Терехова Г.П. Симбирскитовые слои Анадырско-Корякской области // Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР. 1972. Вып. 20. С. 80—191.
42. Сакс В.Н., Шульгина Н.И. Меловая система в Сибири. Предложения о ярусном и зональном расчленении // Геол. и геофиз. 1962. № 10. С. 28—40.
43. Степанов В.Н. Океаносфера. М., 1983. 271 с.
44. Топчишвили М.В. (Ред.). Атлас раннемеловой фауны Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. 2005. Вып. 120. 788 с.
45. Хрящевская О.И., Назаревич Б.П., Барабошкин Е.Ю. Готеривские отложения Баксанского разреза и скв. Баксан К-3 в долине р. Баксан (Северный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2000. № 3. С. 59—65.
46. Чернова Е.С. О возрасте и расчленении симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26, вып. 6. С. 46—81.
47. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М., 1992. 96 с.
48. Чумаков И.С. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 3—14.
49. Autran G. L'évolution de la marge Nord-Est Provencale (Arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien a travers l'analyse biostratigraphique des series de la region de Peyroles: series condensees, discontinuites et indices d'une tectogenese distensive. These, 1989. 232 p.
50. Doyle J.C. The stratigraphy of a late Lower Hauterivian horizon in the Speeton Clay Formation (Lower Cretaceous) of East Yorkshire // Proc. Geol. Assoc. London. 1989. Vol. 100. P. 175—182.
51. Imlay R.W. Ammonites of Early Cretaceous age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 334-F. 1960. P. III+167—228.
52. Kemper E., Rawson P.F., Thieuloy J.-P. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe // Palaeontology. 1981. Vol. 24, pt 2. P. 251—311.
53. Kennedy W.J., Cooper M.R. Cretaceous ammonite distributions and the opening of the South Atlantic // J. Geol. Soc. London. 1975. Vol. 131, pt. 3. P. 283—288.
54. Matsukawa M. Barremian ammonites from the Ishido Formation, Japan — Supplements and faunal analysis // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jap. N. S. 1988. Vol. 149. P. 396—416.
55. Moullade M., Thieuloy J.-P. Les zones d'Ammonites du Valanginien superieur et de l'Hauterivien vocontiens // C. R. Somm. Soc. Geol. 1967. No.6. P. 228—230.
56. Rawson P.F. The "Boreal" Early Cretaceous (Pre-Aptian) ammonite sequences of NW Europe and their correlation with the western Mediterranean faunas // Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 1995. Vol. 51. P. 121—130.
57. Rawson P.F. Long-distance correlations in the Valanginian-Hauterivian: Argentina — Western Mediterranean — NW Europe // Scr. Geol. 1999. Vol. 114. P. 151—158.
58. Reboulet S., Hoedemaeker Ph.J., Aguirre-Urreta M.B. et al. Report on the 2nd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the 'Kilian Group' (Neuchatel, Switzerland, 8 September 2005) // Cret. Res. 2006. Vol. 27. P. 712—715.
59. Ropolo P. Implications of variation in coiling in some Hauterivian (Lower Cretaceous) heteromorph ammonites from the Vocontian basin, France // Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 1995. Vol. 51. P. 37—165.
60. Ropolo P., Salomon M. Evolution du déroulement — Passage de stade crioceratique au stade subaspinoceratique ou protacrioceratique — chez ceratines populations d'ammonites heteromorphes d'Hauterivien moyen (zones *Nodosoplicatum* et *Sayni*) // Geol. Mediterr. 1992. T. 19. N 3. P. 189—227.
61. Stewart R.H. Introduction to Physical Oceanography. Texas, 2006. 344 p.
62. Thieuloy J.-P. The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province) // Geol. J. 1973. Spec. Iss. N 5. P. 289—302.
63. Thieuloy J.-P. Les Ammonites boreales des formations neocomiennes du Sud-Est Francais (Province Submediterrannee) // Geobios. 1977. N 10. Fasc. 3. P. 395—461.

PALEOSTRAITS, THEIR PECULIARITIES AND STRATIGRAPHICAL IMPORTANCE

E.J. Baraboshkin

Paleostraits played the major role in distribution of currents, water mass movement and biotic migration. Their studying is important not only for paleogeography, but also is connected with biostratigraphy. Basic properties of straits, their influence on biotic migrations and origin of areals and realization of these peculiarities in biostratigraphic scales are considered.

ВОСПОМИНАНИЯ О ГЕОРГИИ ПАВЛОВИЧЕ ЛЕОНОВЕ

Д.П. Найдин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 12.02.08

В 2008 г. отмечаются столетние юбилеи двух выдающихся отечественных геологов — М.В. Муратова (13.03.1908 — 30.08.1983) и Г.П. Леонова (18.10.1908 — 31.7.1983). В обстоятельном обзоре Е.Е. Милановского истории развития геологии в Московском университете очерки о них помещены в разделе “Питомцы Павловской школы 1920-х годов” [5, с. 400—432].

На протяжении более 50 лет творческая жизнь М.В. Муратова непрерывно была связана с МГРИ, а Г.П. Леонова — с МГУ. Оба свои первые научные статьи опубликовали в “Бюллетене МОИП. Отдел геологический”: М.В. Муратов — о тектонике Крымского полуострова (1937, т. 15, вып. 3, с. 215—239), а Г.П. Леонов — о палеогене Поволжья (1936, т. 14, вып. 4, с. 284—321).

С Георгием Павловичем Леоновым я познакомился еще будучи школьником, в 1936 г. Он жил на “Соломенной сторожке” — в той части города, которая начала застраиваться в 80-х гг. XIX в. Здесь в деревянных домах дачного типа селились преподаватели и студенты Петровской (Тимирязевской) сельскохозяйственной академии. Свообразие поселению, помимо названия, несомненно, придает построенная в 1915 г. Ф.О. Шехтелем деревянная церковь Святителя Николая [8].

Леоновы и семья моей двоюродной сестры Нины Масловой-Овсянниковой жили в соседних домах “Соломенки”. Нина была подругой жены Георгия Павловича — Евгении Леонидовны Миндовской. В одно из посещений подруги она взяла и меня с собой. В беседе с Георгием Павловичем преобладала геологическая тематика — я собирался поступать в геологический вуз. От него я узнал, что геологическое образование можно получить в учебных заведениях, расположенных в зданиях университета на Моховой.

Мои многолетние научные контакты с Георгием Павловичем начали складываться в 1940 г. В этом году я, студент 4-го курса МГРИ, работал коллектором в Минераловодской экспедиции МГРИ. Основной задачей руководимой Е.В. Милановским экспедиции было детальное геологическое изучение региона Кав-

казских Минеральных Вод и картирование отдельных его участков [1, с. 97; 3, с. 30—32]. Работа экспедиции осуществлялась преподавателями и студентами геологических кафедр МГРИ и МГУ. Георгий Павлович был начальником палеогенового отряда стратиграфической партии.

База экспедиции располагалась в обширной усадьбе Корнея Фирсовича и Прасковьи Гавриловны Татарниковых в Новопятигорске (южная окраина Пятигорска). В сентябре 1940 г. Е.В. Милановский жил на базе. Запомнился приготовленный хозяйкой усадьбы обед по случаю приезда В.Г. Морозовой и М.М. Жукова.

По ходу работы в качестве коллектора геоморфологической партии Н.И. Николаева я несколько дней провел в расположении палеогенового отряда у с. Лысогоровка на Подкумке. Деятельной помощницей Георгия Павловича как на разрезах, так и в лагерной жизни была Вера Павловна Алимарина. Помню, как она обучала обращению с примусом коллектора-девятиклассника Олега Мазаровича. В последующие годы Вера Павловна обеспечивала детальной микропалеонтологической характеристикой изучавшиеся Георгием Павловичем разрезы палеогена Северного Кавказа.

В 1952—1953 гг. под руководством Георгия Павловича я участвовал в проведении геологической практики студентов геологического факультета МГУ в Крыму. Мы жили вместе в одном доме на “главной улице” Мангуша (Прохладного). Помимо вопросов практики особое внимание Георгий Павлович уделял изучению разрезов палеогеновых отложений Бахчисарая и его окрестностей.

Его участие в обсуждении роли крымских разрезов в создании стратиграфической схемы палеогена Европейской палеобиогеографической области [2, 4, 6] было весьма важным. По Г.П. Леонову, общая стратиграфическая шкала палеогена должна основываться на точно увязанных между собой тщательно разработанных региональных стратиграфических схемах [2, с. 27] и поспешность в этом деле не допустима [7, с. 75].

ЛИТЕРАТУРА

1. История Московского геологоразведочного института. М., 1991. 270 с.

2. Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П. О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1965. № 4. С. 15—28.

3. Мазарович А.Н. Евгений Владимирович Милановский. М., 1947. 55 с.

4. Меннер В.В. Ярусная шкала палеогена на примере Бахчисарайского разреза Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1983. № 11. С. 5—11.

5. Милановский Е.Е. Двести лет геологической школы Московского университета в портретах ее основоположников и выдающихся деятелей (1804—2004 гг.). М., 2004. 448 с.

6. Муратов М.В., Немков Г.И. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена Юга СССР // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М., 1960. С. 15—23.

7. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75—86.

8. Удинцев Г.Б. “Соломенка” // Московский журн. 2001. № 10. С. 18—25.

УДК 55.504; 55.50475

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА ШАНУЧСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

А.А. Лошкарева

Всероссийский научно-исследовательский институт
рыбного хозяйства и океанографии, Москва

Поступила в редакцию 22.02.08

Эколого-геологические условия района Шанучского месторождения в целом весьма благоприятны для формирования и функционирования пресноводных лососевых экосистем. На изучаемой территории выделено четыре класса эколого-геологических условий и соответствующих им классов состояний биоты. Лимитирующим фактором для обитания лососевых рыб в этом районе является геохимическая экологическая функция литосферы. Слабая проявленность геохимических аномалий на поверхности связана с размещением месторождения в зоне современной вулканической активности, вследствие чего исследуемая территория неоднократно полностью перекрывалась пеплами и почвенный профиль прерывается прослойками пирокластического материала. Химический состав почв влияет на содержание тяжелых металлов в донных отложениях, что в свою очередь определяет качество местообитания лососевых рыб.

Шанучское месторождение расположено на западе п-ва Камчатка, в его пределах известны две рудные залежи с сульфидными кобальт-медно-никелевыми рудами (руды — 871 тыс. т, с содержанием никеля — 43,2 тыс. тонн, кобальта — 1,42, меди — 6,6 тыс. т, соответственно 4,96, 0,16, 0,76%). В гидрографическом отношении район месторождения принадлежит бассейну р. Ича — одной из высокопродуктивных лососевых рек Камчатки. Лососевые рыбы также воспроизводятся и в водотоках, расположенных в пределах горного отвода месторождения — р. Шануч, ручьи Саматкин Ключ и Тройной.

Качество ресурса геологического пространства района для формирования и функционирования пресноводных лососевых экосистем на исследуемой территории регулируется геохимической экологической функцией литосферы — от нее зависит обеспеченность гидробионтов минеральными компонентами и кормовой базой, качество грунтовых и поверхностных вод. Особенности геохимических полей влияют не только на распространение и численность лососевых популяций через кормовые ресурсы, но и на особенности физиологического развития особей.

На территории Шанучского месторождения до 2003 г. ведущими факторами, обуславливающими специфику эколого-геохимических условий района, были геологические. Особенности района — перестройка рельефа в третичном и четвертичном периодах, мощные оледенения и вулканическая активность [1, 5]. Однако уже на стадии геолого-разведочных работ произошли локальные изменения в распределении химических элементов. Встал вопрос об оценке влияния изменений эколого-геохимических характе-

ристик района Шанучского месторождения на состояние лососевых экосистем и воспроизводство лососевых рыб — экономически значимого биологического ресурса.

В то время, когда на месторождении проводились геолого-разведочные работы и опытно-промышленная разработка месторождения, были выполнены комплексные эколого-геохимические исследования, включающие: 1) определение уровней содержания тяжелых металлов в абиотических и биотических компонентах эколого-геологических систем (горных породах, почвах, донных отложениях, растительности, поверхностных водах и тканях лососевых рыб); 2) выделение факторов, способствующих уменьшению интенсивности проявления геохимической аномалии на дневной поверхности.

На территории месторождения были исследованы типовые участки, представляющие различные условия образования и развития экосистем по условиям миграции химических элементов: 1) участок непосредственного проявления природной геохимической аномалии (горный отвод месторождения); 2) участок, аналогичный по ландшафтно-геоморфологическим характеристикам, но где содержание рудных элементов в породах соответствует фоновому; 3) местный геохимический фон (два типа ландшафтно-геоморфологических условий); 4) участок менее выраженных геохимических аномалий. Объем опробования составляют: литогеохимические образцы (36 проб), образцы почвенных горизонтов (136 проб) и укусы растительности (58 проб), в водотоках отбирались пробы донных отложений (27 реперных точек), всего 130 проб. Материал обрабатывался традиционными аналитическими и эколого-геохимическими методами.

Таблица 1

Геохимические характеристики компонентов экосистем Шанучского кобальт-медно-никелевого месторождения

Горная порода			Тип ландшафта	Почва		Растительность		Донные отложения	
Комплексы пород и их возраст	Zc*	АХЭ**		Zc*	АХЭ**	Zc*	АХЭ**	Zc*	АХЭ**
Четвертичные отложения нерасчлененные (Q)	30,8	Ba>Sn>Cr	болота олиготрофные верховые сфагновые без мочажин на торфяных верховых почвах на валунно-галечном субстрате водно-ледниковых отложений	2,76	Cr>Ga>Mn	17,8	Ni>Cu>Zn	4,5	Sr>Zr>Li
Кольский комплекс гранодиорит-плаггиогранитовый ($\gamma_1 K_2 k$)	3,34	Ge>Ti>Ag	тундры эрикоидные горные кустарничковые на горных тундровых почвах на элювиальном субстрате	2,56	Ni>Pb>Cu, Zn				
	6,04	Zn>Mn>Ge		5,25	P>Li>Cu, Mn, Ni				
	9,14	Ba>Y>Sn	стланики ольховые на вулканических охристых типичных перегнойных почвах на элювиальном субстрате	6,07	Co>Mn>Ni, Cu	6,9	MnAg	4,5	Sr>Zr>Li
Дукукский комплекс габбро-перидотитовый (($\nu K_{2d}/\delta K_{2d}$))			стланики ольховые на вулканических охристых типичных перегнойных почвах на элювиальном субстрате			1,83	Ti>V	44,7	Ag>Cu>Ni
Крутогоровский комплекс гнейсоплаггиогранитовый ($\gamma K_1 k$)	36,85	Ni>Cr>Cu	леса и редколесья камненберезовые на вулканических охристых дерновых почвах на валунно-глинистом субстрате ледниковых отложений	54,5	Ni>Cu>Cr	247,21	MoNiCo	17,7	Cu>Ni, Ag
	58,14	Ba>Ni>Mo		1,7	Ni>Ba>Co, Mn				
	10,81	Cr>Zn>Ni							
Метаформация высокоглиноземистых кристаллических сланцев камчатской серии ($s(mK_1)k_m$)	23,13	Ba>Ni>Cu	леса и редколесья камненберезовые на охристых крупносkeletalных почвах преимущественно на элювиальном субстрате	6,31	Li>Ni>Cu	9,21	Ag>Mn>V	3,3	Pb>Mo, Li
	7,7	Ge>Pb>Ti		2,84	Pb>Ga>Ni	3,25	Mn>Zr>Sr	5,1	B>L>iZn, Pb
	28,67	Ba>Ti>Mn	7,15	Ni>Cu>Ag, Zn	2,43	Mn			
	5,81	V>Cr>Ge	стланики ольховые на вулканических охристых типичных перегнойных почвах на элювиальном субстрате	4,16	Ni>V, Zn>Cu	1,65	Sr		
	8,49	Pb>Ge>Ti	леса и редколесья камненберезовые на вулканических охристых дерновых почвах на валунно-глинистом субстрате ледниковых отложений	7,32	Pb>Ni>V	10,46	Zn>Ti>Sr		

* Zc = ((Kc) - (n-1)), где Kc — коэффициент концентрации химического элемента, n — число, равное количеству химических элементов, входящих в геохимическую ассоциацию; ** АХЭ — ассоциация накопления химических элементов (три наиболее значимых показателя).

Месторождение Шануч занимает западную часть Хим-Кирганинской рудной зоны, чья металлогеническая специализация определяется известными в её пределах медно-никелевыми, золото-медными, медно-полиметаллическими рудопоявлениями и месторождениями, рудоконтролирующей структурой для которых является глубинный субширотный Ичинский разлом [2]. Район расположен в зоне активного вулканизма, в зоне распространения современных пеплопадов действующих вулканов Хангар и Ичинский. Рельеф района среднегорный с абсолютными отметками 275–1128 м, крутизна склонов варьирует от 20 до 45°, 80% площади закрыто рыхлыми совре-

менными отложениями. Согласно Почвенной карте РСФСР [7], район входит в лесотундрово-северотажную зону, в равнинную Западно-Камчатскую почвенную провинцию вулканических охристых почв. Для них характерно наличие пепловых горизонтов, перемежаемых погребенными гумусовыми горизонтами [4]. В исследованных почвенных профилях Шанучского месторождения диагностируются два маркирующих пепла. Один из них перекрывает первый погребенный гумусовый горизонт, возраст его около 3000 лет, принадлежность не опознана, второй — пепел вулкана Хангар извержения ~7769 лет назад. Под ним органогенный горизонт выражен не так ясно, а

местами может и отсутствовать — в том случае, когда пепел Хангара входит в состав охристого горизонта (VAN)¹ [3].

Эколого-геологические особенности района на момент проведения исследований предопределены сочетанием геолого-геоморфологических, ландшафтно-геохимических и техногенных факторов. Состояние ресурса геологического пространства района для обитания лососевых рыб в пределах Шанучского месторождения по интенсивности проявления природных экодинамических процессов и геофизических факторов является удовлетворительным. В качестве лимитирующего (ведущего) фактора формирования и функционирования пресноводных экосистем района выступает геохимическая экологическая функция литосферы.

В пределах изучаемой территории наблюдается разнообразие условий миграции вещества, обусловленное эколого-геологическими и ландшафтно-геохимическими особенностями (табл. 1). Ассоциации накопления элементов в породах и почвах в целом соответствуют составу медно-никелевого оруденения [8]: Cu, Ni, Co, Pb, Zn. Проявления геохимических аномалий выражаются довольно слабо. Уровни содержания рудообразующих металлов в почве достигают высокого и среднего загрязнения [6] только на участке, прилегающем к устью руч. Ралли, дренирующего рудное тело месторождения. Остальные участки характеризуются концентрациями элементов в почвах, не превышающих среднего уровня содержания элементов по всей изученной территории. Поэтому природное загрязнение по суммарному показателю Zс не превышает 54,5 (устьевая часть руч. Ралли) — среднего уровня.

В условиях нейтральной среды, типичной для исследуемого района, большинство из проанализированных микроэлементов находятся в неподвижных или малоподвижных формах, что существенно затрудняет их поступление в растения. Прямое наследование (по безбарьерному типу) содержания химических элементов характерно для мхов и лишайников: наибольшие коэффициенты биологического поглощения (Ах) наблюдаются на водосборе ручья, дренирующего рудную залежь месторождения, в составе растительности преобладают мхи: Zn (59,09), Cu (14,06), Mn (23,64), Pb (10,34), Co (5,31) и Ni (9,8). Высшие растения проявляют способности к избирательному накоплению определенных микроэлементов: отмечена повышенная способность папоротниковой флоры поглощать цинк и медь.

Повышенное содержание микроэлементов в почвах и породах приурочено к участкам распространения кристаллических сланцев камчатской метаморфической серии; в пределах элементарных водосборов накопление микроэлементов происходит на нижних аккумулятивных геохимических позициях катен; аномалии содержания микроэлементов в растительности отмечены в районе залегания рудных пород, на участках развития горно-тундровых ландшафтов, а также там, где в наземном покрове развита папоротниковая флора.

Слабая проявленность геохимических аномалий на поверхности связана с размещением месторождения в зоне современной вулканической активности, в результате которой исследуемая территория неоднократно полностью перекрывалась пеплами и почвенный профиль прерывается прослойками пирокластического материала. Его наличие в верхней части профиля почв создает условия для выноса химических элементов вниз, где располагается пепловый горизонт, образованный в ходе более ранних извержений и прошедший стадию метаморфизма, что обуславливает формирование в нем аккумулирующего геохимического барьера. В горно-тундровых ландшафтах с резко расчлененным рельефом (верхний высотный пояс) пепловые покровы частично размыты и на поверхность фрагментарно выведены продукты выветривания коренных пород и руд, что определяет некоторое повышение уровня загрязнения почв по сравнению с участками лесных ландшафтов.

Геохимические свойства водотоков охарактеризованы составом донных отложений (Zс, количество элементов, входящих в геохимическую ассоциацию накопления) и качеством поверхностных вод (ИЗВ²). В ряду от более выраженных до отсутствия геохимических аномалий водотоки на исследуемых участках располагаются в следующей последовательности: руч. Ралли (участок непосредственного проявления геохимической аномалии, горный отвод) — руч. Тройной (территория менее интенсивного проявления геохимической аномалии) — руч. Горный и Перевальный (эти два ручья находятся в зоне временного техногенного воздействия, связанного с обустройством месторождения) — руч. Холодный (водоток — аналог руч. Ралли, протекающий по фоновой территории) и Саматкин Ключ (нерестовый водоток, представляющий местный геохимический фон).

В качестве потенциальных геохимических факторов природного генезиса выступают элементы Ni, Cu, Zn, Co, V, Cr, аномальные концентрации которых зафиксированы как в абиотических, так и в биоти-

¹ В Классификации почв России (1997) охристый горизонт обозначался как V_{мг}, обозначение VAN появилось в Классификации почв России 2004 г. Почвы, содержащие в профиле этот горизонт, относятся к типу *вулканических охристых* почв (по классификации 1997, 2004 г.). В Классификации и диагностике почв СССР 1977 г. эти почвы не выделялись, с названиями *охристо-подзолистые* были показаны на мелкомасштабных картах как наиболее представительные и специфичные для Камчатки. Выделены И.А. Соколовым (1973).

$$\sum_{i=1}^n C_i / \text{ПДК}_i$$

² Индекс загрязнения воды: $\text{ИЗВ} = \frac{\sum_{i=1}^n C_i}{N}$, где C_i — концентрация компонента в воде; ПДК_i — предельно допустимая концентрация компонента; N — число исследуемых показателей. Классификация вод по размеру ИЗВ приводится в табл. 2.

ческих компонентах экогеосистем района. Аномальные концентрации в абиотических компонентах водных экогеосистем фиксируются также и в районах протекания активных эрозионных процессов как природного, так и техногенного генезиса.

На данном этапе освоения месторождения и развития его инфраструктуры влияние антропогенного воздействия на содержание тяжелых металлов в органах и тканях рыб не выявлено. Полученные данные, напротив, указывают на преобладающее влияние на этот показатель природных геохимических аномалий абиотических факторов среды (вода и донные отложения). Установлено, что с возрастом содержание меди, железа, марганца и цинка в печени в разной степени увеличивается, а никель и хром активно выводятся из печени; концентрация тяжелых металлов в мышечной ткани рыб не превышает установленных нормативов, тогда как в печени рыб повышено содержание меди, цинка, железа и никеля; содержание железа и цинка коррелирует с ухудшением качества воды в водотоке—местообитании популяции: с возрастом ИЗВ концентрация этих металлов в мышцах и печени рыб увеличивается.

Систематизация особенностей проявления геохимической экологической функции литосферы в районе Шанучского месторождения осуществлена на карте эколого-геохимического районирования (рисунок). Она отражает состояние эколого-геологических систем с точки зрения содержания исследуемых микроэлементов в горных породах, почвах и растительности по геохимическим критериям, в водах и тканях рыб — по санитарно-гигиеническим критериям, в растительности — по пороговым концентрациям и максимально допустимому уровню. Легенда карты состоит из трех блоков. Первый из них — оценочный блок — отражает оценку эколого-геологических условий территории по совокупности абиотических и биотических показателей (табл. 2). Второй блок легенды несет информацию о территориальных единицах районирования, выделенных на основе геологических, геоморфологических и ландшафтных показателей. Основным подходом при эколого-геохимическом районировании было выделение участков, однородных по перечисленным характеристикам и имеющих сходные реакции биотической компоненты экосистемы. В третьем блоке легенды сгруппированы условные знаки границ разных типов и расшифровка значений буквенно-цифровых индексов, приведенных на карте и во втором разделе легенды.

На исследуемой территории выделены четыре класса состояния литосферы и соответствующие им зоны экологического благополучия биоты (рисунок). Класс катастрофического состояния литосферы по геохимическим показателям и бедственного состояния биоты (значительное содержание микроэлементов (табл. 1)) обусловило деформацию как отдельных растений, так и ландшафта, вплоть до угнетения растительности; в водотоке отсутствует не только ихтиофауна, но и диатомовые водоросли) присущ участку

непосредственного проявления геохимической аномалии (горного отвода), а на прилегающей к нему территории верхового болота — неудовлетворительного; кризисное состояние биоты на этом участке определяется биогеохимическими критериями и выражено в ландшафте изменением цвета болотной растительности (по сравнению с участками с удовлетворительным состоянием литосферы и нормальным состоянием биоты). Также неудовлетворительное состояние литосферы отмечено в районе распространения неоднородных геохимических полей, на которых производится разведка руды. Ткани лососевых рыб, обитающих в руч. Тройном, протекающем по этой территории, отличаются повышенным содержанием тяжелых металлов, велика доля деформации органов рыб. К территориям с условно-удовлетворительным состоянием литосферы относятся элементарные водосборы ручьев, аналогичных аномальному водотоку по ландшафтно-геоморфологическим характеристикам, но с фоновым содержанием тяжелых металлов в компонентах экогеосистемы — правого притока р. Шануч на севере и правых притоков р. Ичи на юге исследуемой территории. Растительные сообщества, в которых содержание химических элементов соответствует классу “риска” внешне не выделяются. Содержание рассмотренных микроэлементов в мышцах и печени рыб повышено по сравнению с такими же показателями у рыб, обитающих в фоновых водотоках. На остальной территории эти показатели варьируют в пределах значений удовлетворительного состояния литосферы и экологической нормы.

Из множества факторов, предопределяющих характер распространения тяжелых металлов от источника геохимической аномалии и эколого-геохимические особенности изучаемой территории, доминирующая роль отводится:

— современным вулканическим пеплам, которые перекрывают вторичный ореол рассеяния месторождения практически повсеместно и являются своеобразным геохимическим барьером, который частично или полностью препятствует широкому распространению рудообразующих микроэлементов;

— почвенным геохимическим барьерам — гумусовому и барьеру, образуемому в метаморфическом охристом горизонте охристых вулканических почв. Здесь происходит частичная аккумуляция микроэлементов, попадающих в почвы путем водной миграции как снизу (капиллярное поднятие почвенных растворов с вытяжкой тяжелых металлов из горных пород), так и сверху (напочвенный сток, выход подземных вод на поверхность).

Первый фактор является более значимым, вследствие чего проявления геохимических аномалий на дневной поверхности выражены неярко. Среди исследованных водосборов только один — водосбор руч. Ралли, дренирующий рудную залежь, — выделяется высоким уровнем загрязнения почв ассоциацией элементов, соответствующей по составу медно-никелевому оруденению. Это определяет класс катастро-

Таблица 2

Оценочный блок* легенды карты эколого-геохимического районирования района Шанучского кобальт-медно-никелевого месторождения

Класс состояния эколого-геологических условий	Абиотический компонент и его особенности				Биотический компонент и его особенности										Состояние биоты
	поверхностные воды	породы	почвы	донные отложения	наземные растительные сообщества					водные экосистемы					
					геохимические					биогеохимические					
	ИЗВ	Zc	концентрация м/э в укосах, мг/кг			Кмду	рыбы					диагномовые водоросли			
			Co	Cu	Zn		Ni	Pb	превышение ПДК в органах и тканях				доля самок в популяции с резорбцией ооцитов	количество видов	
удовлетворительный	0,2 — очень чистые; 0,2—1 — чистые	<16 — допустимый	0,2—1	5—20	2—60	1,1—1,5	1—2					частичная, <20%	>30	норма	
условно удовлетворительный	1,0—2,0 умеренно загрязненные; 2,0—4,0 — загрязненные	16—32 — умеренно опасный	5—10	20—80	60—100	1,5—5	—					частичная или полная, суммарно 20—50%	15—30	риск	
неудовлетворительный	4,0—6,0 — загрязненные; 6,0—10,0 — грязные	32—128 — опасный	10—50	80—100	100—500	5—10	—					частичная или полная, суммарно 50%	5—15	кризис	
катастрофический	>10 — чрезвычайно грязные	>128 — чрезвычайно опасный	>50	>100	>500	>10	>2						<5	бедствие	

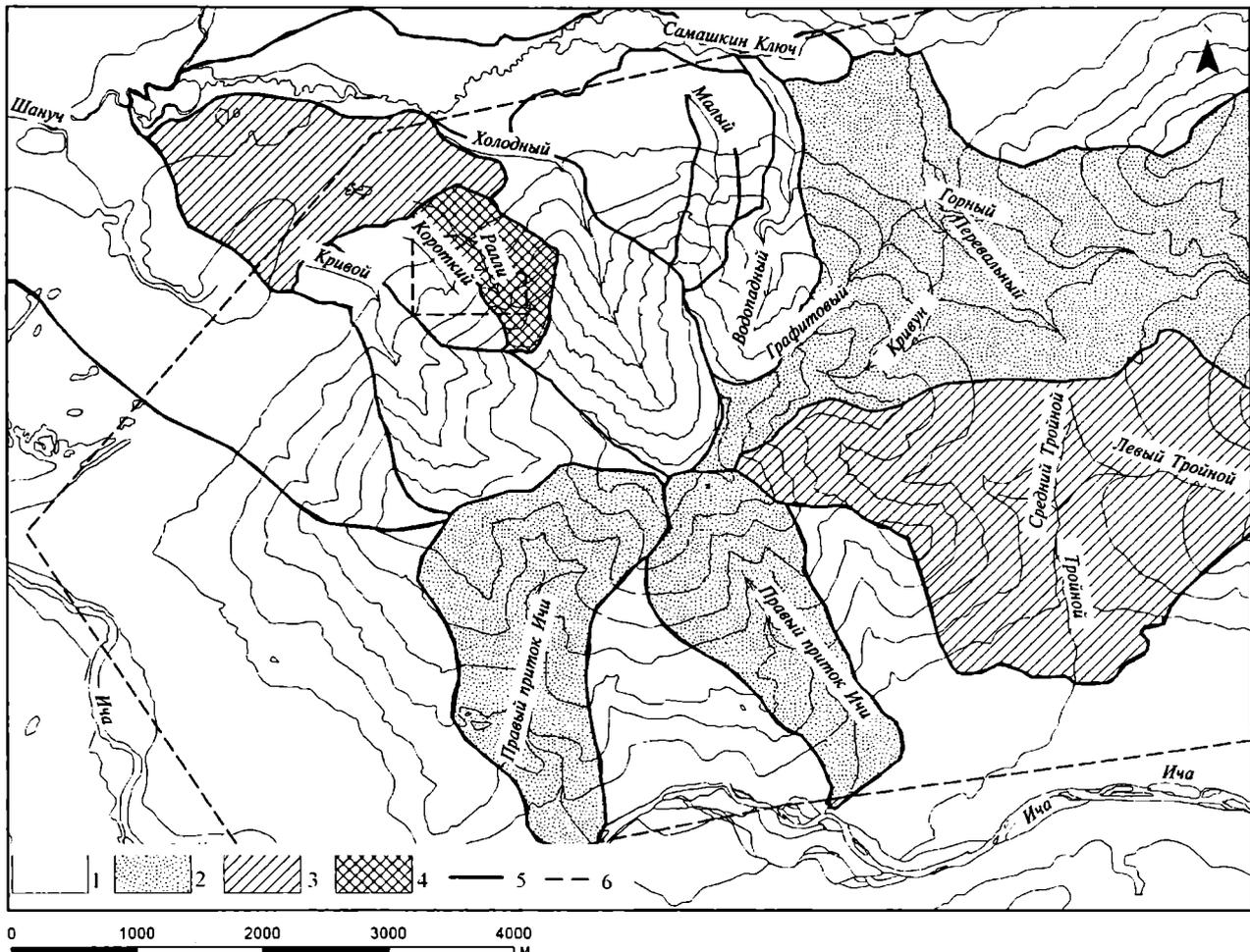
* Условные обозначения, используемые в двух других блоках легенды карты эколого-геохимического районирования, являются традиционными и в настоящей статье не приводятся.

фического состояния эколого-геохимических условий в пределах указанной территории на момент постановки исследований. Учитывая, что химический состав почв в определенной мере влияет на содержание тяжелых металлов в донных отложениях, что в свою очередь определяет качество местообитания ло-

сосевых рыб, можно констатировать, что проявления вулканизма в виде распространения вулканического пепла способствуют развитию лососевых экосистем, препятствуя распространению токсичных для гидробионтов веществ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.А. Остров Сахалин. М., 1973, 187 с.
2. Барбашин Г.А. Инженерно-геологическое районирование Камчатской области. М 1:500 000. Паратунская гидрогеологическая экспедиция, 1991.
3. Захарихина Л.В. Географические особенности распределения и генезис почв в условиях активного вулканизма // Вестн. ДВО РАН. 2002. № 6. С. 81—94.
4. Классификация почв России / Сост. Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. М., 2004.
5. Леванидов В.Я. Экосистемы лососевых рек Дальнего Востока // Беспозвоночные животные в экосистемах лососевых рек Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 3—21.
6. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М., 1999. 762 с.
7. Почвенная карта РСФСР. М 1:2,5 млн М., 1988.
8. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М., 1990.
9. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Барабошкина Т.А. и др. Трансформация экологических функций литосферы в эпоху техногенеза / Под ред. В.Т. Трофимова. М., 2006. 720 с.



Эколого-геохимическое районирование территории Шанучского кобальт-медно-никелевого месторождения:

1—4 — состояние эколого-геологических систем элементарных водосборов (абиотические / биотические компоненты): 1 — удовлетворительное / норма, 2 — условно-удовлетворительное / риск, 3 — неудовлетворительное / кризис, 4 — катастрофическое / бедствие; 5 — границы элементарных водосборов; 6 — горный и геологический отводы

ECOLOGICAL-GEOLOGICAL PECULIARITIES OF SHANUCH POLYMETAL MINING FIELD (WEST KAMCHATKA)

A.A. Loshkareva

Ecological-geological conditions of the area of Shanuch mining place are quite favorable for formation and functioning of freshwater salmon ecosystem. In the area under study there are 4 classes of lithosphere conditions and 4 classes of biotic conditions. Geochemical ecological function of lithosphere is the main factor for salmonid diversity in the area of research. Associations of accumulated chemical elements in the components of ecological-geological systems and vegetation are composed of ore and associated elements. Low intensity of geochemical anomaly at the surface is determined by current volcanic activity due wide distribution of volcanic ash. The volcanic ash layers covered soil horizons not once and this helps lower migration of toxic elements throughout soil profile. Composition of soils species also composition of river bottom sediments which are one of the factors of health environments for salmon.