

МСК

**ДОПОЛНЕНИЯ
К
СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ
КОДЕКСУ
РОССИИ**



ВСЕНГЕМ



MINISTRY
OF NATURAL RESOURCES
OF THE RUSSIAN FEDERATION

A. P. KARPINSKY ALL-RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE
(VSEGEI)

INTERDEPARTMENTAL STRATIGRAPHIC COMMITTEE OF RUSSIA (ISC)

SUPPLEMENTS
TO THE STRATIGRAPHIC
CODE OF RUSSIA

VSEGEI Press
St. Petersburg • 2000

RUSSIAN ACADEMY
OF SCIENCES

МИНИСТЕРСТВО
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ РОССИИ

ДОПОЛНЕНИЯ
К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ
КОДЕКСУ РОССИИ

Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург • 2000

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ, МСК).

Представлены дополнительные статьи и приложения к Стратиграфическому кодексу, посвященные общей магнитостратиграфической шкале полярности фанерозоя, олистостромам, стратиграфическим перерывам; помещены стратиграфические термины, используемые в русской и английской литературе. В справочные дополнения вошли очерки о секвенс-стратиграфических подразделениях, событийной стратиграфии, геохронометрии, а также Шкала геологического времени фанерозоя и аргументация уточнения датировок нижних границ подразделений верхнего протерозоя и кембрия.

Справочные дополнения помещены в брошюре для информации о новых методах в стратиграфии и уточнения изотопных датировок Шкалы геологического времени. Дополнительные приложения к кодексу рекомендованы МСК к широкому использованию в стратиграфических исследованиях и геологической практике. Они могут служить справочным пособием для геологов, стратиграфов, преподавателей и студентов высших учебных заведений.

Утверждены Научно-редакционным советом МПР РФ 1.03.2000 (Протокол № 7).

Ответственный редактор А. И. Жамойда

Авторы и составители

*А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, Т. Н. Корень, Л. С. Маргулис,
Н. Н. Предтеченский, А. Г. Рублев, М. А. Семихатов,
А. Н. Храмов, В. К. Шкатова*

Supplements to the Stratigraphic Code of Russia (Interdepartmental Stratigraphic Committee). SPb.: VSEGEI Press.

Some Supplementary Articles and Additional Appendices to Stratigraphic Code put in this booklet. They devoted to General Magnetostratigraphic Scale of Polarity of Phanerozoic, olistostromes, stratigraphic hiatuses and stratigraphic terminology used in Russian and English literature. Sketches about sequence stratigraphic units, event stratigraphy, geochronometry, Geologic Time Scale of Phanerozoic and argumentation of refinement of lower boundaries of Upper Proterozoic and Cambrian units — placed in the Reference Supplements.

Reference Supplements put in booklet for the information about new methods in stratigraphy. The Additional Appendices to the Code are recommended by ISC to wide using stratigraphic studies and geological practice. The booklet is intended for geologists, stratigraphers, professors and students of higher educational establishments, it can serve as a reference material.

Responsible Editor A. I. Zhamoida

Authors and compiled by

*A. I. Zhamoida, O. P. Kovalevsky, T. N. Koren, L. S. Margulis,
N. N. Predtechensky, A. G. Rublev, M. A. Semikhatov,
A. N. Khramov, V. K. Shkatova*

© Межведомственный стратиграфический комитет России, 2000

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 2000

© Коллектив авторов и составителей, 2000

ISBN 5-93761-018-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

При подготовке и составлении отечественных стратиграфических кодексов (и их проектов) постоянно обсуждался вопрос о необходимом и возможном включении в них тех или иных категорий стратиграфических подразделений. Решением Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) во втором издании Стратиграфического кодекса (1992) к традиционным пяти категориям (общие, региональные, местные, био- и литостратиграфические), включенным в первое издание Стратиграфического кодекса СССР (1977), были добавлены климато-, магнито- и сейсмостратиграфические подразделения, которые вошли в группу специальных подразделений.

Увеличение числа категорий стратонов, по-видимому, процесс объективный, отражающий увеличивающуюся многоаспектность стратиграфических исследований. В настоящее время в национальных и международных кодексных изданиях насчитывается 19 категорий подразделений*.

После рассмотрения категорий стратонов, не включенных в отечественный кодекс, и обсуждения применяемых в геологической практике некоторых идей и понятий в области стратиграфии во ВСЕГЕИ были подготовлены проекты семи дополнений к Стратиграфическому кодексу: Геохронометрические подразделения, Секвенс-стратиграфические подразделения (сост. О. П. Ковалевский), Хемостратиграфические подразделения (В. Д. Брежнев, ГИН РАН), Олисторомы (А. И. Жамойда), Стратиграфические перерывы (Н. Н. Предтеченский), Событийная стратиграфия, Биозональные стандарты (Т. Н. Корень). Указанные проекты были разосланы членам МСК и некоторым методистам в области геологической съемки.

На специальном заседании расширенного Бюро МСК в январе 1998 г. после доклада А. И. Жамойды, обобщившего присланные отве-

* Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И. Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. ВСЕГЕИ, СПб., 1996. 144 с.

ты, состоялось обсуждение всех семи проектов. Доклад, информация об обсуждении проектов и соответствующее постановление Бюро МСК опубликованы*.

Было решено подготовить дополнения к кодексу, состоящие из трех частей:

статьи к Стратиграфическому кодексу,
приложения к Стратиграфическому кодексу,
справочные дополнения.

Многолетние исследования, посвященные разработкам общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя (А. Н. Храмов, ВНИГРИ; В. К. Шкатова, ВСЕГЕИ), шкалы геологического времени фанерозоя (А. Г. Рублев, ВСЕГЕИ) и уточнению датировок границ подразделений верхнего докембрия (М. А. Семихатов, ГИН РАН), позволили включить в издание соответствующие дополнения. Кроме того, сделана новая редакция прил. 2 Стратиграфического кодекса (1992) и дополнено прил. 5. В доработке справочных дополнений приняли участие Л. С. Маргулис (ВНИГРИ) — Секвенс-стратиграфические подразделения и М. А. Семихатов — Геохронометрия.

Бюро МСК решило продолжить исследования о хемотратиграфических подразделениях и биоэональных стандартах.

Дополнительные статьи, посвященные олистостромам и внесенные в гл. VI (Литостратиграфические подразделения), получили номера имеющихся в главе статей, за которыми следуют первые с добавлением прописной буквы.

Приложения к Стратиграфическому кодексу, как дополненные, так и новые, рекомендуются для широкого использования в геологической практике и стратиграфических исследованиях.

Справочные дополнения не входят в комплект Стратиграфического кодекса. Они во многом являются авторскими очерками и представляют собой обобщение отечественной и зарубежной литературы по определенной тематике с учетом личного опыта (секвенс-стратиграфические подразделения, событийная стратиграфия) или результаты специальных исследований (шкала геологического времени, уточнение датировок границ подразделений верхнего протерозоя). Назначение справочных дополнений — разъяснение некоторых новых идей или методов, применяемых в современной стратиграфии, а также сообщение о последних данных по датированию границ подразделений общей стратиграфической шкалы.

* *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30, 1998, СПб., с. 4—16.*

Разнородность публикуемых материалов не позволила оформить приложения единообразно. В тексте приложений даны ссылки на литературные источники, каждое приложение (как и справочное дополнение) сопровождается отдельным списком литературы.

Приложения к Стратиграфическому кодексу. *Правила выбора и описания «точки глобального стратотипа границы»* (ТГСГ; Global Stratotype Section and Point-GSSP) были помещены в прил. 2 Стратиграфического кодекса (1992), составленное на основе правил, опубликованных в 1986 г. руководителями Международной комиссии по стратиграфии (МКС). Позднее Комиссия произвела некоторую ревизию указанных правил, внесла ряд дополнений и в 1996 г. опубликовала «Пересмотренное руководство» в качестве официального документа. Следует остановиться на трех нововведениях «Пересмотренного руководства».

Во-первых, была принята новая концепция Общей (международной) шкалы докембрия, в основу которой был положен нумерический принцип определения границ общих подразделений с помощью «глобального стандарта стратиграфического возраста» — ГССВ (Global Standard Stratigraphic Age — GSSA). Границы определяются радиологическими датировками, кратными сотням и полусотням миллионов лет.

В нашей же стране используется Общая стратиграфическая шкала докембрия, основанная на изучении типовых разрезов Карелии, Русской платформы, Урала и Восточной Сибири. Подразделения этой шкалы с разной степенью детальности сопоставлены с подразделениями докембрия других стран и континентов. ГССВ не применяется в России, поэтому соответствующий материал не включен в обновленное прил. 2.

Во-вторых, в «Пересмотренном руководстве» принято положение о том, что ярусы признаются официальными (formal unit) только после выбора и утверждения ТГСГ. Если кандидат на ТГСГ лишь обсуждается в рабочей группе МКС, то такие ярусы получают статус полуофициальных (semiformal unit). Все остальные являются неофициальными подразделениями (informal unit). С таким подходом к определению статуса общих стратотипов нельзя согласиться. В частности, в большинстве мезозойские ярусы, для которых ТГСГ не установлены, действительно глобальные подразделения и обоснованы не менее, чем некоторые палеозойские ярусы с утвержденными ТГСГ.

Во втором издании Международного руководства по стратиграфии, несмотря на оценку лимитотипа (ТГСГ) как определяющей характеристики общего стратона, все же придается определенное значение стратотипу подразделения. Авторы же «Пересмотренного руководства» один из его разделов назвали «Стратотипы границ вместо стратотипов хроностратиграфических подразделений». С этим

утверждением нельзя согласиться: лимитотип не является альтернативой стратотипа — это взаимодополняющие понятия*.

Перечисленные три нововведения были обсуждены на расширенном заседании Бюро МСК 29 января 1999 г. и вместе с некоторыми другими материалами посланы в МКС на имя проф. И. Ремане как официальное мнение большинства российских стратиграфов**. Письмо опубликовано в циркуляре Международной подкомиссии по стратиграфической классификации.

Надо признать, что «Пересмотренное руководство» 1996 г. имеет менее четкие формулировки, чем «Руководство» 1986 г. В первом отсутствует даже определение ТГСГ, исключена и «вспомогательная стратотипическая точка» (Auxiliary Stratotype Point). Поэтому в новой редакции прил. 2 к Стратиграфическому кодексу сохранен ряд пунктов прежней редакции, необходимых для однозначного понимания ТГСГ и уяснения процедуры ее утверждения.

Общая стратиграфическая шкала (прил. 5). На основании решений МКС, ее подкомиссий или собственных решений МСК внесены дополнения и изменения в Общую стратиграфическую шкалу фанерозоя (табл. 1). По результатам новейших исследований уточнен изотопный возраст нижних границ подразделений верхнего протерозоя и кембрия в Общей стратиграфической шкале докембрия (табл. 2). Прил. 5 дополнено таблицей 4, содержащей Общую шкалу четвертичной системы (квартера), разработанную на основе решения МКС комиссией МСК по четвертичной системе совместно с Научно-редакционным советом МПР.

Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя (прил. 9). Специальный раздел, посвященный характеристике магнитостратиграфических подразделений, впервые появился в четвертом издании Стратиграфического кодекса Великобритании в 1978 г. Подробно магнитополярные подразделения были охарактеризованы в североамериканском (1983) и норвежском (1986) кодексах. В целом они основаны на рекомендациях Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (МПСК), опубликованных в 1979 г.*** Глава о магнитостратиграфических подразделениях — магнитозонах и особый раздел о магнитостратиграфических схемах были

* Жамойда А. И. Стратотипы и лимитотипы подразделений Международной стратиграфической шкалы в Международном руководстве по стратиграфии и в Стратиграфическом кодексе России. Доклады международного симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья». Казань, М., 1999, с. 18—22.

** *Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 31, СПб., 1999, с. 6—14.

*** Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И. Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. СПб., ВСЕГЕИ. 1996. 144 с.

впервые включены во второе издание отечественного Стратиграфического кодекса (1992). Интегрирование таких схем, уже давно используемых в геологической практике, позволило перейти к составлению отдельных интервалов Общей магнитостратиграфической шкалы полярности фанерозоя.

В 1993 г. на расширенном заседании Бюро МСК состоялось обстоятельное обсуждение проблемы «Магнитостратиграфия в теории и на практике»*. В основном докладе председателя Комиссии МСК по магнитостратиграфии А. Н. Храмова «Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее значение для теоретической и прикладной стратиграфии» была показана реальная возможность привязки магнитостратиграфических данных к Общей стратиграфической шкале на многих ее уровнях. Обобщение последних опубликованных данных, включая результаты личных многолетних исследований А. Н. Храмова по всей шкале и В. К. Шкатовой по квартеру, дало им возможность составить Общую магнитостратиграфическую шкалу полярности фанерозоя, рекомендуемую к применению в геологической практике. В представленном виде шкала служит своеобразным ориентиром при сопоставлении региональных и местных магнитостратиграфических схем, уточнении границ подразделений Общей стратиграфической шкалы, а также может использоваться при изучении геологического развития континентов и планеты в целом.

Олистостромы — гравитационные олистостромы (прил. 10). Широкое развитие в складчатых областях сложных породных комплексов было давно известно. Результатом детального изучения этих образований стало обоснование необходимости выделения и возможности картирования специфических геологических тел — хаотических комплексов, или микститов. Некоторые исследователи называли их парали или квазистратиграфическими подразделениями.

Одна из модификаций микститов — гравитационные олистостромы — в практике геологических работ недавних десятилетий обычно воспринималась как местные стратиграфические подразделения. Предлагается рассматривать их как разновидность литостратиграфических подразделений в понимании Стратиграфического кодекса (1992, гл. VI). Соответствующие статьи вносятся в Кодекс после статей, посвященных органогенным массивам.

Стратиграфические перерывы (прил. 11). Вопрос о необходимости введения в Стратиграфический кодекс характеристики перерывов обсуждался еще при подготовке первого проекта кодекса 1970 г. Однако в оба издания вошли только правила, касавшиеся наименования и графического обозначения перерывов.

* *Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 27, СПб., 1994, с. 8—10.

Учитывая важное геологическое значение перерывов, в особенности для выяснения полноты стратиграфических разрезов, при стратиграфической корреляции, восстановлении геологической истории региона, прогнозировании и поисках ряда полезных ископаемых, в новом прил. 11 даны определение перерывов, рекомендуемая упрощенная классификация, правила номенклатуры и обозначения, согласованные с соответствующими статьями Стратиграфического кодекса (1992, ст. XI.11; прил. 6, п. 2.21).

Стратиграфические термины, используемые в русской и английской литературе (прил. 12). Стратиграфический кодекс СССР (1977) был переиздан в 1979 г. с полным переводом на английский язык под редакцией Р. Н. Попеля и Т. Н. Корень. Таким образом, английский перевод большинства основных русских терминов, употребляемых в стратиграфической классификации, был рекомендован для использования. За прошедшие годы стратиграфическая терминология значительно обогатилась за счет терминов, введенных во второе издание отечественного Стратиграфического кодекса, в кодексы зарубежных стран и международные руководства по стратиграфии (1976, 1994)*.

Русские термины в прил. 12 расположены в русском алфавитном порядке, что представляется наиболее удобным для пользования. При наличии английских синонимов на первое место помещен более употребительный.

Справочные дополнения. *Секвенс-стратиграфические подразделения (Дополнение 1).* Несогласия, как и перерывы, издавна использовались для установления границ стратиграфических подразделений, в особенности местных (литостратиграфических). Американский геолог Х. Уилер в 1959 г. предложил считать слоистые геологические тела, ограниченные несогласиями, особым видом стратиграфических подразделений. Соответствующее направление стратиграфических исследований получило название секвенной стратиграфии. Этот термин не означает существования некой самостоятельной стратиграфии. Это метод стратиграфических исследований, в ходе которых более полно раскрывается геологическая история района с учетом палеогеографических условий осадконакопления и последующих тектонических процессов. Корреляция границ секвенсов и его частей позволяет получать тонкие временные срезы для фациального анализа и палеогеографических реконструкций.

Подразделения, ограниченные несогласиями, включены в стратиграфические кодексы ЮАР, Великобритании, Аргентины и в Международное руководство по стратиграфии (1994)**.

* Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева А. И. Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. СПб., ВСЕГЕИ, 1996. 144 с.

** Там же.

В современном понимании рассматриваемое научное направление сформировалось в 70-е годы в практике сейсмостратиграфических работ в США, но в отличие от последних секвенная стратиграфия, помимо сейсмического, использует весь арсенал методов изучения осадочных пород. Концепция секвенной стратиграфии получила широкое применение в нефтяной геологии.

Терминология, используемая в секвенной стратиграфии, разработана американскими геологами-нефтяниками и еще окончательно не устоялась. В дополнении 1 даны определения терминов, одинаково понимаемых большинством исследователей.

Событийная стратиграфия (Дополнение 2). Стратиграфия с самого ее зарождения занималась выявлением и прослеживанием следов событий минувшего. Существенное, хотя и не принципиальное отличие событийного метода состоит в том, что в его задачу входят поиски таких рубежей, которые отражали бы события значительно более кратковременные по сравнению с предшествовавшими и последующими событиями. Событийная стратиграфия не является особой, самостоятельной «стратиграфией». Это метод комплексных стратиграфических исследований, в результате которых выявленные естественные рубежи резких абиотических и биотических изменений могут более надежно обеспечить дальнейшие корреляции, вплоть до глобальных.

Помещаемый очерк подготовлен на основе определенной, достаточно понятной концепции и иллюстрирован примерами девонских событий.

Геохронометрия (Дополнение 3). Специальные разделы, посвященные геохронометрии, имеются в ряде национальных стратиграфических кодексов (Франция, ФРГ, Великобритания, Северная Америка, Норвегия) и в Международном руководстве по стратиграфии 1976 г. В дополнении рассмотрены две концепции построения шкал геологического времени. Вместо широко употреблявшихся терминов «абсолютный» или «радиологический возраст» рекомендуется термин «изотопный возраст», более точно отвечающий этому понятию. Вместо термина «геохронометрическая» шкала (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 22) введен термин «шкала геологического времени» (Geologic Time Scale), широко вошедший в мировую литературу и практику.

Приведенная Шкала геологического времени фанерозоя разработана во ВСЕГЕИ на основе анализа имеющихся к 1999 г. отечественных и зарубежных данных и результатов собственных многолетних исследований автора-составителя А. Г. Рублева. Основные использованные материалы указаны в пояснительном тексте. На таблице отмечена различная степень достоверности датировок границ общих стратиграфических подразделений. Хотя шкала в дальнейшем будет дополняться и уточняться, в настоящем виде она рекомендована Научно-редакционным советом МПР к использованию.

Уточнение изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия (Дополнение 4). Приведено обоснование недостаточной корректности датировок указанных границ, принятых Уфимским совещанием по докембрию 1990 г. и после утверждения МСК помещенных в Стратиграфическом кодексе 1992 г. (прил. 5, табл. 2), дано обстоятельное обоснование рекомендуемых уточненных датировок.

В дорифейской части общей шкалы активно обсуждаются оценка изотопного возраста границы архея и протерозоя, закрепленной в основании сумия Карелии, а также проблема деления нижнего протерозоя (карелия).

Подготовка и доработка «Дополнений к Стратиграфическому кодексу» осуществлялись во ВСЕГЕИ в секторе МСК с привлечением при необходимости специалистов разного профиля как внутри института, так и из других учреждений.

Обновленная редакция прил. 2 подготовлена О. П. Ковалевским при участии А. И. Жамойды, дополнения к прил. 5 — А. И. Жамойдой и М. А. Семихатовым (ГИН РАН) при участии Б. А. Борисова, прил. 9 составлено А. Н. Храмовым (ВНИГРИ) и В. К. Шкатовой, прил. 10 — А. И. Жамойдой, прил. 11 — Н. Н. Предтеченским, прил. 12 — О. П. Ковалевским при участии Е. Л. Прозоровской. Справочное дополнение 1 — О. П. Ковалевским и Л. С. Маргулисом (ВНИГРИ), дополнение 2 — Т. Н. Корень, дополнение 3 — М. А. Семихатовым и О. П. Ковалевским (общие положения), А. Г. Рублевым (шкала геологического времени), дополнение 4 — М. А. Семихатовым.

Предисловие написано А. И. Жамойдой с использованием материалов составителей приложений и справочных дополнений. Им же проведена общая редакция всей брошюры.

Замечания и предложения следует направлять по адресу: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74. МСК.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СТАТЬИ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ

ДОПОЛНЕНИЯ К ГЛ. VI

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Статья VI. 7а. Олистостромы — это особый вид подразделений литостратиграфической категории, представляющий собой хаотические ассоциации пород (микститы), состоящие из гетерокластического и часто разновозрастного материала (олистолитов), погруженного в относительно мелкозернистую бесструктурную массу (матрикс), обычно иного состава, слабостратифицированную или без следов стратификации. Для олистостром характерны пластообразная или линзовидная форма и резкость границ как в подошве и кровле, так и по латерали.

Олистостромы могут входить в объем местных или литостратиграфических стратонов (свит, серий, толщ) или образовывать самостоятельные стратиграфические подразделения с собственным названием. Последние выделяются в том случае, если они образуют тела, сопоставимые по мощности и распространению с толщами или свитами в данном районе, и, следовательно, могут быть изображены на геологической карте.

Примечание. Олистострома как самостоятельный стратон отличается от основного литостратиграфического подразделения — толщи — трудно распознаваемой стратификацией или ее отсутствием, хаотическим внутренним строением, иногда общим удревнением возраста грубообломочного материала (олистолитов) вверх по разрезу, неправильной линзовидной формой, залеганием среди стратифицированных отложений в виде «чужеродных» геологических тел.

Определение геологического возраста образования олистостромы производится по палеонтологической характеристике и (или) по изотопно-геохронометрическим данным матрикса с учетом возраста олистолитов и вмещающих отложений.

Статья VI. 10а. Название олистостромы, представленной самостоятельным литостратиграфическим подразделением, рекомендует-

ся образовывать от названий географических объектов, на территории или вблизи которых находится наиболее представительный разрез олистостромы. Олистостроме, входящей в объем местного стратона, присваивается его наименование. При выделении в объеме местного стратона нескольких олистостром они нумеруются снизу вверх по разрезу.

Примеры. Березовская олистострома (самостоятельное стратиграфическое подразделение, названное по р. Березовая), белогорская олистострома (в составе белогорской свиты), первая олистострома михайловской свиты, вторая олистострома михайловской свиты и т. д.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ПРАВИЛА ВЫБОРА И ОПИСАНИЯ «ТОЧКИ ГЛОБАЛЬНОГО СТРАТОТИПА ГРАНИЦЫ»

1. Общие замечания.

Цель выбора «точки глобального стратотипа границы» — ТГСТ (Global Stratotype Section and Point — GSSP) — обеспечение стабильности общей стратиграфической шкалы, что обусловливается в первую очередь стабильностью границ ее подразделений, практически границ ярусов.

Десятилетний опыт применения первого варианта Руководства, содержащего правила выбора ТГСТ (Cowie et al., 1986; Cowie, 1986; Стратиграфический кодекс, 1992, прил. 2), подтвердил правильность их основных принципов. Ревизованное и несколько дополненное Руководство было принято Международной комиссией по стратиграфии (МКС) в 1996 г. (Remane et al., 1996; Прозоровский, 1998).

Главные причины ревизии Руководства сводятся к следующим:

а) была принята новая концепция Общей (международной) стратиграфической шкалы докембрия (см. Предисловие);

б) значительно увеличилась роль небистратиграфических методов корреляции благодаря успехам в их разработке;

в) МКС пришла к заключению, что большинство классических стратотипов единиц Общей шкалы непригодны для определения границ. Поэтому следует искать новые разрезы, в которых седиментация непрерывна в пограничном интервале и выбранные уровни обладают наибольшим корреляционным потенциалом;

г) в Международном руководстве по стратиграфии (International Stratigraphic Guide, 1994) принято положение о том, что определяющим для обоснования подразделений общей шкалы признаны их лимитотипы, т. е. ТГСТ.

2. Определение. Выбор стратиграфического разреза.

2.1. «Точка глобального стратотипа границы» — это точка, выбранная в конкретном разрезе толщи пород и в определенном географическом районе, являющаяся стандартом для определения уровня нижней границы каждого подразделения Общей стратиграфической шкалы. Практически ТГСГ выбирается для ярусов, нижние границы которых в соответствующих случаях определяют нижние границы отделов и систем.

2.2. Выбору ТГСГ должны предшествовать исследования по корреляции отложений, принадлежащих к смежным по разрезу общим стратиграфическим подразделениям.

Корреляционный потенциал любого уровня границы должен быть проверен путем детального изучения нескольких непрерывных разрезов, охватывающих приграничный интервал, если возможно, на разных континентах; при этом необходима интеграция данных по разным фациям и палеозоогеографическим подразделениям в глобальном синтезе. Наиболее подходящий из этих разрезов может быть впоследствии выбран для определения ТГСГ.

2.3. Если традиционная граница подразделения общей стратиграфической шкалы по своему межрегиональному корреляционному потенциалу не соответствует современным требованиям, то предпочтение может быть отдано уровню с большим корреляционным потенциалом; однако изменения положения границы должны быть сведены к возможному минимуму.

Определение границы следует начинать с определения уровня, который может быть охарактеризован маркирующим событием с оптимальными корреляционными возможностями. Этим маркирующим событием может быть изменение магнитного поля Земли, какой-либо геохимический или изотопный сигнал, первое появление или же последняя находка определенного вида. Однако наличие единственного маркера недостаточно для установления ТГСГ. Поэтому вблизи критического уровня должны быть найдены другие маркеры, которые помогли бы стратиграфической корреляции с другими разрезами. Если первичный маркер — это определенный вид, то первое появление, как правило, более надежно, чем событие вымирания, особенно при возможности наблюдать постепенный переход между видом-маркером и его предком.

2.4. Для обеспечения лучшего распознавания границы в иных фациях или в других палеобиогеографических областях могут использоваться вспомогательные стратиграфические уровни — вспомогательная стратотипическая точка (Auxiliary Stratotype Point). Такие вспомогательные уровни являются подчиненными по отношению к ТГСГ.

3. Требования к стратиграфическому разрезу, содержащему ТГСГ*.

3.1. Геологические требования:

3.1.1. Разрез по своей мощности должен охватывать временной интервал, позволяющий для определения границы использовать близко к ней расположенные вспомогательные маркеры.

3.1.2. Отсутствие перерывов в осадконакоплении и конденсаций по разрезу вблизи границы.

3.1.3. Скорость седиментации должна быть достаточной, чтобы выявленные последовательные события можно было легко разделить.

3.1.4. Отсутствие седиментационных и тектонических нарушений вблизи границы.

3.1.5. Отсутствие проявлений метаморфизма и сильных диагенетических изменений пород (для возможности проведения палеомагнитных и геохимических измерений).

3.2. Биостратиграфические требования:

3.2.1. Обилие и разнообразие ископаемых остатков организмов хорошей сохранности по всему разрезу.

3.2.2. Отсутствие фациальных изменений по разрезу на границе и вблизи нее. Лито- и биофациальные изменения могут отражать перерыв в осадконакоплении или изменение экологических условий обитания видов.

3.2.3. Развитие фаций, благоприятных для широких биостратиграфических корреляций. Этому требованию обычно соответствуют условия открытого моря, где виды широкого географического распространения встречаются чаще, чем в прибрежных или континентальных условиях. Последних следует избегать.

3.3. Небиостратиграфические методы.

При выборе ТГСГ из нескольких разрезов с равноценными биостратиграфическими характеристиками следует отдать предпочтение тому, который позволяет более широко использовать небиостратиграфические методы. Желательно, чтобы были обеспечены:

3.3.1. Возможность радиоизотопной датировки стратиграфического уровня границы.

3.3.2. Возможность палеомагнитного изучения для определения положения ТГСГ в общей магнитостратиграфической шкале.

3.3.3. Использование хеостратиграфических данных, включая изучение изменений соотношений стабильных изотопов по разрезу, которые могут свидетельствовать о глобальных событиях.

3.3.4. Реконструирование региональной палеогеографической обстановки и взаимоотношений фаций, чему может способствовать применение методов секвенной стратиграфии.

3.4. Прочие требования.

3.4.1. ТГСГ должна быть обозначена в разрезе надежно зафиксированным постоянным знаком (маркером).

3.4.2. ТГСГ должна выбираться в доступном для посещения районе. Кандидаты разрезов в отдаленных районах, посещение которых связано с организацией дорогостоящих экспедиций, обычно исключаются.

* Петитом набраны переведенные на русский язык разделы Руководства с сохранением их рубрикации.

3.4.3. Должен быть обеспечен свободный доступ для исследований на разрезе для всех стратиграфов, независимо от их гражданства.

3.4.4. При официальном представлении разреза в МКС заинтересованная подкомиссия МКС должна попытаться получить гарантии от официальных властей на свободный доступ для исследований и постоянную охрану стратотипа границы.

4. Процедура представления ТГСГ в МКС или в соответствующую ее подкомиссию.

Представление должно быть написано по-английски и содержать следующую информацию:

- 1) название границы;
- 2) указание точного местонахождения разреза стратотипа границы — координаты и положение на детальной топографической карте или аэрофотоснимке, желательно в масштабе не мельче 1 : 50 000;
- 3) местонахождение на детальной геологической карте района;
- 4) детальное литологическое описание и фотографию разреза стратотипа с указанием слоя, в котором определена граничная точка, и основных уровней всех физических (абиотических) и биостратиграфических маркеров;
- 5) мотивировка выбора уровня стратотипа границы в разрезе с обсуждением отклоненных кандидатов и их возможного использования для межконтинентальной корреляции;
- 6) сравнение с ранее используемым уровнем границы;
- 7) характеристика всех маркеров, использовавшихся в определении границы;
- 8) изображение всех важнейших остатков организмов;
- 9) результаты радиоизотопного датирования с указанием использованного метода;
- 10) результаты голосования в рабочей группе и в подкомиссии МКС.

5. Утверждение ТГСГ и ее ревизия.

Материалы, необходимые для утверждения ТГСГ, представляются в Международную комиссию по стратиграфии в соответствии с принятой процедурой (Remane et al., 1996). При положительном решении материалы поступают в Исполнительный комитет Международного союза геологических наук (МСГН) для окончательного утверждения и официального обнародования в журнале МСГН «Episodes» или в других широко известных научных изданиях.

Утвержденная ТГСГ может быть заменена другой «точкой», если в связи с новыми исследованиями возникнет серьезная необходимость ее пересмотра.

Список литературы

Прозоровский В. А. Новое руководство Международной комиссии по стратиграфии и его значение. Вестник СПбГУ. Сер. 7, вып. 1, (№ 7), 1998, с. 55—59.

Стратиграфический кодекс. СПб., ВСЕГЕИ, 1992, Прил. 2.

Cowie J. W. Guidelines for boundary stratotypes. Episodes. V. 9, № 2, 1986, p. 78—82.

Cowie J. W., Ziegler W., Boucot A. J. et al. Guidelines and status of the International Commission on Stratigraphy. Courier Forschungs-institut Senckenberg, v. 83, 1986, p. 1—14.

International Stratigraphic Guide. 2-nd ed. IUGS and the Geological Society of America. 1994. 214 p.

Remane J., Bassett M. G., Cowie J. W., et al. with the cooperation of members of ICS. Revised guidelines for the establishment of Global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy. Episodes. V. 19, № 3, 1996, p. 77—81.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Изменения в Общей стратиграфической шкале фанерозоя, принятые МСК в 1996—1998 гг.

В 1996—1998 гг. решениями МСК были приняты изменения в ярусных шкалах неогеновой, палеогеновой, юрской и кембрийской систем:

1) В качестве верхнего яруса неогеновой системы (верхний плиоцен) принят гелазский ярус (N_2^3gl) с нижней границей на возрастном уровне 2,6 млн лет и верхней в подошве квартера на возрастном уровне 1,8 млн лет (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1998, с. 18—19).

2) Монтский ярус заменен зеландским ярусом (P_1^2sl), который утвержден в качестве нижнего яруса верхнего палеоцена. Нижний палеоцен принят в объеме одного датского яруса (Там же, с. 17—18).

3) Граница между юрской и меловой системами установлена по подошве верхневолжского подъяруса, сопоставляемой с кровлей титонского яруса в Тетической области. Волжский ярус в прежнем объеме переведен из категории общих в категорию региональных стратиграфических подразделений в ранге регионаруса (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1997, с. 5—7). В общей стратиграфической шкале остался только титонский ярус в объеме нижнего и среднего подъярусов волжского регионаруса.

4) В качестве верхнего яруса кембрийской системы утвержден батырбайский ярус (C_3bt), перекрывающий аксайский ярус (Там же, с. 11—12).

Перечисленные изменения следует внести в табл. 1 Приложения 5 Стратиграфического кодекса (1992).

Уточнение изотопного возраста нижних границ подразделений верхнего протерозоя и кембрия

Помещенная в Стратиграфическом кодексе (1992) Общая стратиграфическая шкала докембрия была принята Вторым Всесоюзным совещанием по общим вопросам расчленения докембрия СССР (Уфа,

1990) и утверждена МСК в 1991 г. С момента утверждения шкалы (называемой Уфимской) выделенные в ее верхнепротерозойской части подразделения получили более полное палеонтологическое обоснование, а также Sr- и С-изотопные хемотратиграфические характеристики, что значительно повысило корреляционный потенциал этих подразделений. Вместе с тем, изотопно-геохронологические данные (в особенности полученные U—Pb-методом) позволяют уточнить принятые в Уфимской шкале оценки изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Краткое обоснование этих уточнений приведено в Справочном дополнении 4. Ниже приведенные датировки следует внести на соответствующие уровни в табл. 2 Приложения 5 Стратиграфического кодекса (1992).

1) Новые изотопно-геохронологические данные, полученные в Сибирском гипостратотипе рифея — в разрезе Учуро-Майского региона (Pb—Pb-датировки карбонатных пород из базальных горизонтов верхнего рифея и U—Pb-определения бадделеита из прорывающих силлов) и в Туруханском районе (Pb—Pb-датировки карбонатных пород из кровли среднерифейской последовательности отложений), показывают, что наилучшим приближением к значению изотопного возраста нижней границы верхнего рифея является 1030 ± 30 млн лет.

2) Новые U—Pb-определения возраста вулканогенных цирконов из до- и постгиллитовых отложений Авалонского террейна (о. Ньюфаундленд и крайний Северо-Восток США) и из кровли нижнего венда Юго-Восточной Польши показали, что возраст начала лапландского оледенения и, следовательно, нижней границы венда нужно оценивать в 600 ± 10 млн лет.

3) Полученные в последние годы U—Pb-датировки вулканогенных цирконов из пограничных горизонтов нижнего и верхнего венда Юго-Восточной Польши, с одной стороны, и Зимнего берега Белого моря и Авалонского террейна, с другой, оказались противоречивыми при их рассмотрении в стратиграфическом контексте. Тем не менее они показывают, что изотопный возраст нижней границы верхнего венда лежит в пределах 570—555 млн лет.

4) Традиционная для России нижняя граница кембрия (=нижней границе томмотского яруса) при утверждении Уфимской шкалы на пленуме МСК получила двойную датировку — 570 (530) млн лет, хотя в решениях Уфимского совещания было отмечено, что возраст этой границы лежит в пределах 530—540 млн лет.

Современные материалы показывают, что ее возраст следует оценивать в 535 ± 1 млн лет. В основу такой оценки приняты прецизионные U—Pb-датировки вулканогенных цирконов из пограничных отложений докембрия и кембрия Сибири, Китая, Авалонского террейна и Намибии, а также критический анализ данных о стратиграфическом возрасте датированных объектов.

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы

Вопрос о положении нижней границы четвертичной системы обсуждался в течение многих десятилетий. Долгое время она датировалась в 0,7 млн лет. С 1974 по 1984 г. специальные исследования проводились по проекту № 41 Международной программы геологической корреляции и Подкомиссией ИНКВА по неоген-четвертичной границе более чем в 20 странах, в том числе СССР. В результате проведенных работ стратотипическим разрезом неоген-четвертичной границы был выбран разрез Врика в провинции Калабрия (Южная Италия), который удовлетворял требованиям к стратотипам границ общих стратиграфических подразделений.

В 1984 г. эта граница на возрастном уровне 1,65—1,67 млн лет была принята Международной подкомиссией по четвертичной системе МКС (Aguirre, Pasini, 1985).

Вопрос о неоген-четвертичной границе широко обсуждался среди специалистов нашей страны на заседаниях соответствующих комиссий МСК (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1989) и на VII Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода (Таллинн, 1990). По представлению Комиссии по четвертичной системе расширенное Бюро МСК приняло в 1990 г. решение об изменении объема четвертичной системы и о датировании нижней границы на возрастном уровне 1,6 млн лет и утвердило Общую стратиграфическую шкалу квартера (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1989, 1991, 1996).

В результате дальнейших исследований возрастная граница нижней границы квартера (с прежним стратотипом границы в разрезе Врика) был уточнен до 1,8 млн лет. Этот уровень был утвержден МКС (Inter-INQUA Colloquium, 1997) и принят в 1998 г. расширенным Бюро МСК (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1998).

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы утверждена МСК в 1995 г. с уточнением возрастного уровня нижней границы.

Ниже приведенную Общую стратиграфическую шкалу четвертичной системы следует внести в Приложение 5 Стратиграфического кодекса (1992) в качестве таблицы 4.

Список литературы

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 24, 1989, с. 20—23; Вып. 25, 1991, с. 24—25; Вып. 28, 1996, с. 8—10; Вып. 30, 1998, с. 19—20.

Aguirre E., Pasini G. The Pliocene—Pleistocene boundary. Episodes. V. 8, № 2, 1985, p. 116—120.

Inter-INQUA Colloquium. A report by D. Castradori. Neogene Newsletter. 1997, № 4, p. 18.

Таблица 4 Приложение 5 Стратиграфического кодекса (1992)

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы

Общие стратиграфические подразделения				Основные хронологические рубежи (млн лет)				Геохронологические подразделения							
система	надраздел (отдел)	раздел (подотдел)	звено	ступень					период	эпоха	фаза	пора	термохрон, криохрон		
Четвертичная (квартер)	Голоцен	Плейстоцен	Верхнее	Четвертая	0,01	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Голоценовая	Поздний криохрон	Поздний термохрон	Поздняя				
				Третья										Ранний криохрон	Ранний термохрон
				Вторая											
				Первая										Эоплейстоценовая	Ранняя
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Среднее	1,8	Неогеновый	Плиоценовая									
			Нижнее										Эоплейстоцен	Поздняя	
			Верхнее												
			Нижнее												

ОБЩАЯ МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЛЯРНОСТИ ФАНЕРОЗОЯ

1. Общие замечания.

Магнитозоны в своей стратиграфической последовательности образуют магнитостратиграфические схемы (Стратиграфический кодекс, 1992, гл. IX, прил. 6, разд. 5), на основе которых строятся магнитостратиграфические шкалы. Различают две группы шкал: основанные на изменениях во времени геомагнитного поля и отражающие условия образования горных пород.

Геомагнетизм — явление глобальное, поэтому шкалы первой группы в принципе пригодны для корреляции геологических событий в масштабе всей планеты, в противоположность шкалам второй группы, которые могут быть только местными и лишь иногда могут выходить на региональный уровень. Шкалы первой группы — это шкала геомагнитной полярности (сокращенно — шкала полярности), шкала миграции палеомагнитных полюсов, шкала напряженности палеомагнитного поля и шкала вековых вариаций. Наиболее разработана в настоящее время магнитостратиграфическая шкала полярности*, основанная на наиболее яркой характеристике поведения геомагнитного поля — обращениях его полярности (инверсиях). Глобальность и мгновенность (в геологическом масштабе времени) этого явления, обеспечивающие принципиальную синхронность границ между магнитозонами в масштабе всей планеты, стимулировали разработку сначала местных и региональных шкал (схем) полярности для отдельных стратиграфических интервалов, а вслед за этим и попытки построения глобальной шкалы полярности фанерозоя путем синтеза имеющейся магнитостратиграфической информации (Палеомагнитология, 1982; Молостовский, Храмов, 1984), а для верхней ее части (начиная с оксфорда) и на основе интерпретации линейных океанических аномалий, созданных магнитоактивным слоем разрастающегося океанского дна (Harland et al., 1990).

* Иногда последнее слово опускают.

Анализ мирового материала и результаты собственных многолетних исследований позволили подготовить Общую магнитостратиграфическую шкалу полярности фанерозоя, рекомендуемую для использования при корреляции местных разрезов и межрегиональной корреляции, а также при уточнении последовательности отложений в интервалах разрезов, общий диапазон возраста которых определен другими методами, прежде всего биостратиграфическими.

Общая магнитостратиграфическая шкала полярности (ОМШ) — это последовательный ряд магнитозон прямой (обозначены черным цветом) и обратной (не закрашены) полярности, образующих магнитостратиграфические подразделения разного ранга — гиперзоны, суперзоны, ортозоны, субзоны и микрозоны. Эти подразделения отвечают определенным интервалам Общей стратиграфической шкалы.

Различный масштаб времени для квартера и неогена — кембрия потребовал разделения шкалы фанерозоя на две отдельные части. В первой шкале (табл. 1) выделены субзоны и микрозоны, во второй (табл. 3) — гиперзоны и суперзоны (в палеозое).

2. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера (табл. 1).

2.1. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера основана на астроизомагнитных данных и является своего рода масштабной линейкой для корреляции с ней региональных и местных магнитостратиграфических схем. Она скоррелирована, с одной стороны, с Общей стратиграфической шкалой квартера (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1996; 1998), с другой, с кислородно-изотопной шкалой, также являющейся масштабной линейкой событийной стратиграфии (Bassinot et al., 1994; Berggren et al., 1995).

2.2. За основные единицы шкалы приняты субзоны и микрозоны полярности, поскольку они могут обеспечить наиболее надежное расчленение и корреляцию четвертичных отложений, вплоть до глобальной корреляции.

Анализ зарубежных и российских материалов показал, что надежность выделения субзон и микрозон, зависящая от степени достоверности их выделения и точности определения возраста, в зарубежных шкалах выше, так как они основаны на согласующихся магнитных, изотопных и астрономических данных. В отечественных шкалах, как правило, используются приближенные оценки возраста, основанные на литостратиграфических, палеопедологических, в лучшем случае на термолюминесцентных и радиоуглеродных данных. Поэтому количество, возраст и корреляция субзон и микрозон в таких шкалах остаются проблематичными и неоднозначными, требующими подтверждения и уточнения.

Таблица 1

Общая магнитостратиграфическая шкала квартера

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				ОСНОВНЫЕ ВРЕМЕННЫЕ РУБЕЖИ (млн лет)	ОБЩАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				КИСЛОРОДНО-ИЗОТОПНАЯ ШКАЛА					
СИСТЕМА	НАД-РАЗДЕЛ	РАЗДЕЛ	ЗВЕНО		ОРТОЗОНА	СУБЗОНЫ, МИКРОЗОНЫ	ПОЛЯРНОСТЬ	ВОЗРАСТ (тыс. лет)	СТАДИИ	ВОЗРАСТ (тыс. лет)				
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (КВАРТЕР)	ГОЛО-ЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	0,01	БРЮНЕС (N) (МАГНИТОХРОН.1)	ЭТРУРИЯ	—	2,5	1	11				
						СОЛОВКИ	—	6,0						
						ГЕТЕБОРГ	—	12						
						МОНО	—	25						
						ЛАШАМП (КАРГАПОЛОВО)	—	42						
						БЛЕЙК (СЕРОГЛАЗКА)	—	100			57			
												71		
													a	82
													b	92
													c	102
						120	d	114						
							e	127						
						ЯМАЙКА (=БИВА I)	—	~182			6	186		
						ЛЕВАНТИН (=БИВА II, ДНЕПР, ЧАГАН)	—	~290			8	242		
						БИВА III	—	~390			9	301		
													10	334
						ЭМПЕРОР (ЕЛУНИНО V)	—	~460			11	364		
12	427													
БИГ ЛОСТ (ЕЛУНИНО VI)	—	580	13	474										
					14	528								
ДЕЛЬТА (ЕЛУНИНО VII)	—	~635	15	568										
					16	621								
ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	НИЖНЕЕ	0,8	МАТУЯМА (R) (МАГНИТОХРОН.2)	КАМИКАТСУРА (ЗЫХ)	—	780	17	659					
										ХАРАМИЛЬО	—	990	18	712
										КОББ МАУНТИН (КВЕМОНАТАНЕБИ)	—	1210	20	787
										1775	22-26	865		
													1790	27-31
										1820	35	865		
													1950	63
										64				
65														
	71													
72														

Использование субзон и микрозон для дробного расчленения и корреляции четвертичных отложений в пределах региона будет эффективно лишь в комплексе с традиционными методами стратиграфии, подкрепленными нумерическим датированием.

2.3. Для рекомендуемой Общей магнитостратиграфической шкалы квартера в интервале 1,8 млн лет применена фамильная номенклатура шкалы А. Кокса, включающая две верхние магнитозоны (ортозоны) — Брюнес и Матуяма. При выделении субзон и микрозон использованы новые данные по зарубежным шкалам (Harland et al., 1990; Shackleton et al., 1990; Cande and Kent, 1995; Berggren et al., 1995), а близкие по возрасту и достоверные аналоги, выделенные на территории России (Гурарий и др., 1983; Зубаков, 1986; Поспелова, 1989 и др.), даны в скобках, например, Лашамп (Каргаполово) и т. п.

Общая магнитостратиграфическая шкала квартера охватывает целиком ортозону прямой полярности Брюнес и верхнюю (до субзоны Олдувей) часть ортозоны обратной полярности Матуяма. В ней выделено 16 субзон и микрозон. Из них 13 (обратной полярности) находятся в Брюнесе, а 3 (прямой полярности) — в Матуяме. Продолжительность практически всех таких подразделений около 10^3 лет, за исключением трех (Блейк, Харамильо, Кобб Маунтин), продолжительность которых 10^4 лет и несколько более. Первые — это микрозоны, а последние — субзоны.

2.4. Ниже приводится характеристика подразделений рекомендуемой Общей магнитостратиграфической шкалы квартера.

В ортозоне прямой полярности Брюнес в голоцене выделены две микрозоны: Этрурия — с датой 2,5 тыс. лет и Соловки — с возрастом 6 тыс. лет. Обе требуют дополнительного подтверждения, поэтому в шкале даны укороченными линиями.

Первая (Этрурия) — подтверждена в Северной Швеции, на Аляске, в Северном Прикаспии, в Западной Туркмении, на юге Западной Сибири (Качка), в Предуралье (Ананьино), в морях Белом, Баренцевом, Каспийском и др.

Вторая (Соловки) — выделена В. В. Кочегурой (1992) в отложениях Белого моря и датирована по климатостратиграфическим критериям около 6 тыс. лет, по аналогии с таковой, установленной на Аляске в отложениях оз. Хардинг с возрастом 6,6 тыс. лет по ^{14}C (Morinaga et al., 1987). В Северном Прикаспии она была установлена в плейстоценовых почвах с возрастом 5,5—6,0 тыс. лет по ^{14}C и по археологическим объектам и названа Жекалган (Еремин и др., 1992).

В верхнем неоплейстоцене выделены известные за рубежом и в отечественной литературе микрозоны Гетеборг, Моно, Лашамп (Каргаполово) и субзона Блейк (Сероглазка). Возрасты их в рекомендуемой Общей магнитостратиграфической шкале даны по Г. А. Поспеловой (1989) — 12, 25, 42, 100—120 тыс. лет соответственно.

Возрастные датировки микрозоны Лашамп (Каргаполово) в зарубежных (Harland et al., 1990) и отечественных (Поспелова, 1989) шкалах совпадают. В отношении возраста и длительности субзоны Блейк мнения расходятся — от 120 (Поспелова, 1989; Hilgen F. J., 1991) до 128 тыс. лет (Harland et al., 1990). В России субзона Блейк подтверждена во многих регионах и является репером в верхнем неоплейстоцене при дальних корреляциях. Однако только на Нижней Волге идентифицированная с ней субзона в верхнехазарских морских и континентальных отложениях датирована двумя методами — термоллюминесцентным и торий-урановым 89—117 тыс. лет. Она названа Сероглазка (Шкатова, 1991) и введена в Общую магнитостратиграфическую шкалу как аналог субзоны Блейк. В среднем и нижнем неоплейстоцене (средний плейстоцен по Глобальной стратиграфической шкале МКС — Global Stratigraphic Chart, 1989) количество и возраст микрозон даны по зарубежным данным (Harland et al., 1990).

В среднем неоплейстоцене выделены Ямайка (=Бива I) с возрастом около 182 тыс. лет, Левантин (=Бива II, Днепр, Чаган) с возрастом около 290, Бива III с возрастом около 390 тыс. лет. Для микрозоны Левантин (Бива II) предлагаемые российские аналоги Днепр и Чаган (Поспелова, 1989) весьма дискуссионны и требуют проверки из-за существующей проблемы возраста и распространения днепровского оледенения на территории Восточно-Европейской равнины.

В нижнем неоплейстоцене выделены Эмперор — с возрастом около 460, Биг Лост — с возрастом 580, Дельта — с возрастом около 635 тыс. лет. К ним даны российские аналоги — Елунино V, VI, VII соответственно, подтвержденные на юге Западной Сибири (Поспелова, 1989). По литостратиграфическим и термоллюминесцентным обоснованиям возраста они близки к таковым зарубежным.

Возраст инверсии Бронес—Матуяма, известной еще со времен шкалы А. Кокса, основного репера между эоплейстоценом и неоплейстоценом (между нижним и средним плейстоценом по Глобальной стратиграфической шкале МКС — Global Stratigraphic Chart, 1989), оценен в 780 тыс. лет (Berggren et al., 1995).

В ортозоне обратной полярности Матуяма в эоплейстоцене первая сверху микрозона Камикатсура дана с возрастом 850 тыс. лет (Harland et al., 1990). Вероятным ее аналогом можно считать микрозону Зых в разрезе оз. Зых (Азербайджан) с установленным по пеплам К—Ar методом возрастом 820 ± 250 тыс. лет (Зубаков, 1986).

Возраст двух нижеследующих субзон Харамильо (990—1070 тыс. лет) и Кобб Маунтин (1210—1240 тыс. лет) дан по зарубежной шкале (Berggren et al., 1995). Вероятным аналогом субзоны Кобб Маунтин можно считать Квемонатанеби (в разрезе Цвермагал, Грузия) с расчетным возрастом 1,0—1,1 млн лет (Зубаков, 1986).

Возраст нижеследующей двойной субзоны Олдувей в Общей магнитостратиграфической шкале уточнен по астроизомантическим

данным — 1,77—1,95 (Berggren et al., 1995). Внутри двойной субзоны Олдувей показан возраст интервалов прямой (двух) и обратной (одной) полярности (сверху вниз): 1775—1790, 1790—1820, 1820—1995 тыс. лет.

С субзоной Олдувей связана граница квартера и неогена. Эта граница, проходящая по кровле сапропеля *e* в разрезе Врика (Италия), проводится (Zijderveld et al., 1991; Pasini and Colalongo, 1994) внутри маломощного 10-метрового интервала обратной полярности с длительностью 30 тыс. лет и с возрастом 1,79—1,82 млн лет.

В Общей магнитостратиграфической шкале квартера лимитотип квартера также показан внутри вышеописанного маломощного и короткого обратнопольярного интервала двойной субзоны Олдувей на уровне 1,8 млн лет и 65-й кислородно-изотопной стадии (Inter-INQUA Colloquium, 1997). Это согласуется с принятым МСК возрастным уровнем нижней границы квартера (Постановления Межведомственного стратиграфического комитета..., 1998, с. 18—19).

3. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности неогена—кембрия (табл. 2 и 3).

3.1. Рекомендуемая Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя (неоген—кембрий) является сводной (синтетической) шкалой, основанной на всей доступной опубликованной мировой магнитостратиграфической информации.

Шкала построена путем сопоставления и корреляции местных и региональных шкал (схем), их надстраивания и взаимной проверки.

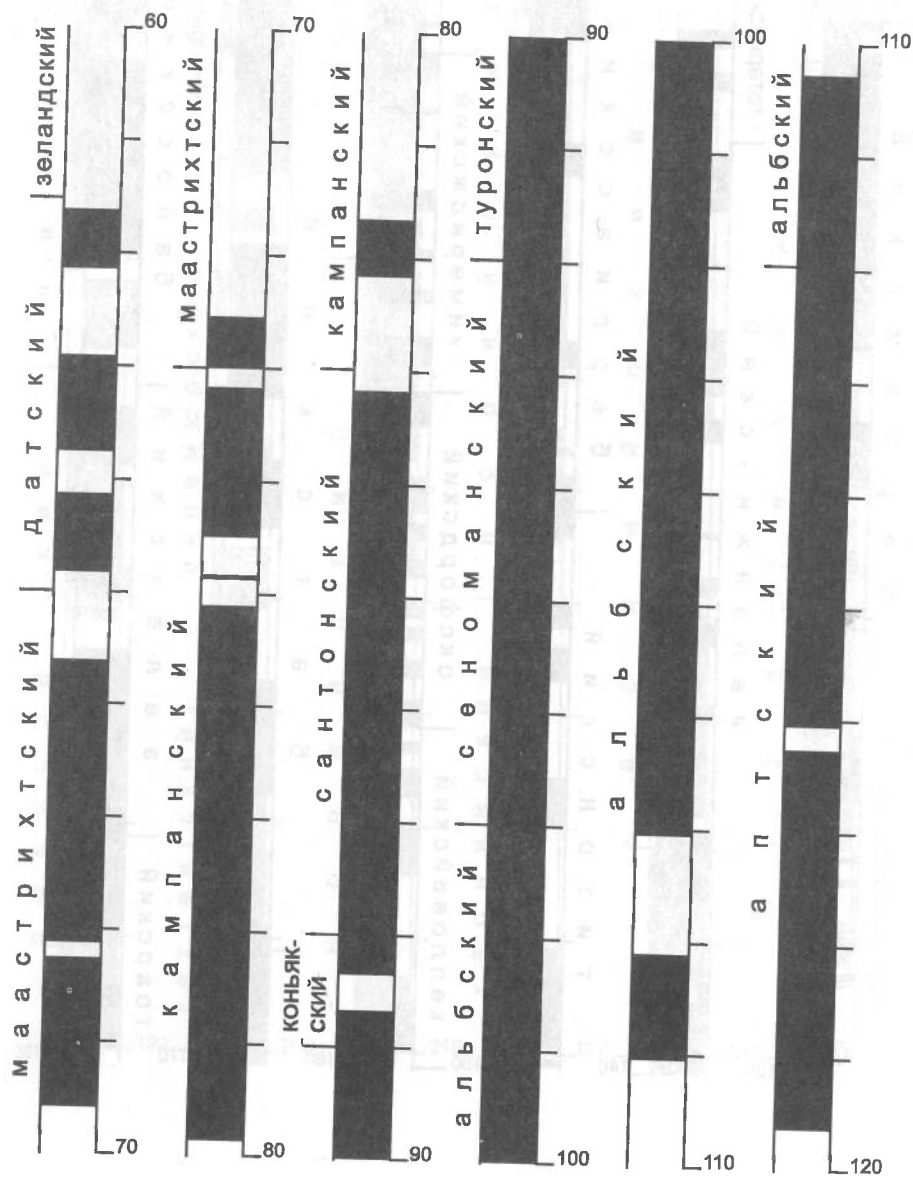
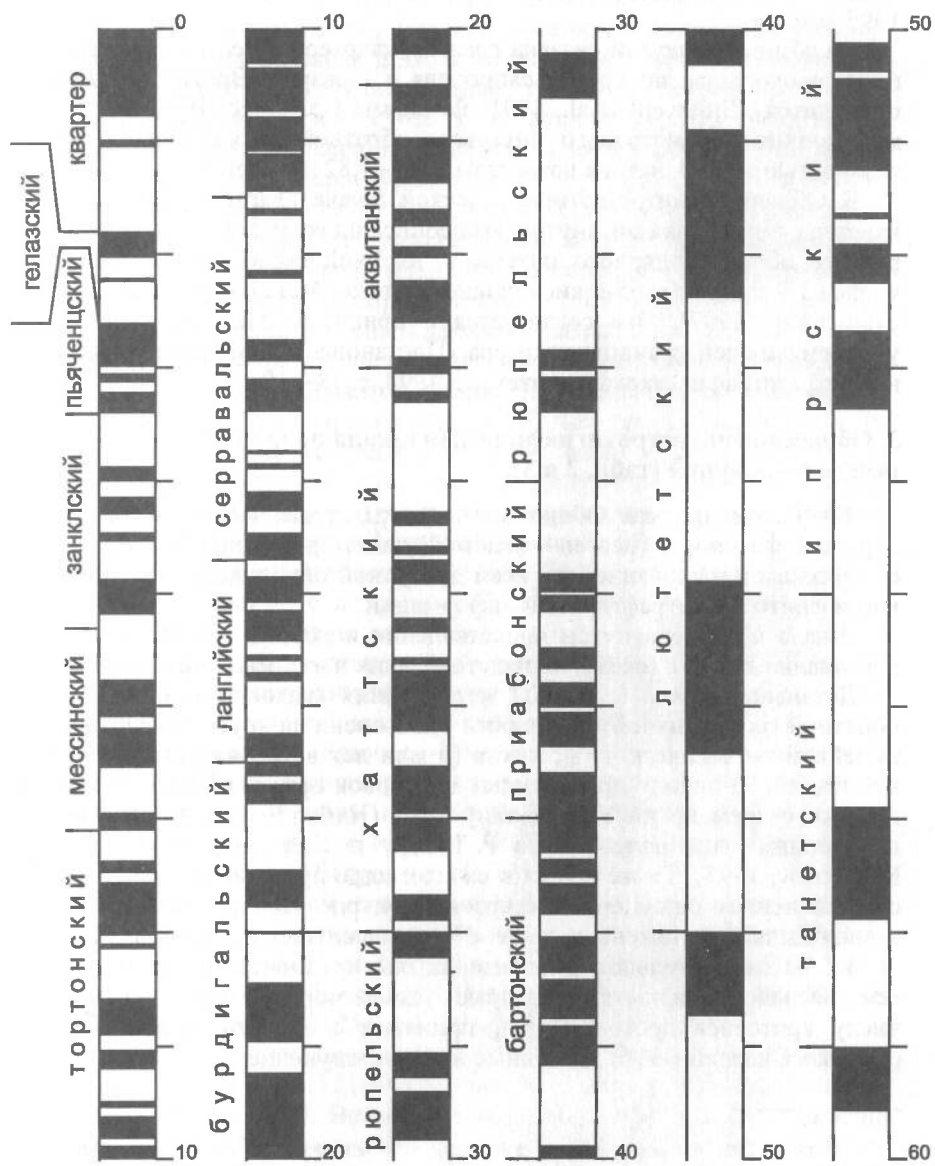
Детальная шкала (табл. 2)* чередования магнитозон прямой и обратной геомагнитной полярности расчленена на ярусы и снабжена линейкой геологического возраста (в млн лет в условно выбранном масштабе). За основу приведенных датировок принята Шкала геологического времени по У. Харланду и др. (Harland et al., 1990) с исправлениями для палеозоя по Р. Тукеру и У. Маккерроу (Tucker, McKerrow, 1995). Та же шкала в сжатом виде представлена в табл. 3 с расчленением на супер- и гиперзоны полярности. Приведенные названия были предложены в книге «Палеомагнитология» (1982).

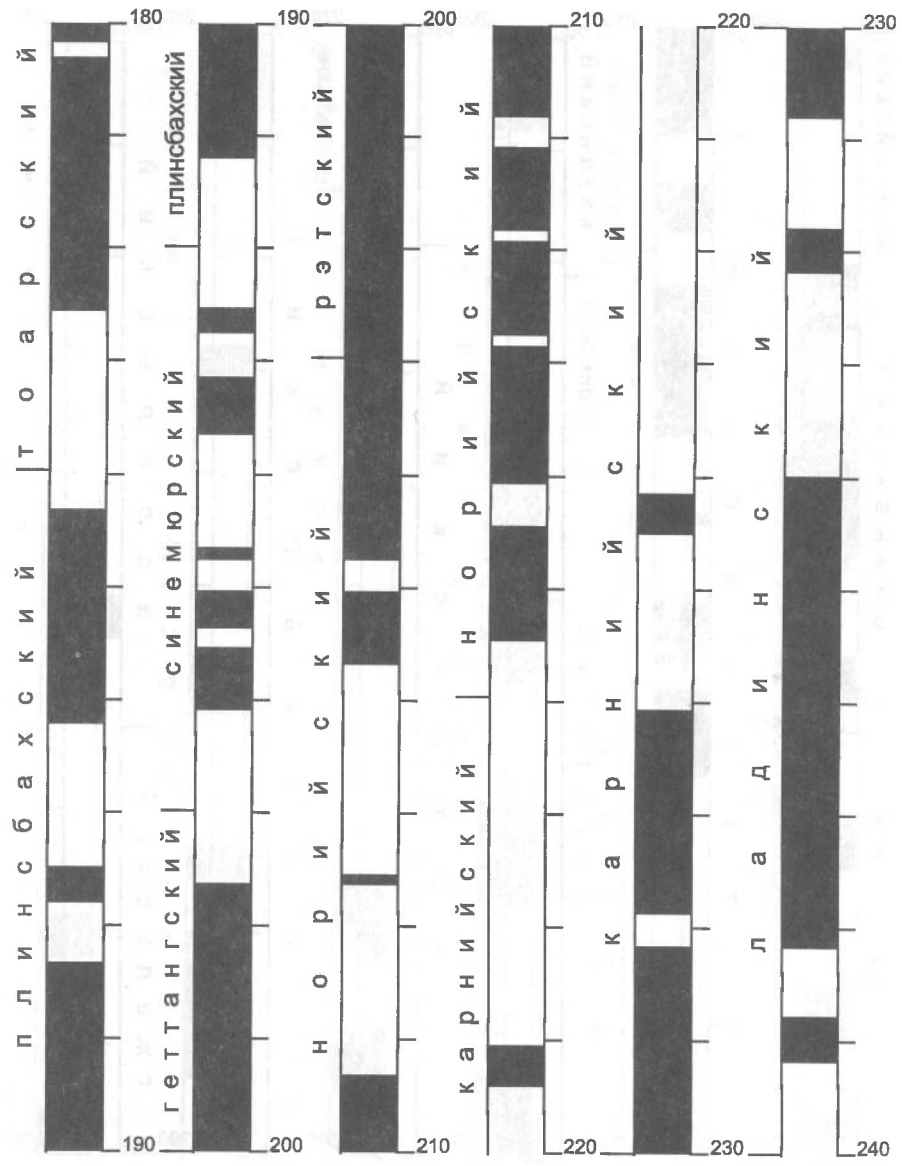
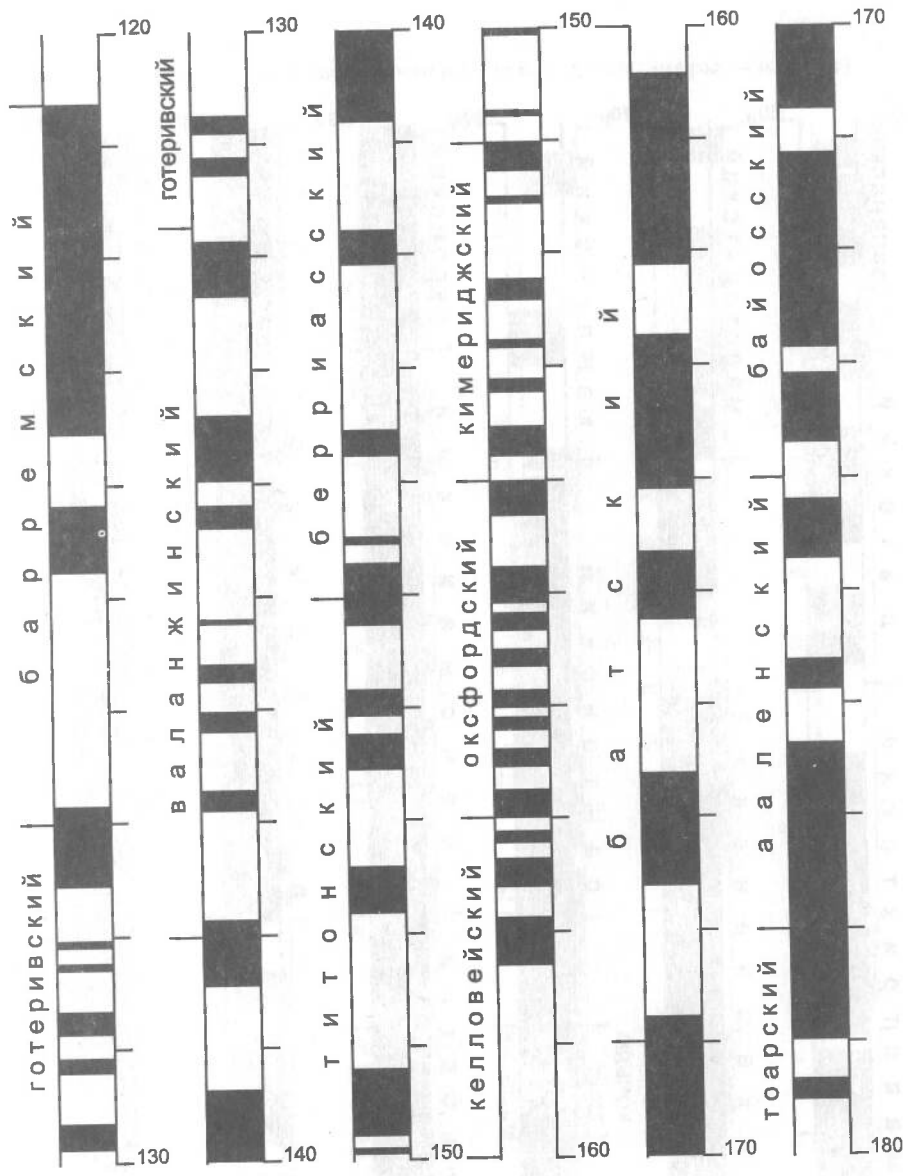
3.2. В окончательном варианте шкалы предпочтение отдавалось тем последовательностям, которые удовлетворяли максимальному числу критериев достоверности, принятых в магнитостратиграфии (Opdyke, Channell, 1996). Основные из них следующие:

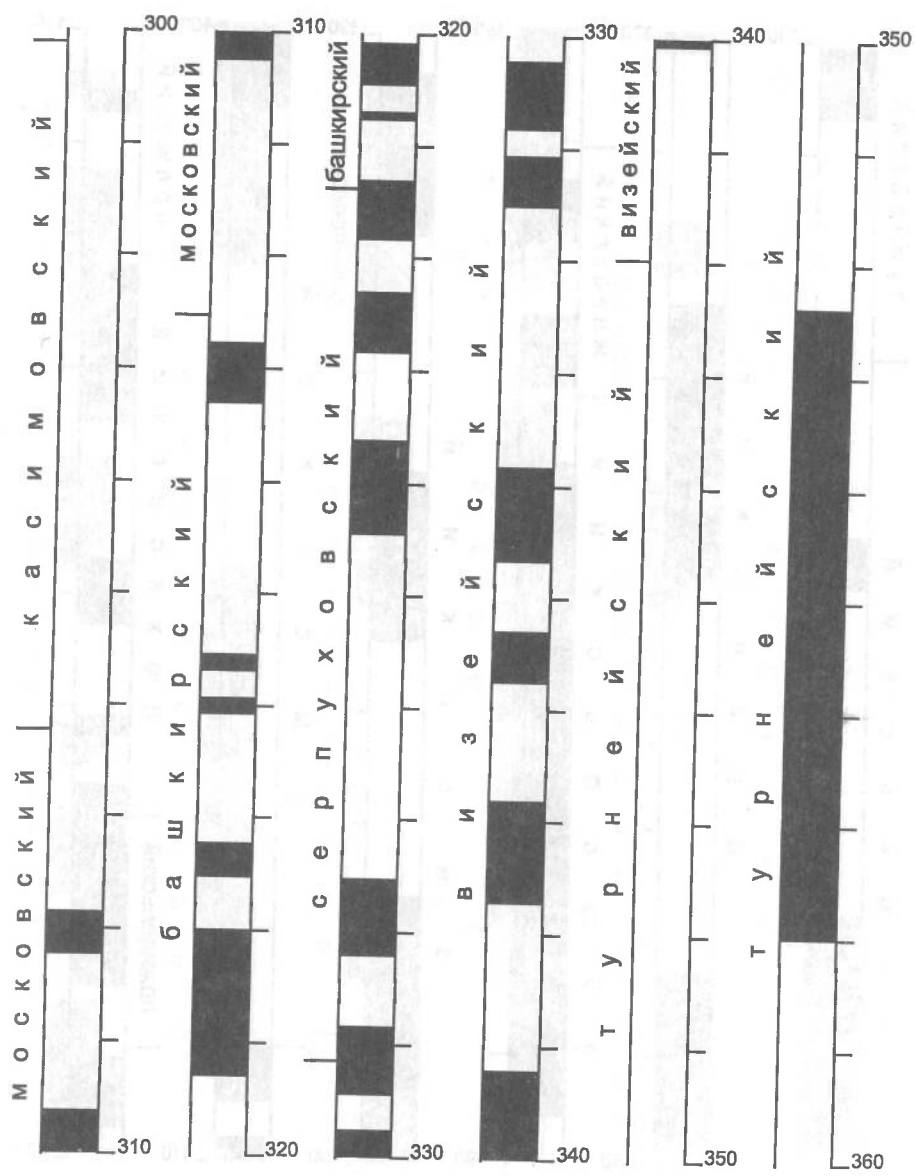
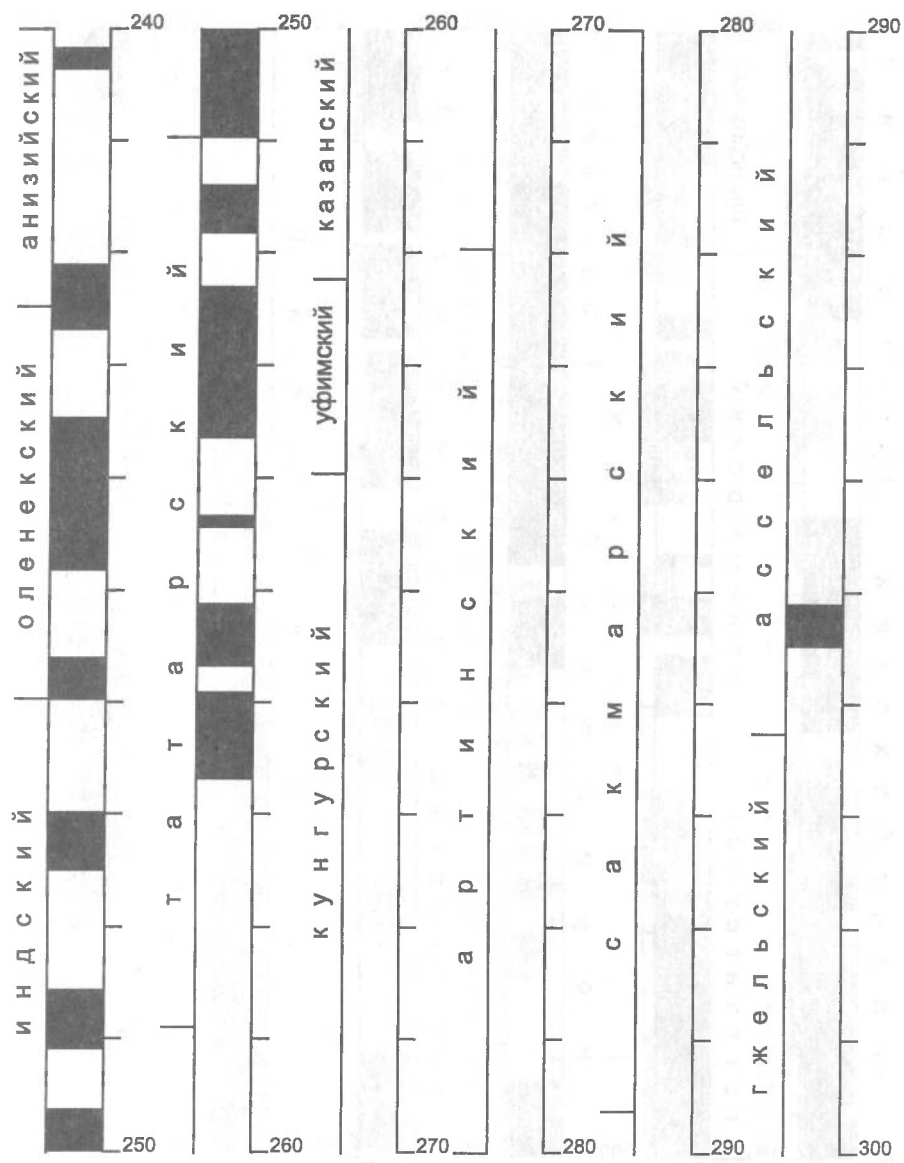
* В табл. 2 не даны индексы магнитозон, что можно было бы сделать, руководствуясь правилами Стратиграфического кодекса (1992, гл. IX, § 3), а в табл. 3 не проведено расчленение гиперзон полярности и не даны им названия в кайнозойско-мезозойской части шкалы. То и другое должно быть предметом рассмотрения и утверждения Межведомственным стратиграфическим комитетом.

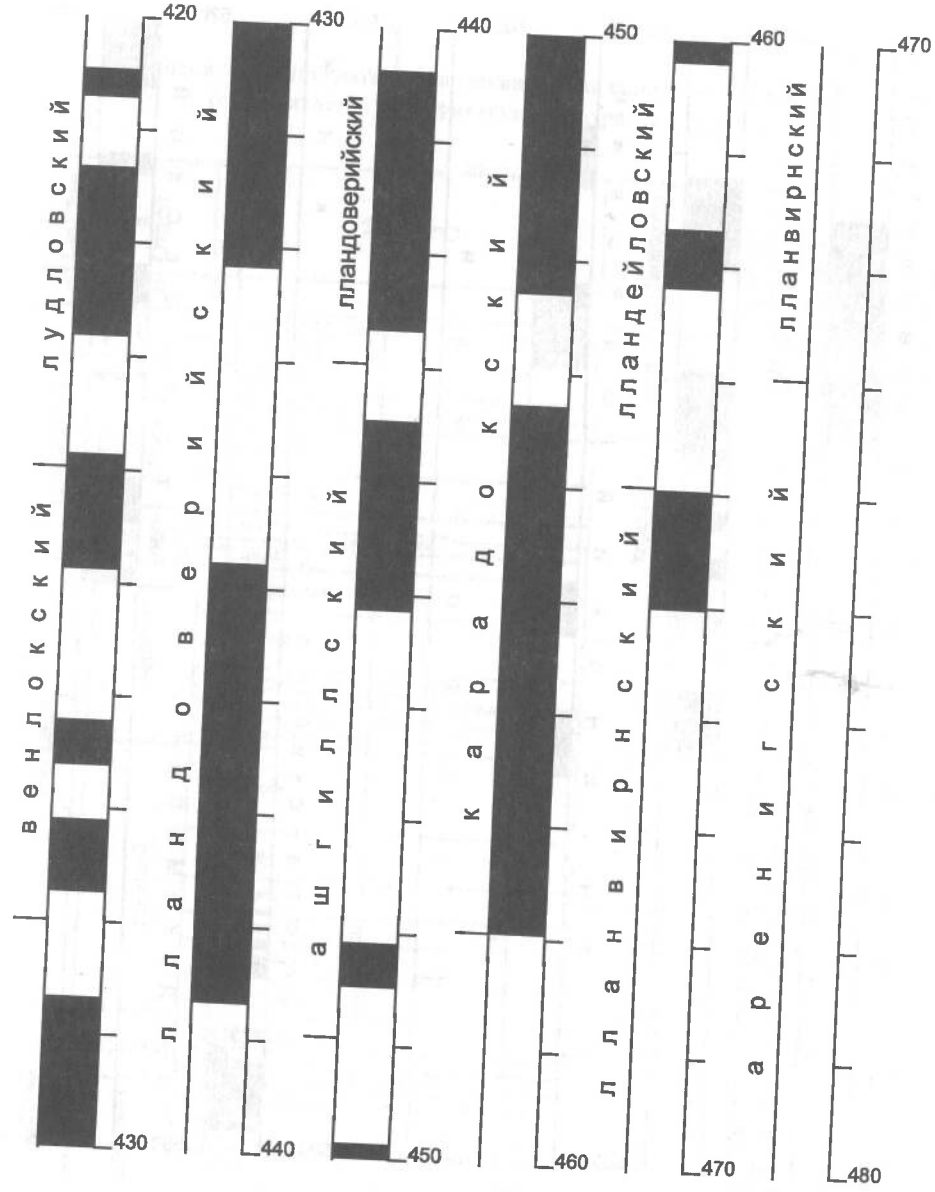
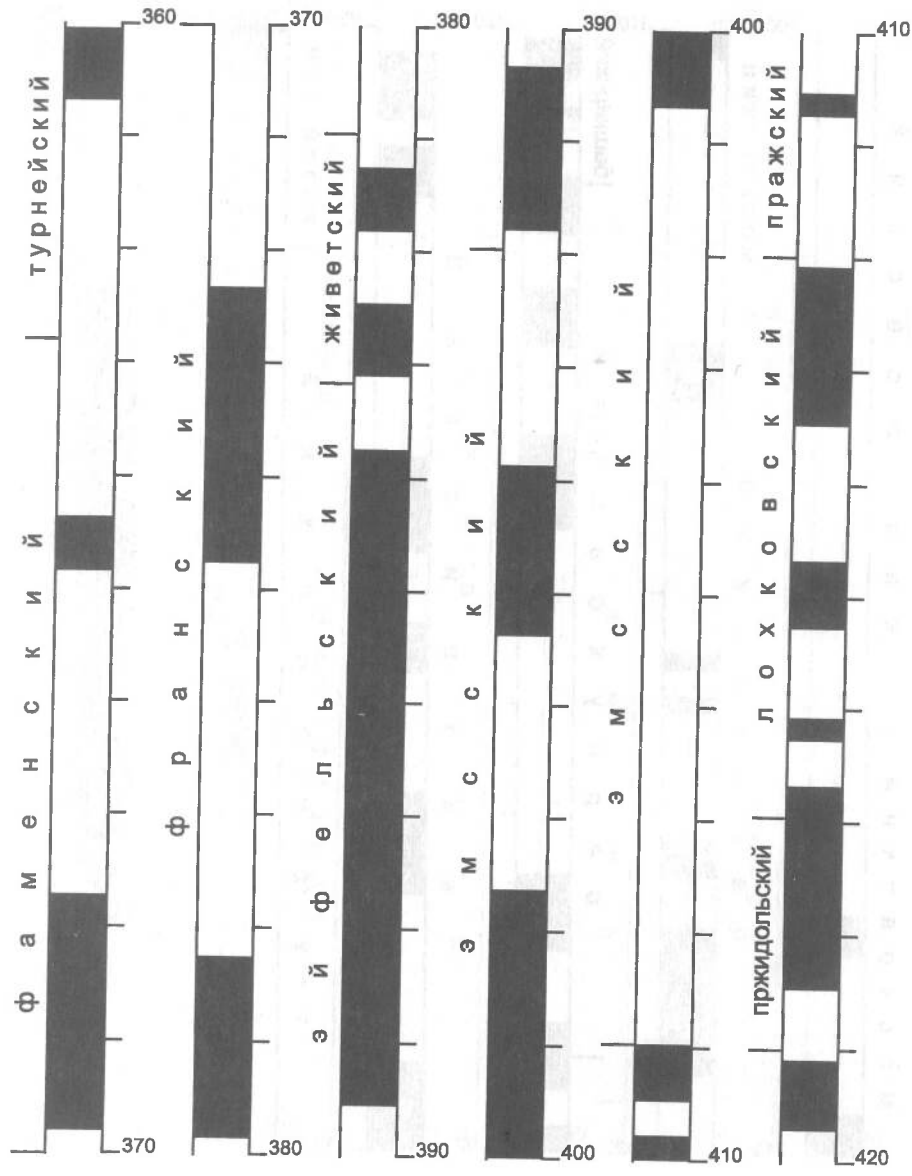
Таблица 2

Общая магнитостратиграфическая шкала фанерозоя (цифры — млн лет)









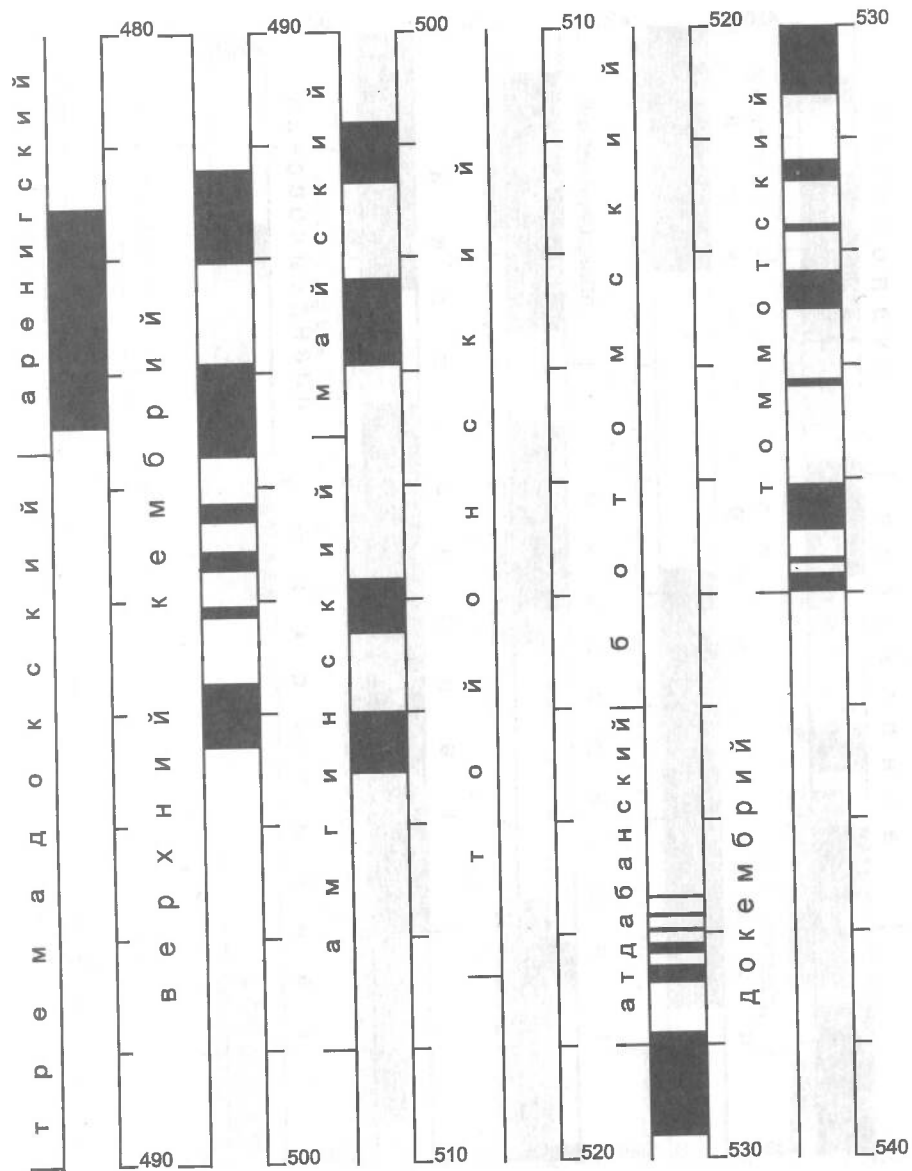


Таблица 3

Общая магнитостратиграфическая шкала палеогена—кембрия
(с магнитостратиграфическими подразделениями)

Система	Отдел	Ярус	Гиперзона	Супер-зона	Полярность	Возраст (млн лет)	
1	2	3	4	5	6	7	
Палеогеновая	Олигоцен	Аквитанский	Согдиана (NR)	нет		30	
		Хаттский					
		Рюпельский					
	Эоцен	Приабонский	Хорезм (Rn)				40
		Бартонский					
		Лютетский					
		Ипрский					
	Палеоцен	Танетский	Хорезм (Rn)				50
		Зеландский					
		Датский					
Меловая	Верхний	Маастрихтский	Джалал (NR)	60			
		Кампанский					
		Сантонский					
		Коньякский					
		Туронский					
	Сеноманский	Джалал (NR)	70				
	Альбский						
	Аптский						
	Барремский						
	Готеривский						
Нижний	Валанжинский	Джалал (NR)	80				
	Берриасский						
	Берриасский						
	Берриасский						
	Берриасский						
Юрская	Верхний	Титонский	Гиссар (NR)	90			
		Кимериджский					
		Оксфордский					
	Средний	Келловейский			Гиссар (NR)	100	
		Батский					
		Байосский					
		Ааленский					
				110			
				120			
				130			
				140			
				150			
				160			
				170			
				180			

1	2	3	4	5	6	7
Юрская	Нижний	Тоарский	Омолон (Ng)	нет		190
		Плинсбахский				200
		Синемюрский				210
Триасовая	Верхний	Гаттангский	Иллаварра (NR)	нет		220
		Рэтский				230
	Норийский	240				
	Карнийский	250				
	Ладинский	260				
Средний	Анизийский	270				
	Оленекский	280				
Нижний	Индский	290				
	Татарский	300				
Пермская	Верхний	Казанский	Киамы (R)	нет		310
		Уфимский				320
	Кунгурский	330				
	Артинский	340				
	Сакмарский	350				
Ассельский	Нижний	Гжельский	Киамы (R)	нет		360
		Касимовский				370
		Московский				380
		Башкирский				390
Каменноугольная	Верхний	Серпуховский	Донецкая (Rn)	нет		400
		Визейский				410
	Средний	Турнейский				420
		Тихвинская				430
		Дебальцевская				440

1	2	3	4	5	6	7
Девонская	Верхний	Турнейский	Саянская (RN)	Таштыгская		370
		Фаменский				380
		Франский				390
	Средний	Живетский				400
		Зифельский				410
Нижний	Эмский	420				
	Пражский	430				
	Лохковский	440				
Силурийская	Верхний	Лудловский	Саянская (RN)	Енисейская		450
		Пржидальский				460
Ордовикская	Верхний	Венлокский	Байкальская (Ng)	Негская		470
		Лландоверийский				480
	Средний	Ашпиллский				490
		Карадокский				500
Нижний	Лландейловский	510				
	Лланвирнский	520				
	Аренгский	530				
Камбрийская	Верхний	Тремадокский	Сибирская (Rn)	Хадарская		540
		Иркутская				550
	Средний	Бурская				560
		Улаханская				570
	Нижний	Майский				580
Амгинский		590				
Тойонский		600				
Аргинская (R)	Нижний	Ботомский	Аргинская (R)	Хадарская		610
		Атлабанский				620
		Томмотский				630
		Эдиакарский				640

Примечание. Интервалы прямой полярности – черная заливка, обратной полярности – без заливки.

стратиграфическое положение разреза определено по крайней мере с точностью до яруса;

образцы на палеомагнитные исследования привязаны послойно к стратиграфическому разрезу;

проведено полное размагничивание образцов и выполнен компонентный анализ их естественной остаточной намагниченности;

данные представлены в виде стратиграфической последовательности значений палеошироты виртуального геомагнитного полюса или углов склонения D и наклонения I (графиков этих величин возле колонки) для выделенной компоненты намагниченности, приведены статистические параметры распределения направлений этой компоненты;

исследованы магнитные минералы;

результаты по крайней мере одного из тестов — складок, галек или обращений — положительны;

имеются радиометрические датировки (например, Ar/Ar или $U-Pb$ по пеплам и бентонитам) пород разреза;

шкала полярности (последовательность магнитозон прямой и обратной полярности) построена по нескольким перекрывающимся разрезам.

В построении Общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя использованы только те результаты, которые удовлетворяют не менее чем четырем критериям из перечисленных восьми при обязательном выполнении двух первых критериев. Шкала сверялась с синтетическими шкалами полярности, предложенными рядом авторов в последние годы (Algeo, 1996; Opdyke, Channell, 1996; Печерский, 1997; Шрейдер, 1998). Подразделения шкалы, отвечающие хронам длительностью 50 тыс. лет и менее, не показаны.

3.3. При составлении кайнозойской—верхнемеловой части шкалы за основу принята сводная шкала полярности, построенная путем интерпретации линейных магнитных аномалий на океанах (Cande, Kent, 1995). Эта версия шкалы сопоставлена с региональными магнитостратиграфическими шкалами (схемами) Кавказского региона (Молостовский, Храмов, 1997) и Средиземноморья (Opdyke, Channell, 1996) и продолжена вниз до оксфорда включительно на основе так называемой мезозойской последовательности океанских линейных аномалий (Channell et al., 1995) и результатов магнитостратиграфического изучения разрезов в Умбрии — южной части Испании (Opdyke, Channell, 1996), а также разрезов глубоких скважин на территории Западной Сибири (Поспелова, 1976).

3.4. Шкала мезозоя с келловеев и ниже строилась исключительно по результатам магнитостратиграфического изучения разрезов осадочных толщ на суше, поскольку океанских аномалий с возрастом более 160 млн лет до сих пор не обнаружено. Для средней и нижней юры использовались разрезы в Южных Альпах на севере Италии и Швейцарии и на юге Испании (Opdyke, Channell, 1996). Верхнетриасовая часть

шкалы представлена последовательностью магнитозон, установленных в результате магнитостратиграфического изучения керна скважин в бассейне Ньюарк (Kent et al., 1995), среднетриасовая — по данным из Известняковых Альп в Австрии (Gallet et al., 1998) и из Греции (Muttoni et al., 1994). Нижнетриасовая последовательность магнитозон заимствована из работы Дж. Огга и М. Стейнера (Ogg, Steiner, 1991), где эта последовательность установлена в разрезе на Канадском арктическом архипелаге и сопоставлена с аммонитовыми зонами. Ее корреляция с магнитостратиграфической шкалой индского и оленекского ярусов (ветлужского и баскунчакского горизонтов), составленной ранее (Молостовский, 1983) по разрезам востока Русской платформы, дана в работе Э. А. Молостовского и А. Н. Храмова (1997).

3.5. Палеозойская часть шкалы составлена главным образом по результатам исследований на территории России: пермская и каменноугольная ее части — на востоке Русской платформы, в Приуралье и в Донбассе, средне- и нижнепалеозойские части шкалы — на Урале, в Алтае-Саянской области, на Сибирской платформе. Составленный по этим материалам первый вариант шкалы полярности палеозоя (Палеомагнитология, 1982) в дальнейшем уточнялся и детализировался в ходе новых магнитостратиграфических исследований в тех же и новых (Российская и Шведская Прибалтика, Пенсильвания и Ньюбрунсвик) регионах (Гуревич, 1982; Данукалов и др., 1983; Родионов, Осипова, 1985; Torsvik, Trench, 1991; Opdyke, Channell, 1996; Gallet, Pavlov, 1996; Pisarevsky et al., 1997; Burov et al., 1998; Smethurst et al., 1998; Галле, Павлов, 1998).

Список литературы

- Галле И., Павлов В. Э. Магнитостратиграфия опорного разреза р. Кулюмба (Северо-Запад Сибирской платформы). — Физика Земли, 1998, № 12, с. 60—69.
- Гурарий Г. З., Петрова Г. Н., Поспелова Г. А. и др. Тонкая структура геомагнитного поля. — В кн.: Современная история исследований в области геомагнетизма. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1983, с. 42—62.
- Гуревич Е. Л. Палеомагнетизм ордовикских отложений в разрезе на р. Мойеро. — В кн.: Палеомагнитные методы в стратиграфии/Ред. А. Н. Храмов. Л., ВНИГРИ, 1982, с. 35—42.
- Данукалов Н. Ф., Кондручина Л. С., Черников А. П. Палеозойский палеомагнетизм Южного и Среднего Урала. Уфа, БФ АН СССР, 1983. 120 с.
- Еремин В. И., Шадрухин А. В., Молостовский Э. А. Голоцен Северного Прикаспия (стратиграфия, палеогеография, палеомагнетизм). Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., т. 67, вып. 6. 1992, с. 54—63.
- Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., Гидрометиздат, 1986. 288 с.
- Кочегура В. В. Применение палеомагнитных методов при геологической съемке шельфа. СПб., 1992. 144 с.
- Молостовский Э. А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока европейской части СССР. Саратовский ун-т, 1983. 167 с.

Молостовский Э. А., Храмов А. Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратовский ун-т, 1997. 180 с.

Палеомагнитология/А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л., Недра, 1982. 312 с.

Поспелова Г. А. Палеомагнитная шкала юрского и раннемелового времени. — В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, СО АН СССР, 1976, с. 27—46.

Поспелова Г. А. Магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях. Четвертичный период. Стратиграфия. М., Наука, 1989, с. 196—203.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, вып. 28, 1996, с. 8—10; вып. 30, 1998, с. 18—19.

Родионов В. П., Осипова Э. П. Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л., ВНИГРИ, 1985, с. 65—75.

Храмов А. Н., Гуревич Е. Л., Писаревский С. А. и др. Палеомагнетизм — ключ к познанию истории развития осадочных бассейнов. Нефтегазовая геология на рубеже веков. Т. 2. СПб., ВНИГРИ, 1999, с. 13—21.

Шкатова В. К. Датирование экскурса Блейк в верхнехазарских отложениях Нижней Волги. IV Всес. съезд по геомагнетизму. Владимир—Суздаль, ч. II, 1991, с. 51—53.

Шкатова В. К. Магнитостратиграфическая шкала квартера. Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов. СПб., 1998, с. 58—59.

Шрейдер А. А. Магнитная хронология дна океана. — Физика Земли, 1998, № 11, с. 61—75.

Algeo T. J. Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic. — J. Geophys. Res., 101, B2, 1996, p. 2785—2814.

Bassinet F. C., Labeyrie Z. D., Vencent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes—Matuyama magnetic reversal. — In: Earth and Planetary Science Letters, v. 126, 1994, p. 91—108.

Berggren N. A., Hilgen F. J., Langereis C. G. et al. Late Neogene chronology. New Perspectives in high-resolution stratigraphy. Geological Society of America. Bulletin, v. 107, № 11, 1995, p. 1272—1287.

Burov B. V., Zharkov I. Ya., Nurgaliev D. K. et al. Magnetostratigraphic characteristics of Upper Permian sections in the Volga and Kama areas. — In: Stratotypes and reference sections of the Upper Permian on the regions of the Volga and Kamarivers. М., GEOS, 1998, p. 236—263.

Cande S. C., Kent D. V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. — J. Geophys. Res., 100, 1995, p. 6093—6095.

Channell J. E. T., Erba E., Nakanishi M., Tamaki K. A. Late Jurassic—Early Cretaceous timescale and oceanic anomaly block models. — In: Geochronology, Timescales and Stratigraphic Correlation. SEPM. Sp. Publ., № 54, 1995, p. 51—64.

Gallet Y., Krystyn L., Besse J. Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). — J. Geophys. Res., 103, B1, 1998, p. 605—621.

Gallet Y., Pavlov V. E. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic. — Geophys. J. Int., v. 125, 1996, p. 95—105.

Global Stratigraphic Chart. — Supplement to Episodes, № 12(2), 1989.

Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press. N.-Y., 1990. 264 p.

Hilgen F. J. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. — Earth Planet. Sci. Lett., v. 104, 1991, p. 226—244.

Inter-INQUA Colloquium. Report by D. Castradori. — Neogene Newsletter, 1997, № 4, p. 18.

Kent D. V., Olsen P. E., Witte W. K. Late Triassic—Early Jurassic geomagnetic polarity sequence from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. — J. Geophys. Res., 100, 1995, p. 14965—14998.

Morinaga N., Morinaga K. S., Jasakawa K. Paleomagnetic implication on climatic changes and evidence for excursion recorded in a sediment core from Harding lake, Alaska. — J. Geomagn. Geol., 1987, v. 39, № 4, p. 229—241.

Muttoni G., Channell J. E. T., Nicora A., Rettori R. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of an Anisian—Ladinian (Middle Triassic boundary section from Hydra, Greece). — Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 111, 1994, p. 249—262.

Ogg J. G., Steiner M. B. Early Triassic magnetic polarity time scale — integration of magnetostratigraphy, ammonite zonations and sequence stratigraphy from stratotype section (Canadian Arctic Archipelago). — Earth Planet. Sci. Lett., 107, 1991, p. 69—89.

Opdyke N. D., Channell J. E. T. Magnetic stratigraphy. Academic Press. — Int. Geophys. Ser., 1996, v. 64. 346 p.

Pasini G. C., Colalongo M. Proposal for the erection of the Santerman/Emilian boundary-stratotype (Lower Pleistocene) and new data of the Pliocene/Pleistocene boundary-stratotype. — Bollettino della Societa Paleontologica Italiana, v. 33(1), 1994, p. 101—120.

Pisarevsky S. A., Gurevich E. L., Khramov A. N. Palaeomagnetism of the Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia); the problem of magnetic polarity in the Early Cambrian. — Geophys. J. Int., 1997, v. 130, № 3, p. 746—756.

Shackleton N. J., Berger A. and Peltier W. R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677: Royal Society of Edinburgh Transactions: Earth Sciences. V. 81, 1990, p. 251—261.

Smethurst M. A., Khramov A. N., Pisarevsky S. A. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic. — Geophys. J. Int., 133, 1998, p. 44—56.

Torsvik T. H., Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn—Caradoc limestones of the Baltic platform. — Geophys. J. Int., 1991, v. 107, p. 171—184.

Tucker R. D., McKerrow W. S. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U—Pb-zircon ages from Newfoundland and Britain. — Can. J. Earth Sci. 32, 1995, p. 368—379.

Zijderveld J. D. A., Hilgen F. J., Langereis C. G. et al. Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Pliocene—Lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy. — Earth and Planetary Sci. Lett., 1991, v. 106, p. 97—174.

ОЛИСТОСТРОМЫ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ)

1. Общие замечания.

В практике геологических работ недавних десятилетий олистостромы воспринимались как местные стратиграфические подразделения очень сложного состава. Чаще они рассматривались как толщи, иногда как серии и свиты. В результате детального изучения этих специфических образований обоснована необходимость выделения специфических геологических тел — хаотических комплексов, или микститов. Существуют различные их классификации, однако всеми (или почти всеми) признается определяющая роль двух факторов, обуславливающих их генезис — тектонический и гравитационный в различных сочетаниях.

Ознакомление с обширной литературой привело к выводу, что гравитационные микститы (по М. Г. Леонову, 1981) можно рассматривать в качестве разновидности литостратиграфических подразделений в понимании Стратиграфического кодекса (1992). Некоторые исследователи и ранее оценивали олистостромы как пара- или квазистратиграфические подразделения.

За основу определения и классификации олистостром приняты результаты обстоятельного исследования М. Г. Леонова «Олистостромы в структуре складчатых областей» (1981) с учетом разработок В. Н. Григорьева (1984), И. В. Хворовой (1989), авторов сборника «Геологическое картирование хаотических комплексов» (1992) и книги «Основы геодинамического анализа при геологическом картировании» (1997), в которой (гл. 9) сделана попытка выделения среди рассматриваемых образований ортоолистостром (истинных олистостром) и параолистостром. К последним отнесены нормально-слоистые образования, содержащие разобщенные и разнообразные по размеру включения различных пород неправильной грубоизометрической или пли-тообразной формы. Эти тела находятся в тесных парагенетических связях с ортоолистостромами, часто образуя с ними закономерные латеральные и вертикальные ряды.

В зависимости от «родственных связей» олистолитов с составом матрикса выделяются эндо- и аллоолистостромы. В первых материал включений имеет местное происхождение; состав и возраст олистолитов близок или идентичен составу и возрасту матрикса и вмещающих олистострому отложений. В аллоолистостромах кластический материал (олистолиты) является аллотигенным, обычно резко отличным по составу и возрасту от вмещающих олистострому отложений. Предложены условные обозначения, которые можно использовать при построении легенд к картам и стратиграфических колонок (Основы геодинамического анализа..., 1997; Инструкция по составлению и подготовке..., 1995).

Поскольку картируемые геологические тела могут состоять из нормально-осадочных отложений и собственно олистостром в различных соотношениях, предлагается различать олистостромовые толщи, в которых хаотические образования превышают 80 % объема толщи, и осадочно-олистостромовые толщи — с меньшим объемом хаотических образований.

2. Определение. Подвиды олистостром.

2.1. Олистостромы — это особый вид подразделений литостратиграфической категории, представляющий собой хаотические ассоциации пород (микститы), состоящие из гетерокластического и часто разновозрастного материала (олистолитов), погруженного в относительно мелкозернистую бесструктурную массу (матрикс) обычно иного состава, слабостратифицированную или без следов стратификации. Для олистостром характерны пластообразная или линзовидная форма и резкость границ как в подошве и кровле, так и по латерали. Нижние границы обычно неровные, нередко со следами срезания или выпихивания подстилающих пород. Перекрывающие отложения чаще конформны к кровле тела олистостром.

Олистостромы образуются в результате преимущественно обваль-но-оползневых (гравитационных) процессов, причиной которых могут быть как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения в складчатых регионах. Обваль-но-оползневые процессы могут возникать и при подмыве крутых берегов рек и морей.

Примечание. Гравитационные олистостромы следует отличать от текто-но-гравитационных микститов (меланжа), образование которых обусловлено тектоническими процессами, обычно связанными с горизонтальными и субгоризонтальными движениями блоков или пластин земной коры. Тектоно-гравитационные микститы не рассматриваются в качестве стратиграфических подразделений.

2.2. Олистостромы могут входить в объем местных или литостратиграфических стратонов (свит, серий, толщ) или образовывать самостоятельное стратиграфическое подразделение с собственным на-

званием. Последние выделяются в том случае, если они образуют тела, сопоставимые по мощности и распространению с толщами или свитами в данном районе и, следовательно, могут быть изображены на геологической карте.

Примечание. Олиострома как самостоятельный стратон отличается от основного литостратиграфического подразделения — толщи трудно распознаваемой стратификацией или ее отсутствием, хаотическим внутренним строением, иногда общим удревнением возраста грубообломочного материала (олистолитов) вверх по разрезу, неправильной линзовидной формой, залеганием среди стратифицированных отложений в виде «чужеродных» геологических тел. Образование олиостром происходило в сравнительно короткие промежутки времени.

2.3. Олиостромы различаются по морфологии и генезису, что отражается на их внутреннем строении и взаимоотношении с вмещающими стратонами или породами. Рассматривая олиостромы как один из видов литостратиграфических подразделений, можно различать следующие подвиды подводных и надводных олиостром: обломочно-потоковые, оползневые и обвальные.

Объем матрикса по отношению к общему объему олистолитов уменьшается от обломочно-потоковых к обвальным олиостромам. Последние могут состоять из одних олистолитов.

Обломочно-потоковые олиостромы (дебриты) являются образованиями автокластических пластообразных потоков, в которых олистолиты погружены в слабостратифицированной или нестратифицированной массе матрикса.

Оползневые олиостромы, образующиеся в результате оползания блоков и пластин полуконсолидированных осадков (с характерными оползевыми текстурами матрикса), различаются по степени нарушения олистолитов: при их слабом нарушении образуются когерентные (соскальзывающие) оползни, при разрушении блоков и пластин — некогерентные оползни, потерявшие первоначальную структуру осадков.

Обвальные олиостромы включают подводный коллювий и наземные конуса выноса.

2.4. Определение стратиграфического положения самостоятельной олиостромы производится по ее соотношению с вмещающими стратиграфическими подразделениями. Стратиграфическое положение олиостромы, входящей в объем местного стратона, определяется по ее соотношению с вмещающими слоями.

Определение геологического возраста образования олиостромы производится по палеонтологической характеристике и (или) по изотопно-геохронометрическим данным матрикса и олистолитов с учетом определения возраста вмещающих отложений. Иногда наблюдается общее удревнение возраста олистолитов вверх по разрезу олиостромы.

Примечание. Каждая олиострома индивидуальна по своим особенностям, поэтому при определении возраста ее образования требуется специальный анализ полевых наблюдений и полученных материалов. Определение возраста матрикса и олистолитов в типовом разрезе необходимо сочетать с точечными палеонтологическими сборами в удалении от него. При определении возраста олистолитов и матрикса по остаткам организмов следует иметь в виду возможность переотложения последних.

2.5. Самостоятельная олиострома как разновидность литостратиграфического подразделения может выделяться в стратиграфических колонках, в корреляционных стратиграфических схемах и легендах карт геологического содержания.

Олиострома, входящая в объем местного стратона, может быть показана особыми знаками в разрезе или на площади распространения этого стратона на карте.

3. Правила описания и наименования.

3.1. При описании олиостромы, образующей самостоятельное литостратиграфическое подразделение, приводятся следующие данные: а) название, выбранное в соответствии с рекомендацией Стратиграфического кодекса; б) район распространения; в) форма олиостромы; г) вещественный состав, форма, размеры и структура олистолитов; их палеонтологическая или иная возрастная характеристика; д) вещественный состав, текстура (степень стратификации или ее отсутствие), палеонтологическая или иная возрастная характеристика матрикса, его приблизительное количественное соотношение с общим объемом олистолитов; е) мощность и амплитуда ее колебаний; ж) соотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями и характер границ олиостромы; з) местонахождение и описание типового разреза или разрезов.

При описании олиостромы, входящей в объем местного или литостратиграфического стратона (свита, серия, толщи), приводятся следующие данные: а) название соответствующего стратона; б) район распространения и положение олиостромы в разрезе стратона (если оно может быть определено), а также все сведения, перечисленные в пунктах в—з, предусмотренные при описании олиостромы, образующей самостоятельное стратиграфическое подразделение.

3.2. Название олиостромы, представленной самостоятельным литостратиграфическим подразделением, рекомендуется образовывать от названий географических объектов, на территории или вблизи которых находится наиболее представительный разрез олиостром. Олиостроме, входящей в объем местного стратона, присваивается его наименование. Если в объеме местного стратона выделено несколько олиостром, они нумеруются снизу вверх по разрезу.

Примеры. Березовская олистострома (самостоятельное стратиграфическое подразделение, названное по р. Березовая), белогорская олистострома (в составе белогорской свиты), первая олистострома михайловской свиты, вторая олистострома михайловской свиты и т. д.

Примечание. Наименование подвида олистостромы (по генезису) не входит в ее собственное название, но при достаточном обосновании может быть указано при описании подразделения.

Список литературы

- Геологическое картирование хаотических комплексов. М., Роскомнедра, 1992. 230 с.
- Григорьев В. Н. Олистостромы. — В кн.: Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм. Труды ГИН АН СССР. Вып. 396, 1984, с. 56—81.
- Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. Труды ГИН АН СССР. Вып. 344, 1981. 176 с.
- Основы геодинимического анализа при геологическом картировании. М., ВСЕГЕИ, 1997. 520 с.
- Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополненное. СПб., МСК, 1992. 120 с.
- Хворова И. В. Фации подводных гравититов. — В кн.: Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М., Наука, 1989, с. 37—58.
- Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. М., Роскомнедра, 1995. 242 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ

1. Общие замечания.

Перерывы в осадконакоплении, фиксируемые в стратиграфических разрезах, всегда были объектами геологических исследований. Даже ориентировочные подсчеты приводили к выводам о значительном превышении интервалов времени перерывов в ряде конкретных регионов над суммарным временем осадконакопления. Таким образом, учет перерывов исключительно важен как при стратиграфической корреляции, так и при восстановлении геологической истории региона.

Если морфологическая классификация перерывов была давно разработана и принята (Данбар, Роджерс, 1962), то в их определении существовали принципиальные разногласия. Одни считали перерывом интервал времени, в течение которого на том или ином участке земной поверхности осадки не накапливались (Степанов, Месежников, 1979). Другие определяли перерыв как отсутствие в разрезе стратона (или его части), известного в другом районе (Мейен, 1981).

По мере укрупнения масштаба геологической съемки и увеличения подробности стратиграфической корреляции были детально разработаны способы распознавания стратиграфических перерывов, в особенности скрытых средних и мелких по масштабу. Существенно возросла роль перерывов для определения ранга и границ стратиграфических, в частности, секвенс-стратиграфических, подразделений для выявления и прослеживания рудоконтролирующих уровней.

Основными материалами, использованными при подготовке прил. 11, послужили работы Д. В. Наливкина (1974), Э. Пирруса и Р. Эйнасто (1987), Р. Эйнасто (1989), Э. Пирруса (1993) и С. И. Романовского (1998). Также приняты во внимание соответствующие разделы в монографии А. П. Лисицына (1988).

2. Определение. Классификация.

2.1. Стратиграфический перерыв — это нарушение непрерывной хронологической последовательности напластования в результате временного прекращения осадконакопления и эрозии ранее образо-

вавшихся отложений в субаэральных (наземных) или подводных условиях.

Породы, предшествующие перерыву, могут быть обогащены сульфидной минерализацией или обохрены, подвергаться размыву. При этом могут образовываться коры выветривания. Перекрывающие породы имеют специфический состав и строение — образование базальных конгломератов, повышенное содержание минералов тяжелой фракции и т. д. Поверхность, разделяющая подстилающие и перекрывающие породы (стратоны), может быть ровной или неровной со следами размыва. В отдельных случаях, главным образом при кратковременных перерывах или при сходстве состава подстилающих и перекрывающих пород, поверхность перерыва может быть недостаточно контрастной. По площади длительность стратиграфических перерывов часто существенно меняется.

2.2. Выявленные стратиграфические перерывы используются при выделении местных подразделений, ограниченных несогласиями, и секвенс-стратиграфических стратонов, при реконструкции истории геологического развития территорий, полноты и длительности формирования стратиграфических подразделений, определении скорости осадконакопления в конкретных разрезах, а также для прогнозирования ряда полезных ископаемых — бокситов, фосфоритов, марганцевых руд, урана и др.

2.3. В характеристику стратиграфических перерывов входит определение их длительности, площади распространения, морфологии поверхности перерыва, описание литологических особенностей контактирующих пород и соотношение элементов их залегания. Значимость перерывов может оцениваться в каждом конкретном регионе в зависимости от характера и масштаба явлений, происходивших во время перерыва.

Для стратиграфической классификации перерывов в качестве основного критерия принимается их длительность, а другие признаки используются в качестве дополнительных характеристик. Время может быть выражено в наименовании стратонов, отсутствующих в стратиграфической последовательности, либо хронометрически как разница изотопных датировок подстилающих и перекрывающих пород.

2.4. По длительности выделяются крупные, средние и мелкие перерывы. Первые две категории отражают изменения режима осадконакопления, периоды интенсификации горизонтальных движений крупных блоков земной коры, эвстатические колебания уровня Мирового океана, проявление фаз складчатости и устанавливаются как стратиграфическими, так и изотопно-геохронометрическими методами. Мелкие перерывы (диаастемы) обуславливаются лишь изменениями отдельных параметров режима седиментации и опознаются главным образом литологическими и реже изотопными методами.

Существуют классификации перерывов по масштабам их проявления — глобальным, региональным и локальным, по структурно-морфологическим признакам, а также по генетической природе — выделяются перерывы эрозионные и связанные с ненакоплением осадков. Точного соотношения градаций, выделенных по указанным признакам, не наблюдается, хотя обычно с увеличением длительности перерывов увеличивается и площадь их проявления.

2.5. Крупные перерывы характеризуются отсутствием в разрезах отложений геологических систем или отделов (примерная длительность более 10 млн лет), а их пространственное распространение охватывает значительную часть территории планеты или несколько геологических регионов. Перерывы этого типа обычно сопровождаются резкой сменой литологических и палеонтологических характеристик от подстилающих к перекрывающим породам; для складчатых областей характерны угловые несогласия и изменения структурного плана территорий.

2.6. Средние перерывы характеризуются выпадением из разрезов отложений отделов, ярусов, зон или горизонтов и свит (1—10 млн лет). Они обычно сопровождаются отчетливой сменой состава пород и остатков организмов. Распространение этих перерывов прослеживается в пределах целых геологических регионов, хотя угловые несогласия проявляются лишь в складчатых областях и часто не повсеместно, а только в отдельных тектонических структурах. Широко распространены параллельные несогласия и изменения структурного плана территорий.

2.7. Мелкие перерывы (диаастемы) до 1 млн лет проявляются локально, сопровождаются выпадением из разреза слоев или пачек пород. Биостратиграфическими методами диаастемы, как правило, не устанавливаются. Угловые несогласия и резкие изменения состава пород не характерны. К седиментологическим признакам диаастем относятся следы подводных размывов, пиритизация или обохренность контактирующих пород, обогащение надконтактовых слоев несортированным материалом тяжелой фракции и др.

3. Правила наименования и обозначения.

3.1. Наименование перерывов дается по названиям стратонов, выпадающих из стратиграфической последовательности. При датировании отложений, залегающих выше поверхности перерыва, и предполагаемом положении отсутствующих стратонов, предшествовавших перерыву, непосредственно ниже по разрезу употребляется приставка **пред-**; при точно не определенном их положении — приставка **до-**. При датировании сохранившихся предшествовавших перерыву отложений употребляется приставка **после-**. Диаастемы обозначаются арабскими цифрами снизу вверх для каждого из содержащих их стратиграфических подразделений.

Примеры. Визейский перерыв, предтриасовый перерыв, дотриасовый перерыв, послеордовикский перерыв, 1-я диастема ивановской свиты.

3.2. Стратиграфические перерывы на стратиграфических схемах, колонках и разрезах показываются следующими условными обозначениями: а) волнистой линией, если интервал перерыва не фиксируется в масштабе рисунка; при предполагаемом перерыве волнистая линия прерывается и посередине ставится знак вопроса; б) в случаях, когда интервал перерыва установлен, — двумя волнистыми линиями, поле между которыми покрывается прямой вертикальной штриховкой. Если перерыв только предполагается, посреди поля ставится знак вопроса.

Список литературы

- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М. ИЛ, 1962. 363 с.
 Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988. 310 с.
 Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии. — Сов. геология, № 9, 1981, с. 58—69.
 Наливкин Д. В. Проблемы перерывов. Этюды по стратиграфии. М., Наука, 1974, с. 10—21.
 Пиррус Э. Стратиграфия и перерывы. Изв. Эст. АН. Геология. Т. 14, № 1, 1993, с. 45—54.
 Пиррус Э., Эйнасто Р. Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики. Изв. АН Эст. ССР. Геология. Т. 36, № 1, 1987, с. 36—45.
 Романовский С. И. Стратификационные перерывы. — В кн.: Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб., ВСЕГЕИ, 1998, с. 22—26.
 Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия. Л., Недра, 1979. 424 с.
 Эйнасто Р. Э. Система перерывов в силуре Северной Прибалтики. Геология и палеонтология. Л., Наука, 1989. 255 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ТЕРМИНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РУССКОЙ И АНГЛИЙСКОЙ ЛИТЕРАТУРЕ

акмезона — acmezone, peak-zone, epibole	геолого-климатические подразделения — geologic-climate units
акрозона — acrozone	геосоль (педостратиграфическое подразделение) — geosol
акрон — acron	геохронологическая шкала — geochronological scale
акротема — acrothem	геохронологические подразделения — geochronologic units
аллогруппа — allogroup	геохронометрические подразделения — geochronometric units
аллопачка — allomember	геохронометрия — geochronometry
аллостратиграфические подразделения — allostratigraphic units	гиперзона — hyperzone
аллоформация — alloformation	гиперхрон — hyperchron
ареальная зона — areal zone	гипостратотип — hypostratotype
ареальный стратотип — areal stratotype	глобальный стандарт стратиграфического возраста (ГССВ) — Global Standard Stratigraphic Age (GSSA)
биогерм — bioherm	голостратиграфия — holostratigraphy
биогоризонт — biohorizon	голостратотип — holostratotype
биозона — biozone	гомоним — homonym
биостратиграфическая зона — biostratigraphic zone (biozone)	гомонимия — homonymy
биостратиграфические подразделения — biostratigraphic units	горизонт (региональное стратиграфическое подразделение) — stratohorizon, regional stage
биостратиграфия — biostratigraphy	границы стратиграфического подразделения — boundaries of a stratigraphic unit
биостром — biostrome	группа — group
валидность — validity	датированный уровень — datum plane, datum level
век (геохронологическое подразделение) — age	диахрон — diachron
верхний (часть подразделения) — upper	диахронические подразделения — diachronic units
вид-индекс — index-species	залежь — deposit
время (геохронологическое подразделение) — time	
вспомогательная стратотипическая точка — auxiliary stratotype point	
вспомогательные стратиграфические подразделения — auxiliary stratigraphic units	
геологический возраст — geological age	

звено (подразделение квартера) — zve-
no
зона — zone
зона изобилия, максимальной встре-
чаемости — abundance zone
зона полярности — polarity zone
зона распространения — range zone
зона распространения таксона — taxon-
range zone
зона расцвета — acmezona
зона родословной — lineage zone
зона совместного распространения —
concurrent-range zone
зональные биостратиграфические под-
разделения — zonal biostratigraphic
units
зонула — zonule
изотопный возраст — isotopic age
интервал (промежуток времени) —
span
интервал-зона — interval-zone
интерзона — interzone
категория стратиграфического подраз-
деления — category of the strati-
graphic unit
климатема — climathem
климатолит — climatolith
климатостратиграфические подразде-
ления — climatostratigraphic units
климатостратиграфия — climatostrati-
graphy
клин — wedge, cline
комплекс — complex
комплексная зона — assemblage zone
корреляция — correlation
криохрон — cryochron
лавовый поток — lava stream, lava flow
латеральные границы — lateral bounda-
ries
лектостратотип — lectostratotype
лимитотип — limitotype
линза — lens
литодема — lithodeme
литодемические подразделения —
lithodemetic units
литостратиграфические подразделе-
ния — lithostratigraphic units
лона (провинциальная зона) — lona
(provincial zone)
магнитозона — magnetozona

магнитополярные подразделения —
magnetopolar units
магнитостратиграфическая шкала —
magnetostratigraphic scale
магнитостратиграфические подразделе-
ния — magnetostratigraphic units
магнитостратиграфия — magnetostrati-
graphy
маркирующий горизонт — marker hori-
zon
мегазона — megazona
мегахрон — megachron
мегасеквенс — megasequence
межледниковье — interglaciation
межстадиал — interstade
мезотема — mesothem
местная зона — local zone
местные стратиграфические подразде-
ления — local stratigraphic units
микрizona — microzone
микрохрон — microchron
морфодема — morphodeme
морфосвита — morphosuite
морфостратиграфические подразделе-
ния — morphostratigraphic units
морфостратиграфия — morphostratigra-
phy
надгоризонт — super-stratohorizon
надъярус — superstage
наслой (климатостратиграфическое
подразделение) — nasloy
неостратотип — neostatotype
неофициальные подразделения — in-
formal units
нижний (часть подразделения) — lower
общая стратиграфическая шкала —
general (standard) stratigraphic scale
общие стратиграфические подразделе-
ния — general (standard) strati-
graphic units
ограниченные несогласиями подраз-
деления — unconformity-bounded
units
опорный стратиграфический разрез —
reference stratigraphic section
оппель-зона — oppel-zone
ортозона — orthozona
ортохрон — orthochron
основные стратиграфические подраз-
деления — main stratigraphic units
отдел — series, division

официальные подразделения — formal
units
парасеквенс — parasequence
парастратотип — parastratotype
пачка — member
педостратиграфические подразделе-
ния — pedostratigraphic units
период — period
пласт (слой) — stratum, bed
пластовый риф — sheet reef
подгоризонт — sub-stratohorizon
подкомплекс — subcomplex
подсвета — subsuite, subformation
подъярус — substage
поздний (часть подразделения) — late
полярно-хроностратиграфические под-
разделения — polarity chronostrati-
graphic units
покров — sheet
пора (геохронологический эквивалент
звена) — pora
поток (и) — flow(s)
почва — soil
почвенно-стратиграфические подраз-
деления — soil-stratigraphic units
право приоритета — right of priority
приоритет — priority
провинциальная зона (лона) — provin-
cial zone (lona)
раздел (подразделение квартера) —
razdel
ранний (часть подразделения) — early
региональная стратиграфическая схе-
ма — regional stratigraphic chart
региональные стратиграфические под-
разделения — regional stratigraphic
units
региоарус — regional stage, regiostage
ритмостратиграфические подразделе-
ния — rythmostratigraphic units
свита — suite, formation
сейсмическая стратиграфия — seismic
stratigraphy
сейсмогоризонт — seismohorizon
сейсмокомплекс — seismocomplex
сейсмостратиграфические подразделе-
ния — seismostratigraphic units
секвенс — sequence
секвенсная стратиграфия (секвенс-
стратиграфия) — sequence strati-
graphy

секвенс-стратиграфические подразде-
ления — sequence-stratigraphy units
серия — group, series
синонимия — synonymy
синтема — synthem
система — system
слои с географическим названием —
beds with geographic names
слои с фауной (флорой) — beds with
fauna (flora)
слой (слои) — bed(s), stratum (strata)
событийная стратиграфия — event strati-
graphy
составной стратотип — composite strati-
totype
специальные стратиграфические под-
разделения — special stratigraphic
units
средний (часть подразделения) — mid-
dle
стадиал — stadial
стадия — stade
стратиграфическая граница — strati-
graphic boundary
стратиграфическая классификация —
stratigraphic classification
стратиграфическая корреляция — strati-
graphic correlation
стратиграфическая номенклатура —
stratigraphic nomenclature
стратиграфическая схема — strati-
graphic chart
стратиграфическая терминология —
stratigraphic terminology
стратиграфическая шкала — strati-
graphic scale
стратиграфический кодекс — Strati-
graphic Code
стратиграфический разрез — strati-
graphic section
стратиграфическое подразделение —
stratigraphic unit
стратоген — stratogene
стратотип — stratotype, stratotype sec-
tion
стратотип строфического подразделе-
ния — unit-stratotype; stratotype of a
stratigraphic unit
стратотип стратиграфической грани-
цы — boundary-stratotype; strati-
type of a stratigraphic boundary

стратотипическая местность — strato-
type locality
ступень (подразделение квартера) —
stufen'
субзона — subzone
субсеквенс — subsequence
субхрон — subchron
суперзона — superzone
суперсеквенс — supersequence
суперхрон — superchron
таксономический ранг — taxonomic rank
тейлзона — teilzone
тектоностратиграфические подразде-
ления — tectonostratigraphic units
термохрон — thermochron
типовая местность — type locality
толща — body, strata
точка глобального стратотипа границы
(ТГСТ) — Global Stratotype Section
and Point (GSSP)
тракт (осадочных) систем — systems
tract
фаза — phase
фация (экостратиграфическое подраз-
деление) — facies
филозона — phylozone, lineage zone
хемостратиграфия — chemostratigraphy

хрон — chron
хрон полярности — polarity chron
хронозона — chronozone
хронозона полярности — polarity chro-
nozone
хроностратиграфические подразделе-
ния — chronostratigraphic units
хроностратиграфия — chronostratigra-
phy
ценозона — cenozoone
циклостратиграфические подразделе-
ния — cyclostratigraphic units
циклостратиграфия — cyclostratigraphy
циклотема — cyclothem
шкала геологического времени — Geo-
logic Time Scale
экозона — ecozone
экостратиграфические подразделе-
ния — ecostratigraphic units
эон — eon
эонотема — eonothem
эпибола, эпиболя — peak-zone, epibole,
acmezone
эпоха — epoch
эра — era
эратема — erathem
ярус — stage

СПРАВОЧНЫЕ ДОПОЛНЕНИЯ

ДОПОЛНЕНИЕ I

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

1. Общие замечания.

Секвенс-стратиграфические подразделения относятся к группе специальных стратиграфических подразделений. Они могут быть выделены в терригенных и карбонатных отложениях. Наиболее эффективно секвенс-стратиграфические подразделения используются в пределах платформ с их системами стабильных (пассивных) шельфов и некомпенсированных впадин, но применяются и для стратиграфического анализа осадочного выполнения бассейнов активных шельфов.

Особая ценность секвенс-стратиграфического метода заключается в его высоких прогностических возможностях. Он применим для детальных стратиграфических, литолого-фациальных и палеогеографических исследований. Метод особенно важен в нефтяной геологии как при прогнозе распространения и качества нефтегазоматеринских толщ, коллекторов и флюидоупоров, так и при поисках углеводородных залежей, в особенности литологически экранированных. Значительный экономический эффект от применения метода достигается на стадии разработки месторождений, когда особое значение приобретают знания о седиментационной структуре нефтесодержащих резервуаров.

Современная концепция, методика и терминология секвенсной стратиграфии разработана американскими геологами-нефтяниками (Дж. Ван Вагонером, Г. Позаментьером, Р. Митчемом, П. Вейлом и др.), издавшими ряд сборников и отдельных работ с изложением основных принципов и путей практического использования этого направления (Seismic stratigraphy..., 1977; Interregional unconformities..., 1984; Sea-level changes..., 1988; Van Wagoner et al., 1990 и др.). Первый из указанных сборников был переведен на русский язык (Сейсмическая стратиграфия..., 1982). В последние годы большой интерес к секвенсной стратиграфии проявляют отечественные геологи, особенно нефтяники. Во ВНИГРИ были проведены два симпозиума, посвященных

этой проблеме (Секвенс-стратиграфия..., 1995; Био- и секвенс-стратиграфия..., 1997). Основные положения секвенсной стратиграфии изложены в ряде работ (Кунин, Кучерук, 1985; Найдин, 1995; Карагодин, 1996; Шлезингер, 1998; Методика событийной стратиграфии..., 1998; Маргулис, 1999 и др.).

2. Терминология. Основные понятия.

1. Терминология и иерархия подразделений, используемых в секвенсной стратиграфии, еще не устоялась. Наиболее широко принята иерархия подразделений, в которой в нисходящем порядке рекомендуются мегасеквенс, суперсеквенс, секвенс и парасеквенс. Группировки секвенсов образуют подразделения более крупных рангов, разделенные несогласиями субрегионального и регионального значения.

2. Секвенс (sequence) — основная секвенс-стратиграфическая единица, относительно согласная несогласиями и коррелятивными им согласиями, образованная за один цикл колебаний относительного уровня моря.

Секвенсы — региональные стратиграфические подразделения, охватывающие весь бассейн седиментации или его крупные части. Они отчетливы в краевых частях бассейнов и часто неразличимы в глубоководных разрезах.

Секвенс образуется в результате заполнения осадками пространства, в котором возможна осадочная аккумуляция (sediment accommodation). Периодическое изменение этого пространства является откликом на колебания относительного уровня моря (relative sea-level). Последние обусловлены тремя главными факторами: эвстазией, прогибанием дна бассейна и поступлением осадочного материала. Роль каждого из этих факторов в конкретном районе может быть различной.

3. В образовании секвенсных подразделений значительная роль отводится колебаниям уровня моря. Для фанерозоя выделяются циклы пяти порядков продолжительностью от сотен миллионов до десятков тысяч лет.

Образование секвенсов связано с циклами третьего и значительно реже с циклами четвертого порядка. Более крупные циклы представлены группами секвенсов (суперсеквенсов и мегасеквенсов), а самые мелкие (четвертого и пятого порядка) выделяются в качестве элементов секвенсов—парасеквенсов. Обычно при секвенс-стратиграфических исследованиях наибольшее значение имеют циклы третьего (1—5 млн лет) и второго (10—80 млн лет) порядка.

4. Парасеквенс (parasequence) — мелеющая вверх последовательность слоев (регрессивный цикл), ограниченная поверхностями морского затопления (marine flooding surface) — уровнем наибольшей мористости осадков.

Пакет парасеквенсов (parasequence set) — последовательность парасеквенсов по вертикали. Выделяются три типа таких последовательностей: проградационный (регрессивный), ретроградационный (трансгрессивный), характеризующие соответственно наступление и отступление береговой линии, и аградационный с относительно стабильным положением ландшафтных обстановок.

5. Секвенсы состоят из трех главных частей — трактов седиментационных систем (системных трактов, systems tract). Они представляют собой латеральные фациальные ряды (depositional systems), образовавшиеся в различных условиях седиментации, причем особое значение имеет положение уровня моря относительно бровки шельфа (shelf break).

Тракт низкого стояния уровня моря (нижний тракт — lowstand systems tract) связан с седиментационными потоками подводных каньонов, активно действующими только при снижении уровня моря ниже бровки шельфа. Он сложен в основном турбидитами проградационного седиментационного клина (lowstand wedge) и подстилающих его конусов выноса.

Трансгрессивный тракт (transgressive systems tract) образуется при подъеме уровня моря над бровкой шельфа и седиментационно-береговым перегибом (depositional-shoreline break), примерно совпадающим с передовым дельтовым баром. Он представлен ретроградационным пакетом парасеквенсов, характеризующим трансгрессию на осушенный шельф и приморскую низменность. В зашельфовой области вследствие дефицита осадков образуется глинистый конденсированный разрез (condensed-section deposits).

Тракт высокого стояния уровня моря (верхний тракт, highstand systems tract) начинается обычно аградационным пакетом парасеквенсов, которые по мере снижения темпов подъема относительно уровня моря сменяются серией проградационных клиноформ. Этот седиментационный клин высокого стояния уровня моря (highstand wedge) в глубоководной части бассейна превращается в предельно тонкий глинистый покров, нарастающий конденсированный разрез трансгрессивного тракта.

Подошва тракта высокого стояния уровня моря (кровля трансгрессивного тракта) является поверхностью максимального затопления территории (maximum flooding surface). Осадки максимального затопления шельфа и приморской низменности (ингрессии) и коррелятивный им глубоководный конденсированный покров служат маркирующими горизонтами и реперами при сопоставлении разрезов. Надежность их выделения по сейсморазведке, в обнажениях, керне скважин и при каротаже и их присутствие во всех типах секвенсов послужили основанием для проведения по этим поверхностям границ секвенсов в одной из модификаций секвенс-стратиграфии — генетической стратиграфии (genetic stratigraphy).

6. Выделяются два типа секвенсов и соответственно два типа их границ.

Секвенс первого типа содержит нижний, трансгрессивный и верхний системные тракты. Его нижняя граница четкая и обусловлена значительным снижением относительного уровня моря, что приводит к субаэральному размыву шельфа и сдвигу седиментации в зашельфовую часть бассейна (рис. 1).

Секвенс второго типа связан с замедлением скорости подъема относительного уровня моря и его стабилизацией и не сопровождается осушением шельфа и перемещением седиментационных протоков в зашельфовую часть бассейна. В связи с этим в секвенсе отсутствует типичный тракт низкого стояния уровня моря. Вместо него при наиболее низком положении уровня моря формируется окраинно-шельфовый тракт (shelf-margin systems tract), представленный пакетом парасеквенсов от проградационной до аградационной последовательности (рис. 2). Он мало отличается от нижележащего верхнего тракта подстилающего секвенса, и граница между ними не всегда отчетлива.

7. Форма секвенсов разнообразна — от плоскопараллельных и линзовидных тел осадочного чехла до сравнительно крутонаклоненных линзовидных тел — клиноформ.

Клиноформы — термин свободного пользования для клиновидных седиментационных тел с отчетливыми первичными наклонными слоями; они формируются в склоновой части секвенса и сложены терригенными породами. Различаются клиноформы трактов низкого и высокого стояния уровня моря.

В крупных платформенных бассейнах (сотни тысяч и миллионы квадратных километров) клиноформы протягиваются вдоль окраин бассейна на сотни и даже тысячи километров при ширине ортоклиноформных частей в первые десятки километров. В таких бассейнах углы седиментационных наклонов слоев достигают 5° .

Клиноформные серии — это ансамбли клиноформ, свойственные этапам заполнения некомпенсированных впадин. Клиноформы при боковом наращивании последовательно сменяют друг друга, омолаживаясь от областей питания к центру бассейна.

Картирование клиноформ имеет важное значение, так как они обычно содержат главные нефтегазовые резервуары региона. Приоритетна при таких работах сейсморазведка методом отраженных волн (МОГТ) с обязательным использованием каротажа, материалов по керну и биостратиграфических методов.

8. Сопоставление секвенс-стратиграфических схем различных осадочных бассейнов позволяет исключить влияние региональных причин образования секвенсов и выявить эвстатические события. На этом основано построение глобальной секвенс-стратиграфической последовательности и эвстатической кривой колебаний уровня Мирового океана.

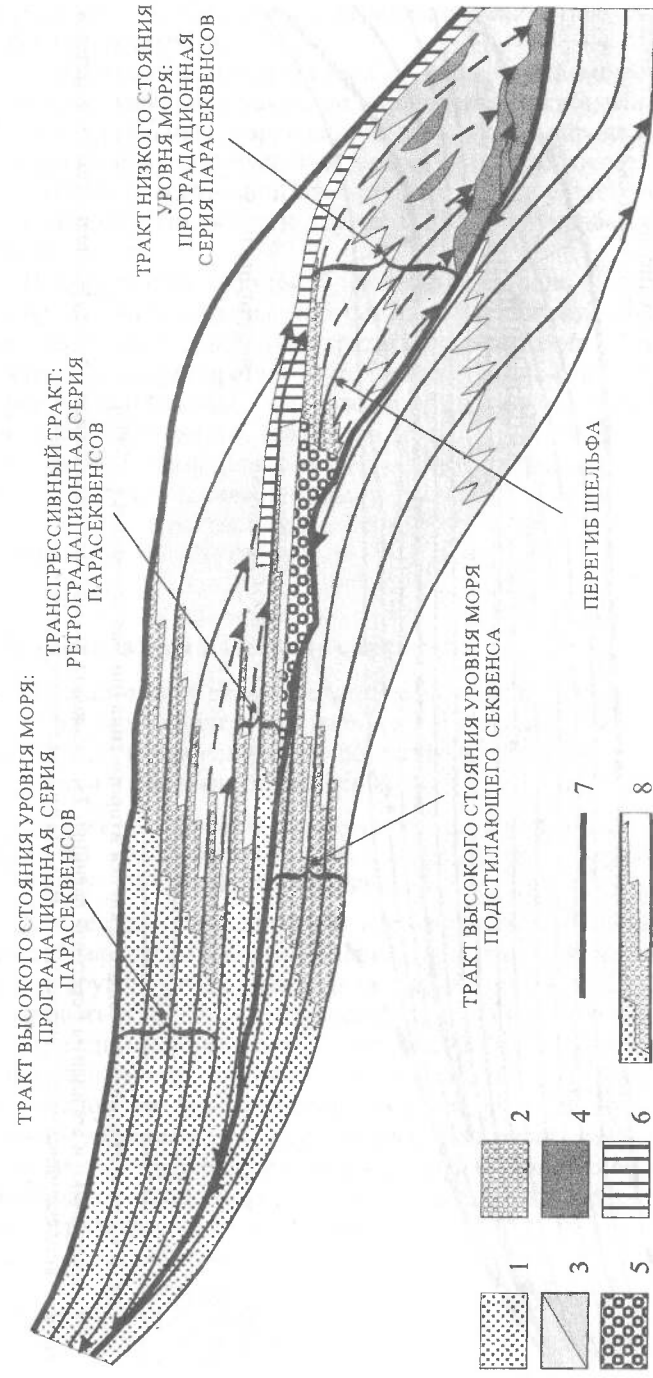


Рис. 1. Седиментационная модель секвенса первого типа (по Van Wagoner et al., 1990).

1 — песчаники и аргиллиты береговой равнины, 2 — мелкозернистые морские песчаники, 3 — шельфовые и склоновые аргиллиты и песчаники, 4 — песчаники подводного конуса выноса, 5 — флювиальные песчаники врезанных долин, 6 — конденсированные отложения, 7 — граница секвенса первого типа, 8 — парасеквенс.

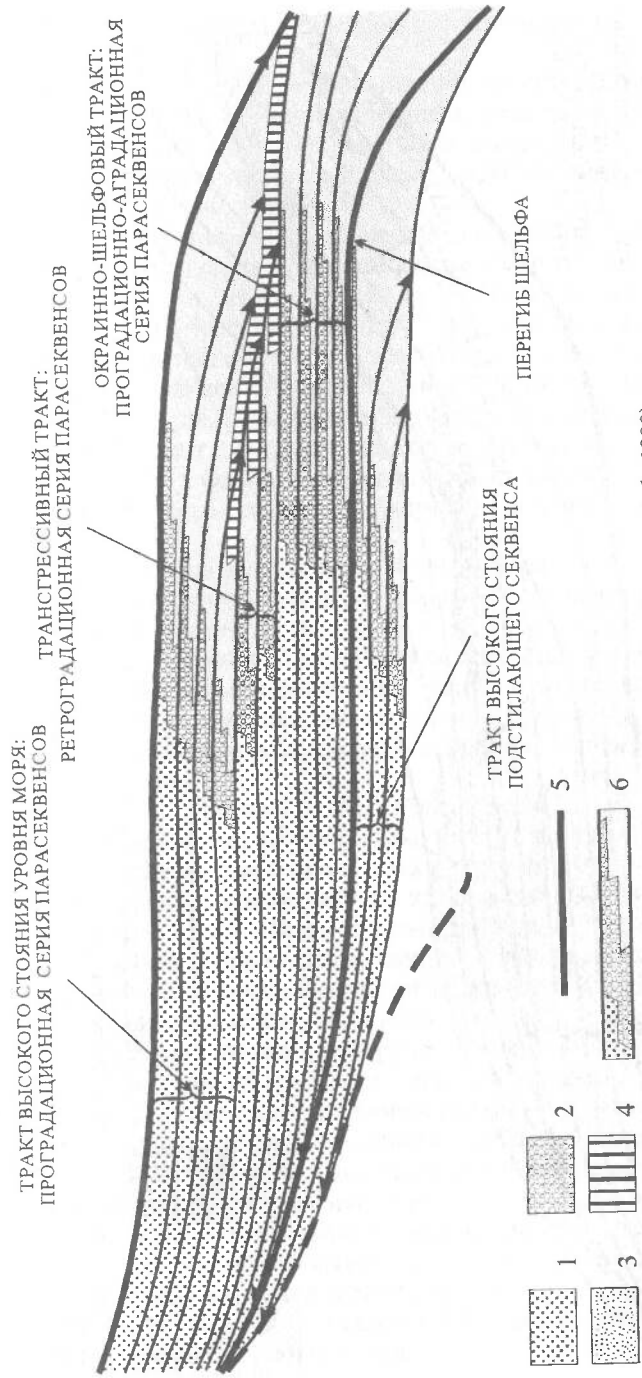


Рис. 2. Седиментационная модель секвенса второго типа (по Van Wagoner et al., 1990).

1 — песчаники и аргиллиты береговой равнины, 2 — мелководные морские песчаники, 3 — шельфовые и склоновые аргиллиты, 4 — конденсированные отложения, 5 — граница секвенса второго типа, 6 — парасеквенс.

Корреляция секвенс-стратиграфических схем требует биостратиграфического контроля.

9. Прослеживание секвенсов по данным сейсморазведки, керна и каротажа скважин, а также по наблюдениям в обнажениях позволяет создать детальную корреляционную схему, определить последовательную смену латеральных рядов фаций и воссоздать эволюцию осадочного бассейна или его крупных частей с достоверностью, превосходящей возможности других методов внутрибассейновой корреляции.

В корреляции секвенсов существенна роль палеонтологических методов. Анализ ископаемых остатков организмов, помимо определения возраста слоев и их стратиграфического положения, особенно важную роль приобретает в уточнении секвенс-стратиграфических построений в отложениях мелководного шельфа и глубоководных частей бассейна, где границы секвенсов и геометрия слоев не столь очевидны, как в присклоновых осадках. Экологический анализ бентосных сообществ обеспечивает большую надежность разделения секвенсов на системные тракты и выделения опорного корреляционного уровня максимального затопления.

3. Номенклатура и правила описания.

Наименования секвенс-стратиграфических подразделений образуются из географического названия и термина, указывающего ранг единицы. Для секвенса и его подразделений применяются также цифровые или буквенные обозначения.

Примеры. Саукский суперсеквенс; ивановский секвенс; пимская клиноформа; S-1 — первый (снизу) секвенс силура; K₂ gb-1 — первый (снизу) секвенс рыбновского стратиграфического горизонта.

Процедура установления, прослеживания и описания секвенс-стратиграфических подразделений, помимо требований, предъявляемых к другим категориям стратиграфических подразделений, должна базироваться на данных по распространению и особенностях несогласий и седиментационных поверхностей (максимального затопления, конденсации и др.), а также на седиментационной структуре и геометрии осадочных тел. Описание подразделений желательно сопровождать обсуждением природы выделенных границ, седиментационными моделями секвенсов, хроностратиграфическими схемами изученных разрезов и возможным вариантом их сопоставлений с глобальной секвенс-стратиграфической шкалой.

Список литературы

Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Тезисы докладов Второго международного симпозиума. СПб. ВНИГРИ, 1997. 104 с.

Карагодин Ю. Н. Методологические вопросы литологии и секвенсстратиграфии. — Геология и геофизика. Т. 37. 1996, № 4, с. 3—12.

Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. Итоги науки и техники, сер. месторождения полезных ископаемых. Т. 13, М., 1985. 200 с.

Маргулис Л. С. Секвенсная стратиграфия — новый уровень науки об осадочной оболочке Земли. Нефтегазовая геология на рубеже веков. Т. 2. СПб., ВНИГРИ, 1999, с. 21—28.

Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонов на примере Северо-Запада России. СПб., ВСЕГЕИ, 1998. 88 с.

Найдин Д. П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы. Бюл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., вып. 5, 1995, с. 49—65.

Сейсмическая стратиграфия: использование при поисках и разведке нефти и газа. М., Мир, 1982. 846 с.

Секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. Тезисы докладов. СПб., ВНИГРИ, 1995. 124 с.

Шлезингер А. Е. Региональная сейсмостратиграфия. М., Научный мир, 1998. 144 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 512).

Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation / Ed. J. S. Schee. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 36, 1984. 184 p.

Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ. № 42, Tulsa, Oklahoma, 1988. 407 p.

Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 26, 1977. 516 p.

Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M., Rahmanian V. D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts of high-resolution correlation of time and facies. Amer. Ass. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series, 1990, № 7. 55 p.

ДОПОЛНЕНИЕ 2

СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

1. Общие замечания. Основные термины

1.1. Событийно-стратиграфическая методика как особое направление междисциплинарных исследований, нацеленных на детальную корреляцию осадочных толщ, возникла в начале 70-х годов. Однако необходимо отметить, что задолго до этого событийный анализ был использован для фиксации фаунистических и фациальных изменений, которые были положены в основу первоначального разграничения геологических систем, отделов и ярусов. Также и комплексная характеристика стратонов в целом была обычна в геологической практике, а в отечественных стратиграфических работах принималась как обязательное требование (Стратиграфическая классификация и терминология, 1956, 1960; Стратиграфический кодекс, 1977, 1992). В то же время недостаточно внимания обращалось на точность биостратиграфических датировок границ стратонов и их синхронизацию при сопоставлении разрезов. Поэтому многие десятилетия определение и корреляция границ и составляющих их подразделений за пределами стратотипических площадей были предметом постоянных дискуссий. В особенности это касалось проблемы их одновозрастности при проведении региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции.

В результате исследований большой группы специалистов по проекту 216 «Глобальные биологические события в истории Земли» Программы международной геологической корреляции (руководитель — проф. О. Г. Валлизер, ФРГ), проводившихся с 1984 г., выявлена и охарактеризована последовательность глобальных событийных уровней разного масштаба для осадочных толщ фанерозоя (Walliser / ed., 1986, 1995).

Первые попытки отразить событийность в развитии седиментогенеза и эволюции фауны в фанерозойских отложениях России и смежных территорий были сделаны при составлении заключительного тома издания по геологическому строению и минерагении СССР (Геологическое строение..., 1989). В последние годы опубликован ряд работ методического направления, основанных на изучении раз-

ных интервалов нижнего палеозоя и квартера (Корень, ред., 1998; Веймарн и др., 1998).

1.2. История развития Земли имеет непрерывно-прерывистый характер и представляет собой периоды относительно стабильных условий, сменяющихся эпизодами быстрых изменений. Эти изменения могут быть периодическими, связанными с воздействиями Солнечной системы, либо экстраординарными или эпизодическими событиями.

Событие (event — инцидент, случай, результат, последствие, происшествие) определяется как кратковременное, часто катастрофическое прекращение непрерывности процесса. Временной интервал события значительно короче предшествовавшего и последующего периодов относительно стабильного развития или медленных изменений литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. По своей природе различаются абиотические и биотические события, по пространственному проявлению — глобальные и региональные. Глобальные события важны для понимания истории Земли и планетарной корреляции, тогда как региональные используются в расчленении осадочных толщ и их корреляции на конкретных территориях.

1.3. Событийная стратиграфия (event stratigraphy), или стратиграфия по событиям, имеет своей целью изучение событий, документированных в разрезах, и их использование в качестве опорных хронологических рубежей для совершенствования временной корреляции осадочных толщ. В строгом смысле слова она не является самостоятельной «стратиграфией», так как в ее задачи не входит выяснение пространственно-временных соотношений толщ пород. Она представляет собой метод мультидисциплинарных стратиграфических исследований осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов верхнего докембрия и фанерозоя, направленных на изучение свойств пород, характера строения толщ, состава и разнообразия биоты на рубежах критических изменений или в событийных интервалах. Однако понятие «глобальная событийная стратиграфия», а чаще просто «событийная стратиграфия», широко вошло в литературу и используется в международной геологической практике. Событийная стратиграфия основана на концепции существования глобальных синхронных событий. Многие из этих событий приурочены к границам подразделений общей стратиграфической шкалы, и с начала ее становления еще в прошлом столетии они были распознаны как крупные региональные перестройки.

1.4. Выявление интегрированной последовательности событийно-стратиграфических уровней для геологического региона или палеобассейна в целом опирается на весь комплекс литологических, седиментологических, палеонтологических и биостратиграфических методов. Практическая ценность событийного подхода при расчленении и корреляции региональных и местных стратонтов в пределах геологического региона или на территории серии листов геологических карт раз-

личного масштаба очевидна. В то же время последовательность событийных уровней представляет собой опорный каркас любых геологических построений и может служить основой для определения и ранжирования переломных рубежей в истории геологического развития изучаемой территории.

2. Глобальные события.

2.1. Глобальное событие в отличие от процесса — это всегда глубокое и относительно кратковременное изменение. Термин «глобальное» используется для определения абиотического или биотического события в том случае, если оно проявляется синхронно на разных палеоконтинентах, в сравнимых обстановках и палеогеографических ситуациях и прослеживается в пределах самой меньшей, хорошо коррелируемой единицы, какой является биостратиграфическая зона (Walliser/ed., 1995). Среди множества событий и явлений выделяются те, которые в силу своей кратковременности и значительности маркируются в стратиграфических разрезах при полевых наблюдениях и подтверждаются в результате последующих исследований. Одно и то же событие распознается по резким изменениям различных признаков: литологических, седиментологических, биотических, химических и др. Такие события или маркируемые ими событийные уровни служат основными реперами межконтинентальных корреляций и распознавания большинства границ отделов и многих ярусов общей стратиграфической шкалы.

К настоящему времени хронологическая последовательность в фанерозое включает около 60 глобальных событий различной значимости, которые в качестве хорошо датированных уровней могут быть использованы для более точной корреляции. Среди них наиболее крупные или великие, как их часто называют, — события в конце докембрия, томмотского века кембрия, ордовика, франского века, девона, перми, триаса и мела, к которым приурочены массовые вымирания биоты. Эти события классифицируют как события первого порядка. Всего же по степени значимости событий условно выделяется пять категорий или порядков (см. с. 77—79).

Последовательность глобальных событийных уровней фанерозоя часто называют событийно-стратиграфической шкалой. В строгом или формальном смысле она таковой не является, поскольку не имеет собственных событийно-стратиграфических подразделений. В этом смысле ее можно сравнить с магнито-стратиграфической шкалой, основанной на событиях смены магнитной полярности. Глобальные события важны для понимания истории развития Земли и в целом составляют основной хронологический каркас межрегиональных корреляций осадочных толщ фанерозоя. Различаются две основные группы событий: абиотические и биотические.

Геохимические события выражаются в накоплении повышенных концентраций иридия, смене позитивных и негативных содержаний $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ и $^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$. С ними связаны океанические бескислородные события и изменения океанической биопродуктивности. В фанерозое устанавливается более 60 глобальных уровней резких изотопных изменений, которые позволяют осуществлять удаленные корреляции (Holzer et al. in Walliser / ed., 1995).

Пример. Маломощный глинистый горизонт на границе мела и палеогена, в котором установлены изотопные аномалии иридия, углерода и кислорода во многих разрезах морских и континентальных толщ на разных континентах и в океанах (Веймарн и др., 1998).

Океанографические события связаны с нарушением океанической циркуляции и колебаниями уровня бескислородного слоя в толще воды. Они приводят к кратковременному, но глобально распознаваемому формированию прослоев черного сланца или темноцветных известняков в ассоциации с черным сланцем (мощность первые десятки сантиметров) среди более светлых карбонатных пород. Обычно их присутствие распознается в гемипелагических фациях, реже в более мелководных шельфовых обстановках. В этих прослоях фиксируются аномальные содержания стабильных изотопов углерода, кислорода и серы.

Примеры. Событие otomari в конце эйфеля, характеризующееся внезапным распространением черносланцевой седиментации на шельфы, и кратковременное черносланцевое событие Кельвассер на границе франа и фамена, выраженное в виде глобально распознаваемого маломощного прослоя черного сланца в неритовых и пелагических фациях.

2.3. К глобальным биологическим или биотическим событиям относятся все внезапные или катастрофические события, затрагивающие биоту в границах определенного таксона (класса, отряда, семейства и др.), одной или нескольких групп организмов, а также палеоэкосистем в целом или их крупных частей. Биологическими обычно называются события, связанные с изменением таксономического состава организмов, к которым относятся события вымирания, появления морфологических структур и радиации. Перестройки в составе и структуре палеоэкосистем чаще классифицируются как биотические события. Однако такое разграничение терминов, особенно в западной литературе, по событийной стратиграфии не всегда соблюдается. Очень часто используется обобщенный термин «биособытие» (bioevent), смысл которого ясен только в определенном контексте.

Постепенное снижение биоразнообразия, происходящее в течение более длительного времени, когда скорость вымирания таксонов превышает скорость их появления, обычно определяется термином «кризис».

Примеры. Позднепермская и поздне меловая регрессии и массовые вымирания биоты.

Обычно глобальное биособытие вызывается сложным комплексом абиотических изменений, накладывающихся и усиливающих друг друга и влияющих на биотопы (рисунок). Изучение биособытий фанерозоя показало, что основными и часто взаимоувязанными причинами их возникновения являются изменения климата и эвстатические колебания уровня Мирового океана. Эти причины лежат в основе коренных биотических перестроек различного масштаба, они часто затрагивают как морскую, так и наземную биоты. Однако во многих случаях конкретные причины биособытий трудны для реконструкции, особенно если абиотические события не проявляются в седиментологических последовательностях. Известны случаи, когда в монотонных разрезах первоначально распознается биособытие и только после этого устанавливаются малозаметные седиментологические изменения.

Сравнительные масштабы проявлений конкретных биособытий оцениваются по таксономическому рангу вымерших таксонов, а также по статистическим подсчетам общего количества вымерших, выживших и появившихся таксонов или по их процентному соотношению. При анализе биособытий также учитываются эволюционный уровень и роль в палеоэкосистемах конкретных групп, затронутых событием.

Среди глобальных биологических событий наиболее распространены события массовых вымираний, появления новых морфологических структур и следующие за ними события увеличения разнообразия или радиации организмов.

Глобальные события массовых вымираний, внезапных или ступенчатых по своей природе, обычно затрагивают несколько групп организмов, большую часть или всю биоту. Они происходят со скоростями существенно большими, чем скорости обычных фоновых вымираний в разделяющие их периоды относительно стабильных состояний биоты. Такие события имеют палеоэкологическую или палеоэкосистемную природу.

Не все резкие абиотические события приводят к массовым вымираниям, кроме того выявляется их избирательность по отношению к палеоэкосистемам или палеогеографическим обстановкам. События массовых вымираний могут быть также избирательными по отношению к различным таксонам или экологическим группам организмов.

Пример. На границе мела и палеогена вымерли многие группы и семейства тетрапод, тогда как млекопитающие быстро эволюционировали, и их таксономическое разнообразие непрерывно возрастало.

Обычно массовые вымирания дают начало регулярной эволюционной модели, которая включает следующую последовательность фаз: вымирание, выживание единичных консервативных таксонов и на их основе восстановление разнообразия отдельных групп организмов или биоты в целом.

Пример. Массовые вымирания в составе почти всех групп фауны после крупного гляцио-эвстатического события в позднем ашгилле (событие *rasifiscus*), выживание единичных консервативных таксонов на рубеже ордовика и силура и последующие радиации планктонных и бентосных групп на ранних стадиях обширной раннесилурийской трансгрессии (начало лландовери), сопровождавшейся потеплением климата.

Глобальное биологическое событие, выраженное в появлении морфологического новшества, означает введение нового структурного плана или нового морфологического признака, на основе которого происходят диверсификация и дальнейшая эволюция таксона.

Примеры. Появление планктонных дендроидей на смену бентосным формам в начале ордовика или свертывание раковины цефалопод в конце раннего девона. Оба события обусловили дальнейшее экспансивное развитие и эволюцию, в первом случае — планктонных граптолоидей, во втором — аммонитов.

Глобальные события диверсификации или радиации обычно происходят ступенчато и следуют за массовыми вымираниями. Однако по сравнению с последними возникновение новых таксонов и их расселение в освободившихся экологических нишах происходят в более продолжительные отрезки времени. События радиации также могут быть обусловлены морфологическими инновациями, возникшими до или в период массовых вымираний. В таких случаях интервал между появлением новой морфологической структуры и радиацией может соответствовать в разрезах одной—трем биостратиграфическим зонам, т. е. нескольким миллионам лет.

Примеры. Появление однорядной колонии монографтид среди граптолоидей в зоне *persculptus* (конец ашгилла), а их первая радиация не ранее чем в зоне *vesiculosus* (середина нижнего лландовери); среднетурнейская радиация каменноугольных конодонтов после события массового вымирания вблизи границы девона и карбона.

Диверсификации, следующие за биотическими перестройками, вызываются благоприятными для данного таксона изменениями обстановок, а внезапное увеличение разнообразия может также быть результатом событий иммиграции таксонов и следующих за ними эволюционных событий.

Хотя определенных правил наименования глобальных абиотических и биотических событий фанерозоя пока нет, в их названии обычно дается возрастная датировка и/или отражается ведущее абиотическое изменение. В некоторых случаях используется географическое название местности, где данное событие было впервые распознано или описано. События массовых вымираний чаще именуются по видовому названию датирующего их зонального таксона: событие *lundgreni* в позднем венлоке или событие *annulata* в позднем фамене. В большинстве случаев крупные абиотические перестройки и свя-

занные с ними массовые вымирания имеют одно и то же географическое или геохронологическое название.

Примеры. Позднеордовикское или позднеашгиллское гляциоэвстатическое событие (=ордовикско-силурийское или событие массового вымирания *rasifiscus*); позднефранское черносланцевое событие (=франско-фаменское, или событие Кельвассер); бескислородное событие на границе девона и карбона (=событие Хангенберг); иридиевое или импактное событие на границе мела и палеогена (=позднемеловое событие массового вымирания).

3. Региональные события.

3.1. Региональные абиотические и биотические кратковременные изменения, распознаваемые в конкретных регионах, могут быть усилены или затуханы наложением на них глобальных событий. Однако в каждом регионе имеются также свои специфические событийные уровни, отражающие особенности тектонического развития, седиментогенеза, палеоэкологических, биофациальных и палеобиогеографических закономерностей в развитии организмов данного палеобассейна или его крупной части. Возрастная датировка и реконструкция природы и характера этих изменений имеют важное практическое значение. Событийный подход в региональных стратиграфических исследованиях при полевых наблюдениях и особенно при изучении опорных разрезов в значительной мере способствует более точному лито- и биостратиграфическому расчленению, выявлению и оценке масштабов стратиграфических перерывов на основе комплексирования секвенс-стратиграфического и биоэкологического методов, а также сопоставлению картируемых геологических образований на площади. Кроме того, он обеспечивает более обоснованное определение ранга картируемых литостратиграфических тел в конкретных районах. Такие трудности обычно возникают при геологическом изучении площадей развития разнофациальных отложений, имеющих сокращенные мощности. Использование региональных событийных уровней особенно важно при создании и увязке серийных легенд геологических карт различного масштаба, а также при анализе истории геологического развития региона.

3.2. Резкие региональные абиотические изменения в разрезах на площади наиболее часто связаны с изменениями скорости и активности проявления тектонических процессов, а также с проявлением вулканической деятельности. Проявление тектонической активности в орогенных поясах существенно влияет на скорость и характер седиментации и обычно отражает особенности геологической истории данного региона или палеобассейна. Влияние тектонических факторов может выражаться в быстром относительном погружении или поднятии дна бассейна, что приводит к формированию седиментологических маркеров, например, турбидитов и оползневых отложений в

склоновых фациях. Скорость накопления, количество и размерность кластических осадков также связаны с изменениями тектонического режима.

В результате эксплозивной вулканической деятельности в течение кратчайшего времени образуются пепловые прослои (бентониты). В шельфовых толщах их последовательность в региональном и субглобальном масштабах при контроле биостратиграфических маркеров используется в качестве опорного хронологического каркаса для корреляции мелководных толщ, быстро меняющихся по латерали.

Примеры. Корреляция силурийских отложений Воыно-Подоллии и трансатлантическая корреляция ордовикских отложений Северной Америки и Балтоскандии, основанные на комплексном использовании бентонитовых маркеров и биостратиграфических зон по граптолитам и конодонтам.

Кратковременные климатические колебания регионального масштаба приводят к образованию маломощных штормовых прослоев (темпеститов) в мелководных шельфовых фациях или к формированию циклических построенных тонкозернистых толщ или ритмитов (пакеты мел—мергель или известняк—сланец). Образование последних связывают с циклами Миланковича, хорошо распознаваемыми и используемыми для корреляции на некоторых кратонах. В региональном масштабе часто проявляются латеральные изменения температур, фиксируемые по изменению изотопного состава кислорода в карбонатных осадках на шельфах. Химические изменения в результате вертикальной миграции бескислородных зон выражаются в разрезах в распространении на шельфы черносланцевой седиментации, что также в свою очередь связано с климатическими флуктуациями. Хорошими региональными маркерами служат выдерживающиеся на площади прослои марганцевых или железистых конкреций.

Пример. Событийные уровни, распознаваемые по прослоям бентонитов, темпеститов, конкреций различного состава и другим признакам в меловых отложениях Североамериканского кратона (Kauffman in Walliser/ed., 1986).

3.3. Многие из рассмотренных выше кратковременных седиментологических изменений приводят к региональным биологическим событиям. Они выражаются в резком снижении или увеличении биомассы и/или таксономического разнообразия комплексов, в смене биофаций и других фиксируемых в разрезах биостратомических изменениях. Наиболее часто распознаются аномальные скопления ископаемых остатков. Они связаны с массовой смертностью организмов в результате наступления штормовых условий либо с быстрой колонизацией благоприятных для обитания придонных биотопов. В разрезах они обычно выражаются в образовании прослоев ракушняков различного происхождения или органогенных построек (биостромы). В полевых условиях эти маркеры хорошо распознаются и прослеживаются от

разреза к разрезу, что дает возможность их использования при корреляции картируемых геологических тел.

3.4. В задачи полевых наблюдений при диагностике и изучении событийных интервалов входят макро- и микрофациальный анализ, изучение цикличности в строении толщ с использованием различных стратиграфических методик наряду с палеонтологическим, геохимическим и палеомагнитным опробованием подстилающих и перекрывающих отложений. Чрезвычайно важны диагностика и изучение стратиграфических перерывов, фиксация и характеристика резких изменений типа и состава пород, их окраски, а также внезапной смены биофаций, биоразнообразия или таксономического состава организмов. Следы многих событий, которым обычно соответствуют поверхности напластования или маломощные интервалы, могут быть обнаружены только в результате очень тщательного, часто посантиметрового седиментологического и стратиграфического анализа разрезов.

4. Пример характеристики глобальных биологических событий, распознаваемых в девонских разрезах.

Ниже в качестве примера приводится краткая обобщенная характеристика событий девонского периода как наиболее хорошо изученных и распознаваемых в разрезах (Walliser / ed., 1995).

Событие на границе силура и девона. Событие пятого порядка в кровле граптолитовой зоны *Neocolonograptus transgrediens* s. str. Вымирание на видовом уровне происходит среди брахиопод, хитинозоа и граптолитов. Также вымирают на этой границе морские эвриптериды и некоторые трилобиты, включая *Iliaenidae*, приуроченные к рифам, и большинство представителей *Encrinuridae*.

Причина — изменения среды, включая седиментологические характеристики.

Событие на границе лохкова и праги. Событие третьего порядка, совпадающее с кровлей темноцветных плитчатых известняков лохкова. Глобальное геологическое событие, распознаваемое по смене лохковских фаунистических ассоциаций пражскими.

Причина — очень быстрое, но незначительное понижение уровня моря.

Раннезиховское событие. Глобальное событие третьего порядка, распознанное в Богемии на границе зиховской и пражской свит. Уровень не совпадает с пражско-эмской границей, определенной по появлению *Polygnathus kitabicus*, и началом кратковременной трансгрессии. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы выявить значение и географическую протяженность этих событий.

Среднеэмское событие (Далейское событие, событие *gracilis* или *cancellata*). Важное ступенчатое событие третьего порядка, которое связано с постепенным переходом к черносланцевой седиментации в далейское время. Вымирание ранних гониатитов, появившихся в зихове, происходит в основании зон *Nowakia elegans* и *N. cancellata* (между верхней частью зоны *Po. gronbergi* и зоной *Po. laticostatus*). Снижается разнообразие трилобитов и других бентосных групп.

Причина — поднятие уровня моря частично в связи с бескислородным событием.

Событие на границе эмса и эйфеля (Хотечское событие, или событие *jugleri*). Событие второго порядка происходит между подошвой зоны *Ro. costatus partitus* и уровнем появления *Pinacites jugleri*. Характеризуется незначительной сменой фауны, но литологически хорошо документируется по относительно кратковременному появлению в разрезах темноцветных известняков и сланцев.

Причина — поднятие уровня моря.

Позднейфельские события 1 и 2 (Качакское событие, событие *otomari*). Важное черносланцевое событие с вымираниями второго порядка в основании слоя (1) и третьего порядка в кровле слоя (2). С наступлением черносланцевой седиментации происходит крупная смена конодонтов, характеризующаяся вымиранием многочисленных типично эйфельских таксонов на границе между зонами *Tortodus kockelianus* и *Ro. ensensis*. Появляется *Nowakia otomari*. Верхний уровень вымирания (2) характеризуется вымиранием нескольких родов гониатитов, тогда как каких-либо серьезных изменений в составе конодонтов не наблюдается.

Причина — внезапное наступление бескислородных условий (1) и после значительного интервала времени медленное завершение черносланцевой седиментации (2).

Позднеживетское событие (Таганикское событие, или событие *Pharciceras*). Событие третьего порядка в основании зоны *Schmidtognathus hermanni-Polygnathodus cristatus*. Важное ступенчатое биособытие с исчезновением *Pinacitidae* и большинства представителей *Agoniatitidae*, за которыми последовала радиация *Pharciceratidae*. Пик скорости вымирания кораллов и стоматофор приходится на конец зоны *Ro. varcus*, в то время как массовое вымирание брахиопод происходит в нижней и верхней частях зоны *hermanni-cristatus*.

Причины — флуктуации уровня моря, начавшиеся с трансгрессивного пульса в конце зоны *Ro. varcus*.

Событие на границе живета и франа (франское событие, или *Manticoceras*). Событие третьего порядка в основании зоны *Mesotaxis falciovalis*. Значительное вымирание гониатитов, когда почти полностью исчезают фарциратиды, высокие скорости вымирания среди брахиопод, кораллов и строматопор.

Причина — внезапное распространение черносланцевой седиментации в связи со значительным подъемом уровня моря после регрессивной фазы.

Позднефранское событие (событие Нижний Кельвассер). Черносланцевое событие незначительно выше основания верхней части зоны *Pa. thepala*. Событие вымирания третьего порядка среди трилобитов, гониатитов и других групп, усиление позднефранского кризиса.

Причина — кратковременное черносланцевое событие.

Событие на границе франа и фамена (событие Кельвассер). Событие первого порядка на границе зон *Palmatolepis linguiformis*—*Pa. triangularis* — одно из семи наиболее крупных биособытий фанерозоя. Событие ступенчатого вымирания вслед за длительным позднефранским кризисом. Пики вымираний соответствуют подошве и кровле верхнего горизонта Кельвассер, т. е. интервалу протяженностью в несколько сот тысяч лет. Событие Кельвассер воздействовало на пелагические и неритовые группы фауны.

Причина — внезапное и интенсивное бескислородное событие в течение длительного биотического кризиса. Направление и интенсивность флуктуаций уровня моря, возможно, связанных с этим событием, пока не выявлены.

Среднефаменское событие 1 (Кондрокское событие). Событие четвертого порядка в подошве и в кровле зоны *Praemoceras petterae* или в кровле зоны *Palma-*

tolepis rhomboidea. Исчезновение большого количества представителей *Tornoceratidae* и *Cheiloceratidae*.

Причина — окончание черносланцевой седиментации (сланцы *Cheiloceras*) в связи с началом позднефаменской регрессии.

Среднефаменское событие 2 (Энкебергское событие). Событие третьего порядка в основании и в кровле зоны *Meneceras biferum* или в начале зоны *Palmatolepis marginifera*. Двухступенчатое событие вымирания среди гониатитов.

Причины — первая ступень вымирания вызвана кратковременной трансгрессией, вторая — падением уровня моря.

Позднефаменское событие (событие *annulata*). Событие пятого порядка в зоне *Platyclumena annulata* и в верхней части зоны *Palmatolepis trachytera*. Кратковременное бескислородное событие без заметных вымираний, но приведшее к расцвету нескольких таксонов специализированных аммоноидей и к расширению площадей их обитания.

Событие на границе девона и карбона (Хангенбергское событие). Биособытие четвертого порядка в кровле зоны *Wocklumeria sphaeroides* и приблизительно в верхах средней части зоны *Siphonodella praesulcata* после длительного биотического кризиса позднего фамена. Почти полное исчезновение гониатитов и клименид среди аммоноидей, значительные вымирания во многих ископаемых группах, особенно среди обитавших в пелагических и гемипелагических обстановках. Событию соответствует четкая литологическая граница между цефалоподовыми известняками фамена и перекрывающими хангенбергскими сланцами. В соответствии с изменением литофаций происходит отчетливая смена конодонтовых биофаций в гемипелагических последовательностях.

Причина — бескислородное событие после длительной позднефаменской регрессии, возможно, вызванное кратковременным трансгрессивно-регрессивным циклом.

Примечание. Условная классификация значимости событий, принятая в заключительной сводке по фанерозою (Walliser/ed., 1985): событие первого порядка — массовые вымирания биоты в ответ на крупные глобальные перестройки экосистем; событие второго порядка — массовое вымирание в одной фаунистической группе наряду с синхронными вымираниями или радиациями среди других организмов; событие третьего порядка — массовое вымирание в одной фаунистической группе или окончательное вымирание на уровне семейства наряду с преобладанием вымирания в других группах; событие четвертого порядка — значительное изменение разнообразия в результате вымирания или появления новой морфологической структуры, по крайней мере на родовом уровне, в составе одной или нескольких фаунистических групп; событие пятого порядка — отчетливое изменение разнообразия без появления новых морфологических структур в одной или нескольких группах.

Список литературы

Веймарн А. Б., Найдин Д. П., Конаевич Л. Ф. и др. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М., МГУ, 1998. 190 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10, кн. 1, Л., Недра, 1989, с. 150—224.

Корень Т. Н./ред. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонтов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб., ВСЕГЕИ, 1998. 88 с.

Стратиграфическая классификация и терминология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 31 с.

Стратиграфическая классификация и терминология. М., Госгеолтехиздат, 1960. 58 с.

Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополненное. СПб., МСК, 1992. 120 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.

Черных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л., Наука, 1976. 304 с.

Walliser O. H./ed. Global Bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 8. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1986. 442 p.

Walliser O. H./ed. Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP-Project 216 «Global Biological Events in Earth History». Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1995. 333 p.

ДОПОЛНЕНИЕ 3

ГЕОХРОНОМЕТРИЯ

1. Общие положения.

1.1. В основе всех геохронометрических (хронометрических) построений лежит определение возраста на основании процессов радиоактивного распада и спонтанного деления элементов при обязательном сохранении замкнутости изотопно-геохронометрических систем использованных геохронометров (определенных минералов или их совокупностей) с момента их образования до настоящего времени. Единицей времени в геохронометрии является стандартный год Международного астрономического союза, определяемый в фундаментальных единицах—секундах, воспроизводимых с помощью атомноцезиевых часов. Для возраста, измеренного с помощью изотопно-геохронометрического метода, рекомендуется термин «изотопный» возраст вместо ранее употреблявшихся терминов «абсолютный», «изотопно-геохронологический», «радиологический» и «радиометрический». Изотопный возраст стратиграфического подразделения, его границ или геологического события устанавливается в годах (тыс., млн или млрд лет), отделяющих данное подразделение, границу или событие от настоящего времени. По принятому соглашению «настоящее время» относится к 1950 г., но это соглашение имеет реальное значение только при датировании позднеголоценовых отложений. В зарубежной литературе при использовании единиц времени в геологии широко употребляется система сокращенных обозначений, производных от латинского слова «annus» (год): ka (kilo-annorum, 10^3 лет), Ma (Mega-annorum, 10^6 лет) Ga (Giga-annorum, 10^9 лет). При этом ka пишется со строчной, а Ma и Ga — с прописной буквы.

1.2. Установление геологического смысла конкретных значений изотопного возраста (особенно полученных по осадочным геохронометрам) является самостоятельной процедурой, требующей использования специальных приемов и критериев. Наибольшее значение для стратиграфии в дочетвертичных отложениях имеют прецизионные U—Pb-датировки цирконов, монацитов и бадделейта, выделенных из вулканогенных пород, а в четвертичных отложениях — изо-

топно-углеродные определения. Сравнительный анализ значений изотопного возраста, полученных для одного и того же объекта разными методами и/или по разным геохронометрам, способствует выяснению реального геологического смысла изотопных датировок. Однако совпадение полученных значений $K-Ar$ и $Rb-Sr$ возраста само по себе не является критерием того, что они имеют прямое стратиграфическое значение.

1.3. В современной геологической литературе существуют две принципиально различные концепции построения шкал геологического времени — хронометрическая и хроностратиграфическая. Недостаточное внимание к этому обстоятельству нередко ведет к смешению несовместимых понятий.

1.4. Хронометрическая концепция предусматривает разбиение абстрактного физического времени на те или иные отрезки, определяемые в стандартных единицах (фактически в годах). В крайнем своем выражении она предполагает построение шкалы геологического времени на основании произвольно выбранных отрезков равной продолжительности (100, 200, 500 млн лет, 10^{15} с и т. п.), но явная агеологичность таких подразделений определила более широкое использование иного подхода к построению хронометрических шкал — соотношению принимаемых в них границ с теми или иными геологическими событиями. Однако такое соотношение опирается не на анализ типовых разрезов или иных стратиграфических последовательностей, а выводится либо из сводной геологической летописи Земли в целом (или ее крупных регионов), либо из статистических максимумов имеющихся изотопных датировок. Хронометрические подразделения и их границы не имеют и по определению не могут иметь стратотипов.

Примечание. Наибольшее распространение хронометрическая концепция получила применительно к докембрию. В этой части геологической летописи она успешно конкурирует с хроностратиграфической концепцией, предусматривающей построение общих шкал на основании анализа последовательностей горных пород и содержащихся в них органических остатков, установления стратотипов выделяемых стратон и закрепления их границ в специально избранных стратотипических разрезах и точках. Популярность докембрийских хронометрических шкал объясняется с одной стороны объективными особенностями архейского и протерозойского биоса, не способного обеспечить расчленение, хотя бы отдаленно сравнимое по детальности с достигнутым в фанерозое, а с другой стороны достигнутым в последнее время резким повышением точности изотопной геохронологии докембрия.

1.5. Подразделения, выделяемые в рамках хронометрической концепции — это интервалы времени с фиксированными начальной и конечной границами (хронологическими уровнями), которые устанавливаются на основании изотопно-геохронометрических данных без определенного отношения к конкретным комплексам горных пород или их последовательности. Границы хронометрических подразделе-

ний принимаются по международным соглашениям и устанавливаются в годах (млн лет).

Примеры. 1) Подразделения шкалы докембрийского времени (зоны, эры, периоды), принятой Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия в 1988 г. и утвержденной Международным союзом геологических наук в 1990 г.; 2) Граница плейстоцена и голоцена, определенная в 10 000 лет Комиссией по голоцену ИНКВА в 1969 г.

1.6. В рамках хроностратиграфической концепции построения шкал геологического времени изотопная геохронометрия выступает как инструмент численного датирования границ общей стратиграфической шкалы и определения длительности общих, региональных и местных подразделений. Возрастная калибровка общей хроностратиграфической шкалы (определение изотопного возраста границ ее подразделений) — одна из важнейших задач современной стратиграфии. Она должна осуществляться в стратотипах подразделений и/или их границ либо в тех разрезах, которые надежно коррелируются с типовыми на основании независимых данных (биостратиграфических, хемотратиграфических, магнитостратиграфических и др.).

Примечание. При отсутствии на датируемых границах объектов, пригодных для прямого определения изотопного возраста, или же при наличии в разрезе перерывов возможно определение изотопного возраста границы на основании интерполяции между имеющимися датировками, расположенными стратиграфически ниже и выше границы (перерыва). Использование такого приема и условность полученных оценок возраста границы должны быть особо оговорены.

1.7. Последовательный ряд датировок границ общих стратиграфических подразделений, определенный с помощью изотопно-геохронологических методов и выраженный в годах, составляет шкалу геологического времени (табл. 1—3). Во избежание возможной двусмысленности применяемых терминов такие шкалы следует называть не геохронометрическими, а изотопно-геохронологическими. В соответствии с этим использованный в Стратиграфическом кодексе (1992, с. 22) термин «геохронометрическая шкала» рекомендуется заменить термином «шкала геологического времени». Термин «(гео)хронометрическая шкала» должен употребляться только к тем шкалам, которые построены в соответствии с требованиями и канонами хронометрической концепции и по сути принципиально отличаются от изотопно-геохронологических шкал (шкал геологического времени), построенных на основании возрастной калибровки границ хроностратиграфических подразделений (подразделений Общей стратиграфической шкалы).

1.8. Принимаемая на данный момент Шкала геологического времени отражает сумму имеющихся изотопных датировок, и по мере расширения базы данных должна уточняться. В отличие от этого хронометрическая шкала, построенная на основе официально утвержденных значений изотопного возраста границ, прямо не зависит от эво-

люции взглядов на изотопный возраст реальных стратифицированных или интрузивных комплексов.

1.9. Разработанная на данном уровне знаний Шкала геологического времени должна быть принята МСК и после этого рекомендована для использования при проведении различных государственных геологических работ: создании серийных легенд геологических карт, составлении и издании геологических карт различного масштаба и др. Изменения, вносимые в шкалы геологического времени по мере расширения базы данных, следует принимать на МСК по представлению его постоянных комиссий и публиковать в «Постановлениях МСК и его постоянных комиссий».

2. Шкала геологического времени фанерозоя (табл. 1—3).

Предлагаемый вариант фанерозойской шкалы геологического времени (ФШГВ) построен на основе «геохронологического подхода» (Odin, 1994), включающего следующие основные требования: 1) объект, выбранный в качестве репера (опорной точки, характеризующей определенную границу), должен быть точно привязан к Глобальной стратиграфической шкале (ГСШ, по Стратиграфическому кодексу — к Общей стратиграфической шкале); 2) изотопный возраст используемых объектов может быть определен с необходимой точностью и однозначно доказан; 3) изотопный возраст должен строго соответствовать геологическому возрасту; 4) изотопными методами должны быть определены границы всех основных подразделений шкалы (веков). Необходимость выполнения этих требований для создания адекватной ФШГВ обоснована в работе автора (Рублев, 1996). Следствием анализа п. 2 и 3 является вывод о применимости в качестве датированных объектов только вулканических и вулканогенно-осадочных (вулканические пеплы, бентониты) пород, по крайней мере на сегодняшнем уровне развития геохронологии. В отношении п. 4 следует отметить, что на границах подразделений шкалы не всегда могут быть указанные выше породы. В этих случаях надо стремиться к тому, чтобы они были с обеих сторон от границы, возраст которой определится с помощью интерполяции.

Анализ ФШГВ, опубликованных до 1995 г., показал, что ни одна из них не удовлетворяет полностью принципам «геохронологического подхода» (Рублев, 1996), включая шкалу Ж. С. Одена 1994 г., утвержденную Подкомиссией по геохронологии Международной комиссии по стратиграфии (Odin, 1995). Эта шкала построена по единственно возможному геохронологическому принципу, но имеет существенный недостаток из-за использования ряда датировок, не относящихся к разряду достоверных. С момента ее выхода в литературе появилось много новых данных, позволяющих предложить уточненный вариант ФШГВ, хотя сразу же надо отметить, что до сих

пор не все границы подразделений шкалы обеспечены доказанными изотопными возрастными.

Некоторые материалы к ФШГВ были представлены на 8-й Международной конференции по геохронологии, космохронологии и изотопной геологии в июне 1994 г. в Беркли (США). Большинство результатов, отвечающих требованиям построения шкалы, относится к неогену и палеогену (Montanari, Swisher, 1994; Montanari et al., 1994; Deino et al., 1994). Эти результаты в основном получены с помощью различных модификаций К—Аг-метода по минералам из вулканогенных пород в кайнозойских разрезах Италии и позволяют устано-

Таблица 1

Шкала геологического времени кайнозоя

Период	Эпоха	Век	Возраст, млн лет
Неогено- вый	Плиоцен	Гелазский	1,8
		Пьяченцкий	2,6
		Занкский	3,4
	Миоцен	Мессинский	5,3
		Тортонский	7,1
		Серравальский	11,5
		Лангийский	14,7
		Бурдигальский	16,5
		Аквитанский	20,5
		Хатский	23 ± 1
Палеогено- вый	Олигоцен	Рюпельский	28
		Приабонский	34
	Эоцен	Бартонский	37
		Лютетский	40
		Ипрский	48
		Танетский	55
		Зеландский	59
	Палеоцен	Датский	65

Таблица 2

Шкала геологического времени мезозоя

Период	Эпоха	Век	Возраст, млн лет	
Меловой	Поздняя	Маастрихтский	73	
		Кампанский	83	
		Сантонский	88	
		Коньякский	89	
		Туронский	92	
		Сеноманский	97	
	Ранняя	Альбский		
		Аптский		
		Барремский		
		Готеривский		
		Валанжинский	(135)	
		Берриасский	145 ± 3	
	Юрский	Поздняя	Титонский	151,5
			Кимериджский	154
Оксфордский			157	
Средняя		Келловейский	160	
		Батский	170	
		Байосский	174	
		Ааленский	178	
		Тоарский	184	
Ранняя		Плинсбахский	192	
		Синемюрский	197	
		Геттангский	200 ± 1	
Триасовый	Поздняя	Рэтский		
		Норийский		
		Карнийский		
	Средняя	Ладинский	(241,5)	
		Анизийский		
	Ранняя	Оленекский	246	
Индский		251 ± 3		

Таблица 3

Шкала геологического времени палеозоя

Период	Эпоха	Век	Возраст, млн лет	
Пермский	Поздняя	Татарский	251 ± 3	
		Казанский		
		Уфимский	(264)	
	Ранняя	Кунгурский	(272)	
		Артинский	(280)	
		Сакмарский		
		Ассельский	(295 ± 5)	
	Каменноугольный	Поздняя	Гжельский	
			Касимовский	(300)
Средняя		Московский		
		Башкирский		
Ранняя		Серпуховский		
		Визейский	342	
Девонский	Поздняя	Турнейский	(360)	
		Фаменский	(370)	
		Франский	382	
	Средняя	Живетский		
		Эйфельский	392	
		Эмский	409	
	Ранняя	Пражский	412	
		Лохковский	418 ± 2	
		Пржидольский	419	
Силурийский	Поздняя	Лудловский	424	
		Венлокский	428	
	Ранняя	Лландоверийский	443 ± 2	

Период	Эпоха	Век	Возраст, млн лет
Ордовикский	Поздняя	Ашгиллский	443 ± 2
			449
	Средняя	Карадокский	458
		Лландейловский	464
		Лланвирнский	473
	Ранняя	Аренигский	
Тремадокский			
Кембрийский	Поздняя	Батырбайский	490 ± 2
		Аксайский	
		Сакский	
		Аюсокканский	
	Средняя	Майский	500
		Амгинский	
	Ранняя	Тойонский	509
		Ботомский	
		Агдабанский	(526)
		Томмотский	(529)
		Немакит-далдынский	535 ± 1
			545

вить надежные возрастные границы для ряда эпох и веков указанных периодов. На этой же конференции были представлены результаты оценки границы ладинского и анизийского ярусов среднего триаса U—Pb-методом по единичным зернам цирконов из прослоев вулканических туфов в Южных Альпах (Mundil et al., 1994). Хотя в этой работе даны возрастные значения, рассчитанные только по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, но в совокупности с данными метода $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по полевым шпатам для NDS-196 они позволили уверенно определить возраст этой границы не моложе чем в 238 Ма. В более поздней работе той же группы исследователей возраст границы ладинского и анизийского веков еще более конкретизируется: несколько древнее $241,2 \pm 0,8$ Ма (Brack et al., 1996).

Обоснованием части ФШГВ от начала кембрия до границы раннего и среднего девона служат геохронологически убедительные результаты классического U—Pb-датирования цирконов из хорошо страти-

графически привязанных пепловых прослоев в некоторых разрезах Британии и Ньюфаундленда (Tucker, McKerrow, 1995) и использующей данные ряда других работ. Однако даже в этой статье отсутствуют данные для обоснования границ подразделений от начала ботомского до лланвирнского века и границ лохковский—пражский и пражский—эмский века. Впоследствии Р. Д. Таккер с соавторами (Tucker et al., 1998) опубликовали специальную работу о калибровке шкалы девонского и части силурийского периодов, также обоснованную U—Pb-датировками цирконов из пепловых прослоев. Предлагаемая этой группой исследователей шкала палеозоя от кембрия до девона включительно может быть принята практически без изменений. Единственное замечание к этим работам относится к достаточной произвольной оценке длительности тех веков, для которых нет надежного геохронологического обоснования границ, т. е. к способам использования интерполяции.

С начала 90-х годов появляется все большее число работ, посвященных датированию рубежей ФШГВ с помощью ионно-ионного масс-спектрометра SHRIMP. В частности, опубликованы две шкалы, охватывающие почти целиком каменноугольный и пермский периоды (Roberts et al., 1995; Chuvashov et al., 1996). Эти данные учтены при составлении авторского варианта шкалы, несмотря на необходимость осторожного отношения к возрастам, полученным таким образом (Tucker, McKerrow, 1995; Рублев, 1996), ибо ничего лучшего на сегодня не имеется. Кроме того, наши собственные данные (см. ниже) подтверждают результат определения возраста границы турне—визе (342 Ма), что также позволяет надеяться на минимальную искаженность других датировок.

Возраст границы кембрий—ордовик определен классическим U—Pb-методом по цирконам из туфов в Avalonian Wales (Davidek et al., 1998), относящихся к наиболее поздним отложениям позднего кембрия. Исследовалось несколько проб цирконов, оказавшихся либо слабодискордантными, либо конкордантными, которые в совокупности позволяют построить дискордию, имеющую верхнее пересечение с конкордией в 491 ± 1 Ма. Таким образом, вопрос о возрасте границы кембрий—ордовик, представлявшийся долгое время одним из наиболее принципиальных для палеозоя, на сегодня можно считать решенным: 490 Ма. В цитируемой работе есть ссылки и на датировки, относящиеся к ряду границ подразделений кембрия. Не все они относятся к достоверным, но некоторые учтены в предлагаемом варианте шкалы.

В 1998 г. в трудах 15-го Международного симпозиума по юрской системе представлена шкала для всего юрского периода, основанная на 50 U—Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировках. Пока эти данные представлены в виде тезисов (Palfy et al., 1998), но практическое совпадение с некоторыми ранее достоверно установленными границами подразделений

внутри юрского периода позволяет принять эту шкалу уже сейчас почти без изменений.

Представленные выше результаты — это все, что обнаружил автор в доступной литературе последнего времени. Все они, вместе с приведенными в работе (Рублев, 1996), учтены при составлении уточненного варианта шкалы, предлагаемой автором, и представлены в табл. 1—3 соответственно для кайнозоя, мезозоя и палеозоя. Для уточнения возраста некоторых границ подразделений использованы результаты, полученные в ходе тематических исследований, проведенных во ВСЕГЕИ и при содействии РФФИ. Они относятся к границам раннего и среднего девона — 389 ± 6 Ма (Рублев и др., 1997), индского и оленекского веков (Rb—Sr- и K—Ar-датирование риолитов тугнуйской серии Кушмурунского грабена — 247 ± 2 Ма), турнейского и визейского веков (Rb—Sr-датирование риолитов, пограничных между косьвинским и кизеловским горизонтами Магнитогорского синклиория — 343 ± 6 Ма) и границы байосского и батского веков (K—Ar-датирование постбайосских вулканитов талангуйской свиты Юго-Восточного Забайкалья — 169 Ма).

Некоторые комментарии к предложенным частным шкалам.

Шкала для кайнозоя практически целиком повторяет соответствующую часть шкалы Ж. С. Одена (1994). Некоторые исправления введены по материалам 8-й конференции в Беркли (1994 г.) и относятся к границам ипрского и танетского (55 вместо 53 Ма), лютетского и ипрского (48 вместо 46 Ма), лангийского и бурдигальского ($16,5$ вместо $15,8$ Ма) и торгонского и сerratальского ($11,5$ вместо $11,0$ Ма) веков. Эти расхождения не кажутся принципиальными и, по-видимому, определяются либо аналитическими погрешностями, либо некоторой стратиграфической неопределенностью. Безусловно, кайнозойскую часть ФШГВ следует признать наиболее совершенной, что во многом определяется тем обстоятельством, что для этого времени наименее вероятно искажение используемых изотопно-геохронометрических систем (в основном K—Ar-систем биотитов и санидинов в продуктах вулканизма) в ходе наложенных процессов. Второй благоприятный фактор — наилучшие возможности для точной стратиграфической привязки датированных объектов.

Как это ни удивительно, но наименее обоснованной с позиций геохронологического подхода выглядит мезозойская часть ФШГВ (табл. 2). По-видимому, во многом это объясняется ограниченными возможностями при поисках подходящих объектов для калибровки шкалы. С другой стороны, для мезозоя уже вероятны достаточно интенсивные наложенные процессы, способные исказить показания радиоактивных «часов» в K—Ar- и Rb—Sr-системах, а U—Pb-системы цирконов при микроколичествах материала пока не могут обеспечить достаточной точности. В доступной литературе последнего времени оказалось очень мало работ, содержащих дополнительные

к имеющимся достоверные датировки границ подразделений в мезозое (за исключением юрского периода). Многочисленные датировки отечественных объектов в основном относятся к континентальным вулканитам, точность привязки которых к ГСШ остается крайне ограниченной. Тем не менее, полученные нами данные позволяют скорректировать возраст нижней границы батского века до 170 вместо 166 Ма, предложенной в работе (Palfy et al., 1998). При этом наша оценка не противоречит возрастам границ соседних подразделений, приведенных в той же работе.

Следует отметить, что значение возраста для границы берриас—валанжин показано в скобках как условное. Оно опирается только на достоверное определение возраста (137 Ма) для отложений, расположенных внутри берриасского яруса (Bralower et al., 1990), и учитывает возраст границы юра—мел.

Последний комментарий к мезозойской шкале относится к оценке возраста границы пермь—триас. Существующее прямое определение ее возраста в 251 ± 4 Ма не относится к разряду достоверных, так как получено с помощью SHRIMP'a (Claoue-Long et al., 1991). Тем не менее, такая же оценка следует из результатов, полученных для сибирских траппов, и наших данных о возрасте границы индского и оленекского веков (247 ± 2 Ма), которые определяют возраст границы пермь—триас в $248—254$ Ма.

Палеозойская часть ФШГВ (табл. 3) от кембрия до девона включительно взята из опубликованных работ (Tucker, McKerrow, 1995; Tucker et al., 1998) с небольшими изменениями, относящимися к возрастам нижней границы фаменского яруса и границе девон—карбон. Последнюю, на взгляд автора, более корректно определять интервалом $357—363$ Ма, как это следует из данных цитируемой работы, т. е. величиной 360 ± 3 Ма. Возраст же нижней границы фаменского яруса не должен сильно отличаться от значения 367 Ма, полученного в работе (Williams et al., 1982), и в данном варианте шкалы он с определенной долей условности составляет 370 Ма.

Необходимо еще одно пояснение, связанное с тем, что в России граница венд—кембрий проводится в основании томмотского яруса (Дополнение 4) в отличие от принятой зарубежными стратиграфами нижней границы кембрия по основанию немакит-далдынского яруса (горизонта). Поэтому в предлагаемой шкале начало кембрийского периода отвечает 535 Ма (Bowring et al., 1993). Кстати, начало атдабанского века лежит в интервале $531—526$ Ма, если пеплы, продатированные в работе (Isachsen et al., 1994), находятся внутри томмотского яруса, как это считает ряд специалистов — датировка 526 Ма получена с помощью SHRIMP'a для вулканических туфов с границы атдабанского и ботомского ярусов (Cooper et al., 1992) и определяет верхний возрастной предел этой границы.

Возраст границ подразделений каменноугольного и пермского периодов палеозойской эры преимущественно обосновывается данными, полученными с помощью SHRIMP'a, которые нуждаются в подтверждении. Несколько смягчает ситуацию то обстоятельство, что для интервала карбон—пермь вероятность потерь радиогенного свинца меньше, чем для раннепалеозойских пород.

Предложенный авторский вариант ФШГВ отличается от опубликованных в последние годы тем, что в нем не указаны численные значения тех границ подразделений, для которых не известны достоверные датировки. Представляется, что лучше не вводить геологов в заблуждение значениями возраста границ подразделений шкалы, определенными с помощью интерполяции в широком (более двух веков) диапазоне, а стимулировать специалистов к поиску возможностей корректного заполнения «вакансий». Исключения из такого подхода составляют лишь изотопные возрасты, полученные с помощью SHRIMP'a в основном для палеозойской части ФШГВ. Эти значения размещены в скобках, что должно указывать геологам на необходимость осторожного отношения к таким датировкам. В то же время предложенный вариант ФШГВ не означает, что установленные возрасты границ подразделений не могут быть изменены впоследствии. Эти изменения возможны как вследствие уточнения численных значений при повторных, более современных определениях, так и в ходе дальнейшего совершенствования стратиграфической основы Шкалы геологического времени, а также для тех границ, возраст которых определен с помощью интерполяции.

И последнее, на что следует обратить внимание. Представляется, что в шкале не должны указываться значения границ подразделений со знаком \pm , так как приводимые погрешности соседних границ могут перекрываться, что создаст определенные трудности при восприятии шкалы. Очевидно, что любая граница определяется с некоторой погрешностью, но с чисто формальных позиций все границы имеют фиксированный возраст. Поэтому необходимо стремиться к минимизации погрешности определений и возвращаться к оценке границ при качественном повышении точности аналитических исследований, но сами границы в ФШГВ следует как бы «заморозить» до их определения на новом уровне. Тем не менее, в представленном варианте шкалы численные значения границ периодов даны со знаком \pm , характеризующим либо аналитическую погрешность их определения, либо интервал, в котором эти значения должны находиться, определяемый имеющимися датировками образований, находящимися выше и ниже соответствующей границы.

Список литературы

- Рублев А. Г. Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя. — Стратиграфия. Геол. корреляция, 1996, т. 4, № 6, с. 3—13.
- Рублев А. Г., Махлаев М. Л., Ризванова Н. Г., Макеев А. Ф. О возрасте границы нижний—средний девон. — Отеч. геология. 1997, № 5, с. 22—27.
- Baadsgaard H., Lerbekmo J. F., McDougall I. A radiometric age for the Cretaceous—Tertiary boundary based upon K—Ar-, Rb—Sr- and U—Pb-ages of bentonites from Alberta, Saskatchewan, and Montana. — Can. J. Earth Sci., 1988, v. 25, № 7, p. 1088—1097.
- Baadsgaard H., Lerbekmo J. F., Wijbrans J. R. et al. Multimethod radiometric age for a bentonite near the top of the Baculites reesidei Zone of southwestern Saskatchewan (Campanian—Maastrichtian boundary?). — Can. J. Earth Sci., 1993, v. 30, № 4, p. 769—775.
- Bowring S. A., Grotzinger J. P., Isachsen C. E. et al. Calibrated rates of Early Cambrian evolution. — Science, 1993, v. 261, p. 1293—1298.
- Bralower T. J., Ludwig K. R., Obradovich J. D., Jones D. L. Berriasian (Early Cretaceous) radiometric ages from the Grindstone Creek Section, Sacramento Valley, California. — Earth and Planet. Sci. Let., 1990, v. 98, № 1, p. 62—73.
- Brack P., Mundil R., Oberli F. et al. Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). — Geology, 1996, v. 24, № 4, p. 371—375.
- Chuvashov B. J., Foster C. B., Mizens G. A. et al. Radiometric (SHRIMP) dates for some biostratigraphic horizons and event levels from the Russian and Eastern Australian Upper Carboniferous and Permian. — Permophiles, 1996, № 28, p. 29—36.
- Claoue-Long J. C., Zang Z., Ma G., Du S. The age of the Permian—Triassic boundary. — Earth and Planet. Sci. Let., 1991, v. 105, № 1/3, p. 182—190.
- Cooper J. A., Jenkins R. J. F., Compston W., Williams I. S. Ion-probe zircon dating of a mid-Early Cambrian tuff in South Australia. — J. Geol. Soc. (London), 1992, v. 149, p. 185—192.
- Davidek K., Landing E., Bowring S. A. et al. New uppermost Cambrian U—Pb-date from Avalonian Wales and the age of the Cambrian—Ordovician. — Geol. Mag., 1998, v. 135, № 3, p. 303—309.
- Deino A., Montanari A., Coccioni R., Odin G. S. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geochronology of airfall ashes from the Miocene pelagic sequence of the Umbria—Marche Apennines (Italy). 8th Int. Conf. on Geochron. Cosmochr. and Isotope Geol., Berkeley, CA, USA, June 5—11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 373.
- Dunning G. R., Kean B. F., Thurlow J. G., Swinden H. S. Geochronology of the Buchans, Robert Arm, and Victoria Lake groups and Mansfield Cove Complex, Newfoundland. — Can. J. Earth Sci., 1987, v. 24, № 6, p. 1175—1184.
- Dunning G. R., Krogh T. E. Stratigraphic correlation of the Appalachian Ordovician using advanced U—Pb zircon geochronology techniques. — Geol. Survey of Can., 1991, pap. 90—9, p. 85—92.
- Isachsen C. E., Bowring S. A., Landing E., Samson S. D. New constraint on the division of Cambrian time. — Geology, 1994, v. 22, p. 496—498.
- Montanari A., Coccioni R., Odin G. S. Integrated study of the Miocene time scale. 8th Int. Conf. on Geochron. Cosmochr. and Isotope Geol., Berkeley, CA, USA, June 5—11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 223.
- Montanari A., Swisher C. Radioisotopic calibration of the Paleocene-Eocene bio-magnetostratigraphic sequence at Gubboi (Italy). 8th Int. Conf. on Geochron. Cosmochr.

and Isotope Geol., Berkley, CA, USA, June 5—11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 224.

Mundil R., Brack P., Meier M., Overli F. Calibration of time-scale and sedimentary cycles: high resolution single-crystal U—Pb age determinations on Mid-Triassic tuffs of the Southern Alps. 8th Int. Conf. on Geochron. Cosmochr. and Isotope Geol., Berkley, CA, USA, June 5—11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. p. 229.

Odin G. S. Geological Time scale (1994). C. R. Acad. Sci. Paris. 1994. T. 318. Ser. 11, p. 59—71.

Odin G. S. Phanerozoic Time Scale. Bull. Liais. Inform. IUGS Subcomm. Geochronol. Paris, ofcet, 1995, v. 13, p. 1—60.

Palfy J., Smith P. L., Mortensen J. K. A U—Pb- and ^{40}Ar — ^{39}Ar -time scale for the Jurassic. Abstracts and Program for the Fifth International Symposium on the Jurassic System. Vancouver, 1998. P. 72.

Roberts J., Claoue-Long J. C., Jones P. J. Australian Early Carboniferous time. Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Tulsa, SEMP Special Publication, 1995, № 54, p. 24—40.

Tucker R. D., Krogh T. E., Ross J. R., Williams S. H. Time scale calibration by high precision U—Pb-zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1990, v. 100, № 1/3, p. 51—58.

Tucker R. D., McKerrow W. S. Early Paleozoic chronology: A review in light of new U—Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. — Can. J. Earth Sci., 1995, v. 32, p. 368—379.

Tucker R. D., Bradley D. C., VerStraeten C. A. et al. New U—Pb-zircon ages and duration of devonian time. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1998, v. 157, № 2, p. 175—186.

Williams I. S., Tetlev T. N., Compston C. W., McDougall I. A comparison of K—Ar- and Rb—Sr-ages of rapidly cooled igneous rocks: two points in the Paleozoic time scale reevaluated. — J. Geol. Soc. Lond., 1982, v. 139, № 5. p. 557—568.

ДОПОЛНЕНИЕ 4

УТОЧНЕНИЕ ОЦЕНОК ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА НИЖНИХ ГРАНИЦ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА, ВЕРХНЕГО ВЕНДА И КЕМБРИЯ

Общая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии (в рамках СССР), принятая на Всесоюзном совещании в конце 1990 г. в г. Уфа (Семихатов и др., 1991) и утвержденная МСК в начале 1991 г. (Постановление..., 1992), как показал опыт ее использования, является действенным инструментом расчленения докембрия нашей страны на систему соподчиненных общих единиц. Она адекватно обеспечивает потребности Государственного геологического картирования и тематических исследований в дофанерозойской части геологической летописи. Это во многом определяется тем, что данная шкала относится к категории хроностратиграфических.

Шкалы названной категории построены на основании анализа естественной последовательности реальных носителей геологического времени — стратифицированных горных пород и содержащихся в них органических остатков, установления стратотипов выделенных подразделений и закрепления их границ в специально выбранных типовых разрезах, в которых эти границы определяются конкретными событиями и фиксируются в избранной точке (Cowie et al., 1984, 1986; Стратиграфический кодекс, 1992). Именно хроностратиграфический принцип построения шкал открывает возможность получения комплексной (палеонтологической, изотопно-геохронологической, хемотратиграфической, магнитостратиграфической и др.) характеристики выделенных подразделений, что особенно важно для докембрия, так как природные свойства его биоса накладывают серьезные ограничения на использование биостратиграфического метода в корреляции и особенно в общем расчленении осадочных последовательностей.

Общая шкала докембрия нашей страны, принятая в 1990 г., отвечает ряду главных требований хроностратиграфии (Семихатов, 1993). Однако границы стратонов этой шкалы из-за упомянутых ограничений определяются не палеобиологическими событиями, как в классической хроностратиграфической концепции, разработанной на фанерозойском материале, а событиями геологическими — началом процес-

сов вулканизма и седиментации, которые знаменовали собой начало новых этапов геологического развития стратотипических районов соответствующих подразделений (Семихатов и др., 1991; Постановление..., 1992; Семихатов, 1993, 1995). Иначе говоря, эти границы вопреки фанерозойским канонам привязываются к несогласиям в основании типовых комплексов выделенных подразделений.

С момента утверждения рассматриваемой так называемой Уфимской шкалы выделенные в ее верхнепротерозойской части подразделения — три эратемы рифея и вендская система — получили более полное палеонтологическое обоснование, а также C- и Sr-изотопные хемотратиграфические характеристики, что значительно повысило корреляционный потенциал этих подразделений и их границ. Вместе с тем, расширение базы изотопно-геохронологических данных (в особенности полученных U—Pb-методом) показало необходимость уточнения изотопного возраста некоторых границ Уфимской шкалы. Это прежде всего относится к нижним границам верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия.

Нижняя граница верхнего рифея. В решениях Уфимского совещания отмечено, что надежных данных для определения изотопного возраста этой границы в типовых для нее уральских разрезах нет (Семихатов и др., 1991, с. 10). Условно принята оценка ее возраста в 1000 ± 50 млн лет опиралась на полученные в Сибири K—Ar-датировки глауконита из тех слоев, в которых появляются типичные верхнерифейские комплексы микрофоссилий и строматолитов. Новые U—Pb и Pb—Pb-датировки сибирских объектов позволяют дать иную оценку возраста рассматриваемой границы.

В Сибирском гипостратотипе рифея — разрезе Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири — богатый комплекс несомненно верхнерифейских органостенных микрофоссилий (акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *Prolatoforma aculeata*, свернутые чехлы *Tortunema* и *Glomovertella*, большая группа сложно-построенных образований, в том числе *Eosolena*, *Lakhandinia*, *Elatera* и др.) появляется в основании лахандинской серии (Герман, 1990; Вейс и др., 1998) одновременно с появлением характерных таксонов строматолитов, приуроченных к нижним горизонтам верхнего рифея Сибири, Урала, Северной Африки и других регионов (Семихатов, Серебряков, 1983; Knoll, Semikhatov, 1998). Этот комплекс органических остатков резко отличается от присутствующего в нижележащей керпильской серии*, где микрофоссилии представлены транзитными

нижне-среднерифейскими формами (Семихатов, 1995, 1997; Sergeev et al., 1995), а строматолиты — среднерифейскими морфотипами (Семихатов, Серебряков, 1983).

Изотопно-геохронологические данные для Учуро-Майского рифея до последнего времени по существу ограничивались полученными в 60—70-е годы K—Ar-датировками минералогически неизученных глауконитов. Эти датировки группировались в убывающий вверх по разрезу ряд значений от 1170—1070 до 1020—970 млн лет в базальной свите керпильской серии, от 970—920 до 870 млн лет в лахандинской и до 760—700 млн лет в налегающей на нее уйской серии (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991 и ссылки в этих работах) и обычно трактовались как отражающие время накопления (раннего диагенеза) вмещающих отложений. Сомнения в такую трактовку внесли определения Sm—Nd-изохронного возраста основных силлов, прорывающих уйскую серию (942 ± 18 млн лет; Павлов и др., 1992), а недавно полученные U—Pb-датировки дискордантного бадделеита из подобных силлов в пограничных отложениях лахандинской и уйской серий, равные 974 ± 7 и 1005 ± 4 млн лет (Rainbird et al., 1998), показали, что эти отложения древнее, чем считалось ранее.

Pb—Pb-изохронные датировки наименее измененных известняков из нижней части лахандинской серии свидетельствуют о том, что нижняя граница этой серии не моложе 1025 \pm 40 млн лет (Семихатов и др., 2000). Вместе с тем, определенный тем же методом возраст карбонатных пород из средней части сухотунгусинской свиты Туруханского района, которая завершает развитую здесь последовательность среднерифейских отложений и в учуро-майском разрезе коррелируется с предлахандинской ципандинской свитой, равен 1035 ± 60 млн лет (Овчинникова и др., 1995). Корреляция сухотунгусинской и ципандинской свит определяется тем, что обе свиты согласно залегают на гомофациальных карбонатных толщах, имеющих одинаковые Sr- и C-изотопные хемотратиграфические характеристики, и с размывом перекрываются отложениями (деревнинской свитой и нижней частью лахандинской серии), которые содержат одинаковые наборы органостенных микрофоссилий и строматолитов и демонстрируют одинаковые тренды $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (Горохов и др., 1995б; Подковыров, Виноградов, 1996; Виноградов и др., 1998; Knoll et al., 1995; Bartley et al., 2000).

ной от принятой в Уфимской шкале (Семихатов и др., 1991). В основе такого мнения лежит либо уверенность в обязательной синхронности сходных историко-геологических рубежей, проявленных в удаленных регионах, либо возрастная интерпретация микрофитогеологических данных в отрыве от изотопно-геохронологических, хемотратиграфических и строматолитовых (Семихатов, 1995, 1997).

* Мнение о верхнерифейском возрасте керпильской серии, высказываемое некоторыми исследователями (Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991; Вейс, Воробьева, 1993; Хоментовский, 1996; Вейс и др., 1998 и ссылки в этих работах), предполагает введение особой модели границы среднего и верхнего рифея, отлич-

сов вулканизма и седиментации, которые знаменовали собой начало новых этапов геологического развития стратотипических районов соответствующих подразделений (Семихатов и др., 1991; Постановление..., 1992; Семихатов, 1993, 1995). Иначе говоря, эти границы вопреки фанерозойским канонам привязываются к несогласиям в основании типовых комплексов выделенных подразделений.

С момента утверждения рассматриваемой так называемой Уфимской шкалы выделенные в ее верхнепротерозойской части подразделения — три эратемы рифея и вендская система — получили более полное палеонтологическое обоснование, а также C- и Sr-изотопные хемотратиграфические характеристики, что значительно повысило корреляционный потенциал этих подразделений и их границ. Вместе с тем, расширение базы изотопно-геохронологических данных (в особенности полученных U—Pb-методом) показало необходимость уточнения изотопного возраста некоторых границ Уфимской шкалы. Это прежде всего относится к нижним границам верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия.

Нижняя граница верхнего рифея. В решениях Уфимского совещания отмечено, что надежных данных для определения изотопного возраста этой границы в типовых для нее уральских разрезах нет (Семихатов и др., 1991, с. 10). Условно принятая оценка ее возраста в 1000 ± 50 млн лет опиралась на полученные в Сибири K—Ar-датировки глауконита из тех слоев, в которых появляются типичные верхнерифейские комплексы микрофоссилий и строматолитов. Новые U—Pb и Pb—Pb-датировки сибирских объектов позволяют дать иную оценку возраста рассматриваемой границы.

В Сибирском гипостратотипе рифея — разрезе Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири — богатый комплекс несомненно верхнерифейских органостенных микрофоссилий (акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera aimica*, *T. stricta*, *Prolatoforma aculeata*, свернутые чехлы *Tortunema* и *Glomvertella*, большая группа сложно-построенных образований, в том числе *Eosolena*, *Lakhandinia*, *Elatera* и др.) появляется в основании лахандинской серии (Герман, 1990; Вейс и др., 1998) одновременно с появлением характерных таксонов строматолитов, приуроченных к нижним горизонтам верхнего рифея Сибири, Урала, Северной Африки и других регионов (Семихатов, Серебряков, 1983; Knoll, Semikhatov, 1998). Этот комплекс органических остатков резко отличается от присутствующего в нижележащей керпильской серии*, где микрофоссилии представлены транзитными

нижне-среднерифейскими формами (Семихатов, 1995, 1997; Sergeev et al., 1995), а строматолиты — среднерифейскими морфотипами (Семихатов, Серебряков, 1983).

Изотопно-геохронологические данные для Учуро-Майского рифея до последнего времени по существу ограничивались полученными в 60—70-е годы K—Ar-датировками минералогически неизученных глауконитов. Эти датировки группировались в убывающий вверх по разрезу ряд значений от 1170—1070 до 1020—970 млн лет в базальной свите керпильской серии, от 970—920 до 870 млн лет в лахандинской и до 760—700 млн лет в налегающей на нее уйской серии (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991 и ссылки в этих работах) и обычно трактовались как отражающие время накопления (раннего диагенеза) вмещающих отложений. Сомнения в такую трактовку внесли определения Sm—Nd-изохронного возраста основных силлов, прорывающих уйскую серию (942 ± 18 млн лет; Павлов и др., 1992), а недавно полученные U—Pb-датировки дискордантного бадделеита из подобных силлов в пограничных отложениях лахандинской и уйской серий, равные 974 ± 7 и 1005 ± 4 млн лет (Rainbird et al., 1998), показали, что эти отложения древнее, чем считалось ранее.

Pb—Pb-изохронные датировки наименее измененных известняков из нижней части лахандинской серии свидетельствуют о том, что нижняя граница этой серии не моложе 1025 ± 40 млн лет (Семихатов и др., 2000). Вместе с тем, определенный тем же методом возраст карбонатных пород из средней части сухотунгусинской свиты Туруханского района, которая завершает развитую здесь последовательность среднерифейских отложений и в учуро-майском разрезе коррелируется с предлахандинской ципандинской свитой, равен 1035 ± 60 млн лет (Овчинникова и др., 1995). Корреляция сухотунгусинской и ципандинской свит определяется тем, что обе свиты согласно залегают на гомофациальных карбонатных толщах, имеющих одинаковые Sr- и C-изотопные хемотратиграфические характеристики, и с разрывом перекрываются отложениями (деревнинской свитой и нижней частью лахандинской серии), которые содержат одинаковые наборы органостенных микрофоссилий и строматолитов и демонстрируют одинаковые тренды $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (Горохов и др., 1995б; Подковыров, Виноградов, 1996; Виноградов и др., 1998; Knoll et al., 1995; Bartley et al., 2000).

ной от принятой в Уфимской шкале (Семихатов и др., 1991). В основе такого мнения лежит либо уверенность в обязательной синхронности сходных историко-геологических рубежей, проявленных в удаленных регионах, либо возрастная интерпретация микрофитологических данных в отрыве от изотопно-геохронологических, хемотратиграфических и строматолитовых (Семихатов, 1995, 1997).

* Мнение о верхнерифейском возрасте керпильской серии, высказываемое некоторыми исследователями (Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991; Вейс, Воробьева, 1993; Хоментовский, 1996; Вейс и др., 1998 и ссылки в этих работах), предполагает введение особой модели границы среднего и верхнего рифея, отлич-

Приведенные данные показывают, что изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея близок к 1030 ± 30 млн лет (Семихатов и др., 2000). Следовательно, эта хроностратиграфическая граница во времени не совпадает с хронометрической границей мезо- и неопротерозоя, которая по определению равна 1000 млн лет (Plumb, 1991).

Нижняя граница венда. Принятая в Уфимской шкале оценка изотопного возраста нижней границы венда в 650 ± 20 млн лет (Семихатов и др., 1991, с. 8) была сделана на основании датировок наиболее молодых предвендских слоистых комплексов Южного Урала (688 ± 10 — 672 ± 22 млн лет, K—Ar, Rb—Sr) и прорывающих их предвендских гранитов (660 ± 15 млн лет, U—Pb) с одной стороны, а с другой, на основании изохронного Rb—Sr-возраста валовых проб так называемых Троицких гранитов Среднего Урала (621 ± 12 млн лет), прорывающих тиллиты лапландского (варангерского) горизонта, по основанию которого проводится рассматриваемая граница. Однако последняя датировка, определившая оценку минимального возрастного предела границы, не отвечает современным требованиям к реперным значениям изотопного возраста. Она получена по валовым пробам сильноизмененных (карбонатизированных) пород (Краснобаев и др., 1984). Критерии отбора наименее измененных образцов, использованных для изотопного анализа, не определены, а размах измеренных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах очень мал.

Методически надежные радиометрические данные, показавшие необходимость пересмотра принятой в Уфимской шкале датировки нижней границы венда, получены в Авалонском террейне (о. Ньюфаундленд и крайний Северо-Восток США), а отчасти и в стратотипической местности лапландского (варангерского) гляциогоризонта в Северной Норвегии.

В первом из этих регионов установлено, что позднекембрийские тиллиты, с высокой степенью вероятности коррелируемые с лапландскими, лежат стратиграфически выше вулканитов, имеющих U—Pb-цирконовый возраст 602 ± 3 , $606 \pm 3,7$ — $2,9$ млн лет и более (Kaue, Zartman, 1980; Krough et al., 1988), тогда как туфы формации Мистейкен Пойнт, залегающей стратиграфически выше этих тиллитов, содержат цирконы, возраст которых определяется в 565 ± 3 млн лет традиционным методом (Benus, 1988) и 571 ± 4 млн лет на SHRIMP (фракция, лишенная ксеногенной примеси; Compston, 1994). Учитывая современные данные об изотопном возрасте границы нижнего и верхнего венда и некоторые особенности эдиакарской фауны, развитой в названной формации (см. ниже), можно принять, что авалонские тиллиты относятся к нижнему (блонскому или норвежскому) тиллитовому уровню лапландского гляциогоризонта.

В стратотипической местности последнего установлено, что фиксируемое в рифейских отложениях катагенетическое событие, связанное с предтиллитовым стратиграфическим перерывом, произошло

632 ± 32 млн лет назад, а максимальный возрастной предел диагенеза погружения средней, межтиллитовой формации Ниборг трехчленной тиллитоносной серии Вестертана оценивается в 570—550 млн лет. Сказанное следует из Rb—Sr-изохронных датировок дробных размерных субфракций иллита, содержащих генетически и кристаллографически различные фазы этого минерала (Горохов и др., 1998; Roberts et al., 1997). Наличие таких фаз, сохраняющих изотопную память о разновозрастных событиях, наиболее строго доказывает то, что Rb—Sr-датировка валовых проб глинистых пород формации Ниборг (Pringle, 1973), ранее привлекавшаяся к определению возраста лапландского оледенения, лишена реального геологического смысла.

Приведенные данные показывают, что нижняя граница венда имеет изотопный возраст 600 ± 10 млн лет. Именно в этих пределах в современной литературе оценивается время начала лапландского (варангерского) оледенения, открывающего последовательный ряд биосферных событий венда.

Нижняя граница верхнего венда. Изотопный возраст этой границы в Уфимской шкале оценен в 620 ± 15 млн лет на основании уже упоминавшейся Rb—Sr-датировки Троицких гранитов, которые по косвенным данным считаются предверхневендскими, максимальных значений K—Ar-возраста минералогически не изученного глауконита из нижней части верхнего венда Южного Урала и Тимана (623 — 605 , 658 млн лет) и Rb—Sr-возраста тонкой (< 1 мкм) фракции глинистых минералов (627 ± 15 млн лет) из базального, редкинского горизонта верхнего венда Восточно-Европейской платформы (Семихатов и др., 1991, с. 12). Полученные в последнее время U—Pb-датировки вулканогенных цирконов из пограничных отложений нижнего и верхнего венда Юго-Восточной Польши и Зимнего берега Белого моря оказались противоречивыми при их рассмотрении в стратиграфическом контексте. Тем не менее, они показывают, что изотопный возраст нижней границы верхнего венда, проводимой по основанию редкинского горизонта (Вендская система, 1985; Соколов, 1995, 1997), значимо меньше, чем принято в Уфимской шкале.

В Юго-Восточной Польше получена датировка туфов Словатыче, залегающих у кровли вулканогенной толщи, которая коррелируется с нижневендской полесской серией Приднестровья и согласно перекрывается верхневендскими отложениями. В последних на основании палеонтологических данных в польских разрезах устанавливаются отложения котлинского и ровенского (Moczydlowska, 1991), а на смежной территории Украины и нижележащего редкинского горизонтов (Вендская система, 1985; Соколов, 1995, 1997). Полученные на SHRIMP II значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста единичных зерен цирконов, выделенных из этих туфов, распались на три группы: 551 ± 4 млн лет (57 % замеров, 95 % доверительный интервал значений), 588 ± 8 млн лет (37 % замеров) и 635 ± 10 млн лет (6 % замеров) при значительной диспер-

сии кажущихся возрастов в отдельных зернах (Compston et al., 1995). Отсутствие признаков перекристаллизации или зональности циркона привели В. Компстона и его соавторов к выводу, что первая группа (551 ± 4 млн лет) отражает время кристаллизации циркона и соответственно накопления туфов Словатыче, а появление двух других групп связано с термальной диффузией радиогенного Pb в более древних ксеногенных кристаллах.

Вулканогенные цирконы Зимнего берега Белого моря выделены из туфового прослоя, залегающего в верхней части отложений редкинско-го горизонта, которые здесь охарактеризованы богатым комплексом эдиакарской фауны (Федонкин, 1987). U—Pb-возраст этих цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен $555,4 \pm 1,6$ млн лет, а средневзвешенное значение их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста равно $555,3 \pm 0,3$ млн лет. Это последнее значение рассматривается как лучшее приближение к возрасту туфа (Martin et al., 2000). Аналитическая строгость полученных данных свидетельствует о том, что именно их следует ставить во главу угла при определении изотопного возраста верхнередкинских отложений.

Разрешению явного противоречия между только что рассмотренными польской и беломорской датировками могли бы помочь определения U—Pb-возраста формации Мистейкен Пойнт Ньюфаундленда (563 ± 3 и 571 ± 4 млн лет, см. выше), которая охарактеризована эдиакарской фауной. Эта фауна по составу отличается от типичной редкинской, а уровень ее организации, по мнению М. А. Федонкина (1987; уст. сообщение 1999 г.), не исключает ее более древний доредкинский возраст. Если это так, то возраст границы нижнего и верхнего венда лежит в пределах ~ 570 — 555 млн лет и, видимо, близок к первому из этих значений. Для строгого обоснования этого вывода и более точного определения изотопного возраста рассматриваемой границы требуется расширение как изотопно-геохронологической, так и биостратиграфической характеристики пограничных отложений нижнего и верхнего венда.

С приведенными данными о возрасте редкинских туфов Зимнего берега хорошо согласуются четыре U—Pb-датировки туфогенных цирконов из постгляциальных отложений терминального протерозоя Юго-Восточной Африки (Намибии). Судя по C- и Sr-изотопным хемостратиграфическим и палеонтологическим данным, эти отложения относятся к верхней части верхнего венда, включая аналоги немакит-далдынского яруса* (Kaufman et al., 1997; Saylor et al., 1998). Полученные для них датировки образуют правильный ряд значений, убы-

* Указанное стратиграфическое подразделение в настоящее время не имеет официального статуса яруса. В региональной стратиграфии оно используется как немакит-далдынский горизонт (прим. отв. редактора).

вающих вверх по разрезу от $548,8 \pm 1$ до $543,3 \pm 1$ млн лет в донемакит-далдынской части разреза и до $539,4 \pm 1$ млн лет в немакит-далдынской (Grotzinger et al., 1995; Saylor et al., 1998). Интересно отметить в этой связи следующее. Определение средних скоростей накопления осадков в датированной, верхней части верхнего венда различных районов и экстраполяция полученных данных на нижележащую часть венда привела Б. Сейлор и ее соавторов (Saylor et al., 1998) к выводу, что варангерское (лапландское) оледенение завершилось после 564, но до 551 млн лет назад. Эта оценка по существу совпадает с приведенной выше оценкой возрастных пределов границы нижнего и верхнего венда, сделанной на основании иных посылок.

Нижняя граница кембрия. Эта граница, определяющая нижнюю границу фанерозоя и соответственно кровлю протерозоя, в России традиционно проводится по основанию первой зоны томмотского яруса, содержащей богатый комплекс скелетной фауны, и закрепляется в разрезах по р. Алдан (Розанов и др., 1969, 1997; Постановление..., 1983; Кембрий Сибири, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993; Хоментовский, 1998). В отличие от этого МСГН в 1992 г. официально принял иную модель нижней границы кембрийской системы: эта граница была закреплена в разрезе дотоммотских отложений о. Ньюфаундленд и определена по смене двух видов ихнофоссилий (Brasier et al., 1994; Landing, 1994). Имеющиеся данные по ихнофоссилиям показывают, что данная граница в первом приближении отвечает нижней границе редкинско-го горизонта, который по совокупности палеонтологических данных коррелируется с немакит-далдынским ярусом Сибири (Вендская система, 1985; Соколов, 1995, 1997; Розанов и др., 1997). U—Pb-возраст вулканогенных цирконов из основания этого яруса на Оленекском поднятии Сибири $543,9 \pm 0,2$ млн лет (Bowring et al., 1993).

Традиционная для России нижняя граница кембрия (=нижней границе томмотского яруса) при утверждении Уфимской шкалы на племне МСК получила двоякую датировку — 570 (530) млн лет (Постановление..., 1992), хотя в решении Уфимского совещания было отмечено, что ее возраст близок к 530—540 млн лет. Такая двойственность отражала проходившую в конце 80—начале 90-х годов оживленную дискуссию об изотопном возрасте этой границы.

Большая оценка ее возраста, указанная в Уфимской шкале (570 млн лет), восходит к первым геохронологическим шкалам докембрия нашей страны (Гаррис и др., 1964; Keller, Krasnobaev, 1983) и опирается на максимальные значения K—Ar-возраста минералогически не изученного глауконита и изохронные Rb—Sr-определения тонкой фракции глинистых пород из нижних горизонтов нижнего кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Keller, Semikhatov, 1990). В настоящее время эти датировки с методической точки зрения не могут быть признаны корректными. В частности, было показано, что в тонкой (< 1 мкм) фракции нижнекембрийских (лон-

товасских) синих глин Прибалтики, использованной для получения упомянутой Rb—Sr-датировки, содержатся три гетерогенные генерации иллита, сохраняющие изотопную память о разновозрастных событиях, и потому датирование всей этой фракции ведет к получению геологически бессмысленных значений (Горохов и др., 1995а).

Для корректного установления изотопного возраста нижней границы кембрия наиболее важны следующие данные:

цирконы из кварц-полевошпатовых порфиров, слагающих гальки конгломератов, развитых у основания тусерской свиты Хараулахского поднятия (Северная Сибирь), имеют средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст $534,6 \pm 0,4$ млн лет (Bowring et al., 1993). Эти конгломераты, возникшие, вероятно, за счет местного размыва конседиментационных вулканитов, согласно перекрыты фаунистически охарактеризованными карбонатными породами, которые некоторыми авторами относятся к первой зоне томмотского яруса (Миссаржевский, 1989; Bowring et al., 1993), но обычно считаются принадлежащими ко второй его зоне *D. regularis* (Репина и др., 1974; Кембрий Сибири, 1992; Compston et al., 1995; Розанов и др., 1997 и др.);

аутигенный 1М иллит лонтовасских глин Прибалтики, возникший во время диагенеза погружения, имеет изохронный Rb—Sr-возраст 533 ± 8 млн лет (Gorokhov et al., 1994).

Датировка цирконов из конгломератов тусерской свиты первоначально рассматривалась как лучшая оценка максимального возраста основания томмотского яруса (Bowring et al., 1993), но впоследствии не раз трактовалась как определяющая возраст нижней его границы. Однако коль скоро карбонатные породы, перекрывающие эти конгломераты, принадлежат не к первой, а ко второй зоне томмотского яруса (см. выше), изотопный возраст его нижней границы правильнее оценивать в 535 ± 1 млн лет. С учетом стратиграфического положения датированных объектов с такой оценкой в пределах аналитических погрешностей согласуются U—Pb-датировки вулканогенных цирконов из пограничных томмотско-атдабанских отложений Китая и Марокко (527 ± 7 и 521 ± 7 млн лет соответственно — Compston et al., 1992) и из пачки Баяншао Южного Китая (530 ± 4 млн лет — Compston et al., 1992), которая входит в состав стратотипа мейшучунского яруса и является досреднетоммотской, а возможно, и дотоммотской (Розанов и др., 1997). Вместе с тем, имеются четыре группы изотопных датировок, которые при буквальной авторской их интерпретации противоречат приведенной оценке возраста нижней границы кембрия.

Первую группу составляют полученные в 60—70-е годы K—Ar-датировки глауконитов из томмотских отложений Сибирской и Восточно-Европейской платформ, лежащих в пределах около 540—560 млн лет (Keller, Krasnobaev, 1986; Keller, Semikhatov, 1990). Однако с современной точки зрения эти датировки недоказательны, так как они не сопровождалась изучением минерального состава и чистоты использо-

ванных геохронометров, а некоторые превосходят U—Pb-возрасты вулканогенных цирконов из стратиграфически более низких горизонтов. Вторую группу составляют полученные в 80-е годы Rb—Sr-датировки валовых проб глинистых пород мейшучунского яруса Китая и томмотских отложений Северной Евразии (Yang et al., 1996 и Keller, Semikhatov, 1990). О методической ущербности такого рода датировок уже говорилось выше, а недавно она была вновь подчеркнута в печати (Горохов, Мельников, 1997; Рублев, 1998). К третьей группе относятся изохронные Sm—Nd-определения фосфатных раковин и коллофана из мейшучунского яруса (из верхней части зоны Anabarites—Protoherzina) Южного Китая, которые лежат в пределах $562,1 \pm 5,7$ — $573,3 \pm 1,7$ млн лет и рассматривались как аргумент в пользу того, что возраст границы докембрия и кембрия близок к 560—570 млн лет (Yang et al., 1996). Однако геологический смысл полученных значений возраста остается неясным, тем более что они намного превосходят полученные из тех же горизонтов U—Pb-датировки туфогенных цирконов (525 ± 7 млн лет; Compston et al., 1992). Наконец, к последней группе при их авторской интерпретации принадлежат датировки цирконов из туфов, залегающих в нижней части серии Пласектиан Авалонского террейна — $531,0 \pm 1,8$ — $1,1$ млн лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией и $530,7 \pm 0,9$ млн лет по средневзвешенному значению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста единичных зерен (Isachsen et al., 1994). Датированный горизонт К. Изахсен и его соавторы на основании скудных палеонтологических данных считают дотоммотским и поэтому делают вывод, что нижняя граница томмотского яруса моложе не только $534,6 \pm 0,4$ (Bowring et al., 1993), но и $530,7 \pm 0,9$ млн лет. Критический разбор данных, положенных в основу корреляции рассматриваемых отложений Авалонии с сибирскими разрезами, привели А. Ю. Розанова и его соавторы (1997) к выводу, что рассматриваемая датировка получена из аналогов томмотских (скорее всего верхнетоммотских) отложений и потому она определяет не максимальный, а лишь минимальный возрастной предел нижней границы томмотского яруса. Иначе говоря, пока не известно строго привязанных к хроностратиграфической шкале и методически надежных изотопных датировок, которые противоречили бы оценке изотопного возраста нижней границы кембрия (=нижней границы томмотского яруса) в 535 ± 1 млн лет.

Дополнение 4 написано при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 99-05-64054.

Список литературы

- Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г. Микробиоты керпильской серии Сибирского гипостратотипа рифея. Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41—58.
- Вейс А. Ф., Петров П. Ю., Воробьева Н. Г. Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85—96.

Вендская система. Т. 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Б. С. Соколов, М. А. Федонкин (ред.). М.: Наука, 1985. 238 с.

Виноградов В. И., Покровский Б. Г., Головин Д. И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири. — *Литология и полезн. ископаемые*. 1998. № 6. С. 629—646.

Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геол. формаций. М.: Наука, 1964. С. 431—455.

Герман Т. Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.

Горохов И. М., Мельников Н. Н. Два различных подхода к использованию изотопного метода при датировании осадочных пород // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1997. Т. 5. № 6. С. 107—112.

Горохов И. М., Кутявин Э. П., Мельников Н. Н., Турченко Т. Л. Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995а. Т. 3. № 3. С. 54—65.

Горохов И. М., Семихатов М. А., Баскаков А. В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995б. Т. 3. № 1. С. 3—33.

Горохов И. М., Робертс Д., Седлецка А. и др. Rb—Sr-геохронология неопротерозойских аргиллитов полуострова Варангер, Северная Норвегия // *Осадочные формации докембрия и их рудоносность*. Тез. докл., СПб., ИГГД, 1998. С. 18.

Кембрий Сибири (Л. Н. Репина, А. Ю. Розанов, ред.). Новосибирск: Наука, 1992. 134 с.

Краснобаев А. А., Степанов А. И., Ронкин Ю. Л., Лепехина О. П. Возраст гранитоидов Троицкого массива и верхняя радиометрическая граница докембрия Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1984. № 11. С. 128—131.

Миссаржевский В. В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 238 с.

Овчинникова Г. В., Семихатов М. А., Горохов И. М. и др. U—Pb-систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // *Литология и полезные ископаемые*. 1995. № 5. С. 525—536.

Павлов В. Э., Бураков К. С., Цельмович В. А., Журавлев А. Д. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка степени напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // *Физика Земли*. 1992. № 1. С. 92—101.

Подковыров В. Н., Виноградов Д. П. Эпигенез и сохранность изотопной системы углерода и кислорода карбонатов лахандинской и юдомской серий верхнего рифея—венда разрезов р. Белой (ЮВ Якутия) // *Литология и полезн. ископаемые*. 1996. № 5. С. 541—551.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета по ярусному расчленению нижнего и верхнего отделов кембрийской системы // *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 21. Л. 1983. С. 19—21.

Постановление по общей стратиграфической шкале докембрия СССР // *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 26. Л. 1992. С. 28—34.

Репина Л. Н., Лазаренко Н. П., Мешкова Н. П. и др. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хр. Туора-Сис). М.: Наука, 1974. 299 с.

Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.

Розанов А. Ю., Семихатов М. А., Соколов Б. С. и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1997. Т. 5. № 1. С. 21—31.

Рублев А. Г. Об изотопном датировании осадочных пород // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1998. Т. 6. № 5. С. 107—112.

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

Семихатов М. А. Методическая основа стратиграфии рифея // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995. Т. 3. № 6. С. 33—50.

Семихатов М. А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*. Екатеринбург: УРО РАН. 1997. С. 5—13.

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

Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов Е. М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 4. С. 3—16.

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

Соколов Б. С. Вендская система и «неопротерозой—III» // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995. Т. 3. № 6. С. 51—67.

Соколов Б. С. Очерки становления венда. М.: KMK Scientific Press. Ltd. 1997. 154 с.

Стратиграфический кодекс. Изд. второе. СПб: МСК, 1992. 120 с.

Федонкин М. А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. М.: Наука, 1987. 174 с.

Хоментовский В. В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 8. С. 43—57.

Хоментовский В. В. О нижней границе кембрия и выборе ее стратотипа // *Докл. РАН*. 1998. Т. 359. № 6. С. 798—800.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С. Рифей Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1985. Т. 26. № 7. С. 25—33.

Шенфиль В. Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 184 с.

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.* 2000 (in press).

Benus A. P. Sedimentological context of a deep-water Ediacaran fauna (Mistaken Point Formation), Avalon Zone, Eastern Newfoundland // *Trace fossils and small shaly fossils and the Precambrian—Cambrian boundary*. Proc. University of the State of New York, New York State Mus. Bull. 1988. № 463. P. 8—9.

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

Brasier M. D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian—Cambrian boundary stratotype // *Episodes*. 1994. V. 17. № 1—2. P. 3—8.

Compston W. Time points within the Vendian by ion microprobe // *Abstr. of the 8-th Int. Conf. on Geochronology*. U.S. Geol. Serv. 1994. Circular 1107. P. 65.

Compston W., Williams I. S., Kirschvink J. L. et al. Zircon U—Pb ages relevant to the Early Cambrian time-scale // *J. Geol. Soc. London*. 1992. V. 149. № 1. P. 171—184.

Compston W., Sambridge M. S., Reinfrank R. F. et al. Numerical ages of the volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland // *J. Geol. Soc. London*. 1995. V. 152. № 5. P. 599—611.

Cowie J. W., Bassett M. G., Fritz W. H. et al. Chronostratigraphic definition of the Precambrian—Cambrian boundary // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 6. P. 649.

Cowie J. W., Ziegler W., Boucout A. J. et al. Guidelines and status of the International Comm. on Stratigraphy // *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*. 1986. P. 1—14.

Gorokhov I. M., Clauer N., Turchenko T. L. et al. Rb—Sr systematics of Vendian—Cambrian claystones from the East European Platform: implications for a multistage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71—89.

Grotzinger J. P., Bowring S. A., Saylor B. Z., Kaufman A. J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science*. 1995. V. 270. P. 598—604.

Isachsen C. E., Bowring S. A., Landing E., Samsom S. D. New constrain on the division of Cambrian time // *Geology*. 1994. V. 22. № 6. P. 496—498.

Kaufman A. J., Knoll A. H., Narbonne G. M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 1997. V. 94. № 6. P. 6600—6605.

Kaye C. A., Zartman R. F. A late Proterozoic Z to Cambrian age for the stratified rocks of the Boston Basin, Massachusetts, USA // *The Caledonides in the USA*. Proc. Virginia Polytechnic Inst. 1980. Mem. 2. P. 185—211.

Keller B. M., Krasnobaev A. A. Late Precambrian geochronology of the European USSR // *Geol. Mag.* 1983. V. 120. № 4. P. 381—389.

Keller B. M., Semikhatov M. A. Istone geochronology for the Vendian of the USSR // *The Vendian system*. V. 2. Regional geology. (B. S. Sokolov, M. A. Fedonkin — eds). Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1990. P. 184—190.

Khomentovskiy V. V., Karlova G. A. Biostratigraphy of the Vendian—Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 1. P. 29—45.

Knoll A. H., Semikhatov M. A. The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios*. 1998. V. 13. № 4. P. 408—422.

Knoll A. H., Kaufman A. J., Semikhatov M. A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. № 8. P. 823—850.

Krough T. E., Strong D. F., O'Brien S. J., Papizik V. S. Precise U—Pb zircon dates from the Avalon Terraine in Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* 1988. V. 25. № 4. P. 442—453.

Landing E. Precambrian—Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // *Geology*. 1994. V. 22. № 2. P. 179—182.

Martin M. W., Grazhdankin D. V., Bowring S. A. et al. Geochronological constraints on the age of the Vendian (Late Neoproterozoic) body and trace-fossils, Zimnic Gory, White Sea, Russia: Implication for Metazoa evolution // *Science*, 2000 (in press).

Moczydlowska M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian—Cambrian boundary in southeastern Poland // *Fossils and Strata*. 1991. V. 29. 127 p.

Plumb K. A. New Precambrian time scale // *Episodes*. 1991. V. 14. № 2. P. 139—140.

Pringle J. R. Rb—Sr age determinations on shales associated with the Varanger Ice Age // *Geol. Mag.*, 1973. V. 109. № 6. P. 465—472.

Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K. et al. U—Pb geochronology of Riphean sandstones and gabbro from southeastern Siberia and its bearing on the Laurentia Siberia connection // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1998. V. 164. № 3—4. P. 409—420.

Roberts D., Gorokhov I. M., Siedlecka et al. Rb—Sr dating of illite fractions from Neoproterozoic shales on Varanger Peninsula, North Norway // *Norges Geol. Undersokelse*. 1997. V. 433. P. 24—25.

Saylor B. Z., Kaufman A. J., Grotzinger J. P., Urban F. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of Southern Namibia // *J. Sedimentary Res.* 1998. V. 68. № 6. P. 1223—1235.

Sergeev V. N., Knoll A. H., Grotzinger J. P. Paleobiology of the Mesoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, Northern Siberia // *J. Paleontol. Soc. Mem.* 39. 1995. V. 69. Pt. 2. 37 p.

Yang J.-D., Sun W.-G., Wang Z.-Z., Wang Y.-X. Sm—Nd isotopic age of Precambrian—Cambrian boundary of China // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 1. P. 53—61.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	5
ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СТАТЬИ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ.....	13
ДОПОЛНЕНИЯ К ГЛ. VI. ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ.....	—
ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ.....	15
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ПРАВИЛА ВЫБОРА И ОПИСАНИЯ «ТОЧКИ ГЛОБАЛЬНОГО СТРАТОТИПА ГРАНИЦЬ».....	—
1. Общие замечания.....	—
2. Определение. Выбор стратиграфического разреза.....	16
3. Требования к стратиграфическому разрезу, содержащему ТГСГ.....	17
4. Процедура представления ТГСГ в МКС или в соответствующую ее подкомиссию.....	18
5. Утверждение ТГСГ и ее ревизия.....	—
Список литературы.....	—
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА.....	20
Изменения в Общей стратиграфической шкале фанерозоя, принятые МСК в 1996—1998 гг.....	—
Уточнение изотопного возраста нижних границ подразделений верхнего протерозоя и кембрия.....	—
Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы.....	22
Список литературы.....	—
ПРИЛОЖЕНИЕ 9. ОБЩАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЛЯРНОСТИ ФАНЕРОЗОЯ.....	24
1. Общие замечания.....	—
2. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера (табл. 1).....	25
3. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности неогена—кембрия (табл. 2 и 3).....	41
Список литературы.....	43

ПРИЛОЖЕНИЕ 10. ОЛИСТОСТРОМЫ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ).....	46
1. Общие замечания.....	—
2. Определение. Подвиды олистостром.....	47
3. Правила описания и наименования.....	49
Список литературы.....	50
ПРИЛОЖЕНИЕ 11. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ.....	51
1. Общие замечания.....	—
2. Определение. Классификация.....	—
3. Правила наименования и обозначения.....	53
Список литературы.....	54
ПРИЛОЖЕНИЕ 12. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ТЕРМИНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РУССКОЙ И АНГЛИЙСКОЙ ЛИТЕРАТУРЕ.....	55
СПРАВОЧНЫЕ ДОПОЛНЕНИЯ.....	59
ДОПОЛНЕНИЕ 1. СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. <i>О. П. Ковалевский, Л. С. Маргулис</i>	—
1. Общие замечания.....	—
2. Терминология. Основные понятия.....	60
3. Номенклатура и правила описания.....	65
Список литературы.....	66
ДОПОЛНЕНИЕ 2. СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ. <i>Т. Н. Корень</i>	67
1. Общие замечания. Основные термины.....	—
2. Глобальные события.....	69
3. Региональные события.....	75
4. Пример характеристики глобальных биологических событий, распознаваемых в девонских разрезах.....	77
Список литературы.....	79
ДОПОЛНЕНИЕ 3. ГЕОХРОНОМЕТРИЯ.....	81
1. Общие положения. <i>О. П. Ковалевский, М. А. Семихатов</i>	—
2. Шкала геологического времени фанерозоя (табл. 1—3). <i>А. Г. Рублев</i>	84
Список литературы.....	93
ДОПОЛНЕНИЕ 4. УТОЧНЕНИЕ ОЦЕНОК ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА НИЖНИХ ГРАНИЦ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА, ВЕРХНЕГО ВЕНДА И КЕМБРИЯ. <i>М. А. Семихатов</i>	95
Список литературы.....	103

CONTENTS

PREFACE.....	5
SUPPLEMENTARY ARTICLES TO STRATIGRAPHIC CODE	13
SUPPLEMENTS TO CHAPTER VI. LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS	—
ADDITIONAL APPENDICES TO STRATIGRAPHIC CODE	15
APPENDIX 2. RULES CHOICE AND DESCRIPTION OF THE «GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT»	—
1. General Remarks	—
2. Definition. Choice of Stratigraphic Section	16
3. Requirements to Stratigraphic Section containing GSSP	17
4. Procedure of Presentation of GSSP to ICS or to Corresponding ICS Subcommittee	18
5. Approval of GSSP and its Revision	—
Bibliography	—
APPENDIX 5. GENERAL STRATIGRAPHIC SCALE	20
Changes in General Stratigraphic Scale of Phanerozoic, adopted by ICS during 1996—1998.....	—
Refinement of Isotopic Age of Lower Boundaries of Units of Upper Proterozoic and Cambrian	—
General Stratigraphic Scale of Quaternary System	22
Bibliography	—
APPENDIX 9. GENERAL MAGNETOSTRATIGRAPHIC SCALE OF POLARITY OF PHANEROZOIC	24
1. General Remarks	—
2. General Magnetostratigraphic Scale of Polarity of Quaternary (Table 1).....	25
3. General Magnetostratigraphic Scale of Polarity of Neogene— Cambrian (Tables 2, 3).....	41
Bibliography	43
APPENDIX 10. OLISTOSTROMES (GRAVITATIVE OLISTO- STROMES).....	46
1. General Remarks	—
2. Definition. Varieties of Olistostromes.....	47
3. Rules of Description and Naming	49
Bibliography	50
APPENDIX 11. STRATIGRAPHIC HIATUSES	51
1. General Remarks	—
2. Definition. Classification	—
3. Rules of Naming and Designation.....	53
Bibliography	54
APPENDIX 12. STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY USED IN RUS- SIAN AND ENGLISH LITERATURE	55
REFERENCE SUPPLEMENTS	59
SUPPLEMENT 1. SEQUENCE-STRATIGRAPHY UNITS. <i>O. P. Kova-</i> <i>levsky, L. S. Margulis</i>	—
1. General Remarks	—
2. Terminology. Main Notions	60
3. Nomenclature and Rules of Description.....	65
Bibliography	66
SUPPLEMENT 2. EVENT STRATIGRAPHY. <i>T. N. Koren'</i>	67
1. General Remarks. Main Terms	—
2. Global Events	69
3. Regional Events	75
4. Global biological Events in the Devonian.....	77
Bibliography	79
SUPPLEMENT 3. GEOCHRONOMETRY	81
1. General Statuses. <i>O. P. Kovalevsky, M. A. Semikhatov</i>	—
2. Geologic Time Scale (Tables 1—3). <i>A. G. Rublev</i>	84
Bibliography	93
SUPPLEMENT 4. REFINEMENT OF ISOTOPIC AGE OF LOWER BOUNDARIES OF UPPER RIPHEAN, VENDIAN, UPPER VEN- DIAN AND CAMBRIAN. <i>M. A. Semikhatov</i>	95
Bibliography	103

ДОПОЛНЕНИЯ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ РОССИИ

ЛП 000014 от 28.08.98

Редактор *В. И. Гицбург*

Технический редактор *Д. Г. Воробьева*

Подписано в печать 18.12.2000. Формат 60×90/16. Бумага офсетная. Гарнитура таймс.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,0. Уч.-изд. л. 7,25. Тираж 1000 экз. Заказ 2940. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

ДОПОЛНЕНИЯ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ КОДЕКСУ РОССИИ

ЛП 000014 от 28.08.98

Редактор *В. И. Гицбург*

Технический редактор *Д. Г. Воробьева*

Подписано в печать 18.12.2000. Формат 60×90/16. Бумага офсетная. Гарнитура таймс.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,0. Уч.-изд. л. 7,25. Тираж 1000 экз. Заказ 2940. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74



Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72