

Том 3, Номер 6

ISSN 0869-592X

Ноябрь - Декабрь 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 3 № 6 1995 Ноябрь - Декабрь

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

*Главный редактор*  
Б. С. Соколов

*Заместитель главного редактора*  
М. А. Семихатов

*Ответственный секретарь*  
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

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

*В 1995 г. журналу оказана финансовая поддержка  
Российским фондом фундаментальных исследований  
(грант № 95-05-94024)*

Москва  
Международная академическая  
издательская компания "Наука"

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

**Том 3, номер 6, 1995**

---

---

К 100-летию со дня рождения Николая Сергеевича Шатского <i>А. Л. Яншин</i>	3
Учение о платформах Н. С. Шатского и современные подходы <i>Ю. Г. Леонов</i>	16
Байкальская складчатость Н. С. Шатского и байкальская эра тектогенеза <i>В. Е. Хаин, С. Г. Рудаков</i>	25
Методическая основа стратиграфии рифея <i>М. А. Семихатов</i>	33
Вендская система и “неопротерозой-III” <i>Б. С. Соколов</i>	51
Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси <i>Е. В. Бибилова, С. В. Богданова, Р. Горбачев, С. Клаэссон, Т. И. Кирнозова</i>	68
Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири) <i>П. Ю. Петров, М. А. Семихатов, В. Н. Сергеев</i>	79
Международный симпозиум по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми (г. Гуйан, Китай, 1994) и важнейшие проблемы стратиграфии пермской системы <i>Э. Я. Левен, Т. А. Грунт, В. И. Давыдов, В. Р. Лозовский, В. А. Черных</i>	100

---

## **ПЕРСОНАЛИИ**

Ольга Ивановна Никифорова (1905 - 1994)	108
Годовое содержание т. 3. № 1 - 6, 1995 г.	110

---

---

# Contents

---

---

## Volume 3, Number 6, 1995

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

---

---

To 100th Anniversary of Nikolai Sergeevich Shatskii <i>A. L. Yanshin</i>	3
The Studies on Platforms by N. S. Shatskii and Modern Approaches <i>Yu. G. Leonov</i>	16
N. S. Shatskii's Concept on the Baikalian Folding, and the Baikalian Era of Tectogenesis <i>V. E. Khain and S. G. Rudakov</i>	25
Methodic Principles of the Riphean Stratigraphy <i>M. A. Semikhatov</i>	33
The Vendian System and "Neoproterozoic-III" <i>B. S. Sokolov</i>	51
Isotopic Age, Nature, and Structure of the Precambrian Crust of Belarus <i>E. V. Bibikova, S. V. Bogdanova, R. Gorbatshev, S. Claesson, and T. I. Kirnozova</i>	68
Development of the Riphean Carbonate Platform and Distribution of Silicified Microfossils: the Sukhaya Tunguska Formation, Turukhansk Uplift, Siberia <i>P. Yu. Petrov, M. A. Semikhatov, and V. N. Sergeev</i>	79
International Symposium on Stratigraphy, Events, and Mineral Resources of the Permian (Guiyang, China, 1994) and the Most Important Problems of the Permian Stratigraphy (International Symposium on Permian Stratigraphy) <i>E. Ya. Leven, T. A. Grunt, V. I. Davydov, V. R. Lozovskii, and V. A. Chermnykh</i>	100

---

---

## PERSONAL PROFILE

Olga Ivanovna Nikiforova (1905 - 1994)	108
--	-----

---

---

УДК (092):551.24

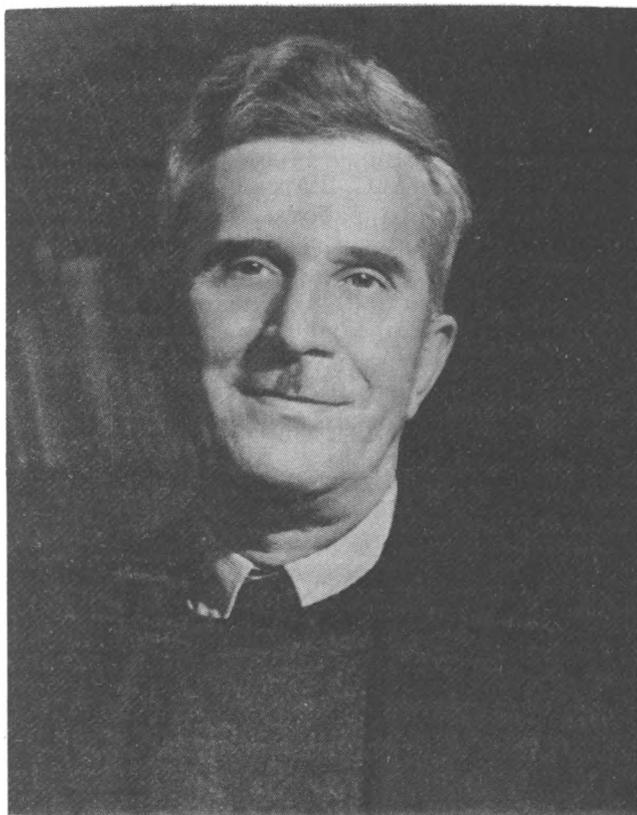
## К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ НИКОЛАЯ СЕРГЕЕВИЧА ШАТСКОГО

© 1995 г. А. Л. Яншин

*Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук  
117993 Москва, Ленинский проспект, 32, Россия*

Поступила в редакцию 25.05.95 г.

**Ключевые слова.** Тектоника, тектоническое районирование, складчатые сооружения, древние платформы, история геологических знаний, учение о формациях.



Дорогой Николай Сергеевич! Так обращались к нему и ученики, и коллеги по работе. Добрый, улыбочивый, остроумный, он действительно был дорог всем, кто его знал. Это не мешало ему быть настойчивым и даже напористым в отстаивании своих убеждений.

Н.С. Шатского справедливо называют главою московской тектонической школы, из которой вышли многие выдающиеся исследователи, однако он был ученым широкого кругозора, а потому сделал выдающиеся эмпирические обобщения и в области стратиграфии, и в области литологии.

Путь в науку был у Николая Сергеевича не совсем обычным. Родился он в Москве 28 августа 1895 г. в семье бухгалтера одного из крупных заводов. В 1913 г. окончил 10-ю московскую гимназию и поступил на естественное отделение физико-математического факультета Московского университета, где геологию преподавал выдающийся ученый, впоследствии академик Алексей Петрович Павлов. Однако закончить университет Н.С. Шатскому помешала начавшаяся война. В августе 1916 г. он был мобилизован, прошел школу прапорщиков и в этом чине был направлен в 55-й пехотный полк, из которого был уволен в запас лишь после революции в апреле 1918 г.

В это время по распоряжению ВСНХ создавалась Горная академия и с декабря 1918 г. А.П. Павлов привлек Н.С. Шатского к преподаванию на ее геологическом факультете. Однако эта работа продолжалась менее года. Летом 1919 г. Н.С. Шатский был снова мобилизован, на этот раз в ряды Красной армии. Окончательно он был демобилизован и вернулся к работе в Горной академии лишь в начале 1921 г. В академии он первые два года работал ассистентом кафедры общей геологии, которой заведовал А.П. Павлов, затем вел занятия по палеогеографии и палеофаунистике в курсе исторической геологии, который читал Г.Ф. Мирчинк, а с осени 1924 г. стал помогать читать курс геологии СССР профессору А.Д. Архангельскому. Сначала он читал отдельные лекции этого курса, а через два года взял на себя часть курса, касающуюся Сибири и Дальнего Востока. Подготовка к лекциям заставила его глубоко проработать всю имевшуюся литературу по геологии восточных регионов нашей страны, что уже тогда привело его к ряду интересных новых выводов и заключений, которые позднее были изложены в специальных статьях.

Коллеги подшучивали над Н.С. Шатским, говоря, что он исполняет обязанности профессора не имея диплома о высшем образовании. Поэтому он стал сдавать экстерном все преподававшиеся

в Горной академии курсы и весной 1929 г. получил диплом инженера-геолога.

Осенью того же 1929 г. партийное руководство решило взять курс на индустриализацию страны, в связи с чем Московская Горная академия была реорганизована. Из нее в качестве самостоятельных учебных заведений были выделены Горный институт, Институт нефти, Институт торфа, Институт стали, Институт цветных металлов, а ее геолого-разведочный факультет был слит с геологическим факультетом Московского университета и образовал новый Московский геологоразведочный институт.

В этом новом институте зимою 1929 - 1930 гг. Н.С. Шатский впервые в России стал читать специальный курс тектоники и структурной геологии, но более важным он считал курс геологии СССР, который был полностью передан ему А.Д. Архангельским осенью 1933 г. Кроме того, Н.С. Шатский всегда руководил множеством дипломных работ студентов и подготовкой многочисленных кандидатских диссертаций, что позволяло сотням геологов в разных концах страны считать себя его учениками (Шанцер, 1985).

Параллельно с педагогической развивалась научно-исследовательская деятельность Н.С. Шатского. В самом начале 20-х годов он сотрудничал в Главном угольном комитете ВСНХ, изучал месторождения угля в Подмосковном бассейне и проводил детальную геологическую съемку в разных его районах. Летом 1922 г. Н.С. Шатский был привлечен А.Д. Архангельским к работе в геологическом отделе только что созданной тогда Комиссии по изучению Курской магнитной аномалии и направлен исследовать верхнемеловые отложения северной окраины Донецкого бассейна.

С 1924 г. его исследования были перенесены на территорию восточной части Предкавказья и Азербайджана, где он производил геологическое картирование значительных площадей по заданию менявших свое название нефтяных организаций. Эти работы, давшие материал для ряда публикаций (Меннер, Шатский, 1927; Шатский, 1927, 1928, и др.), продолжались до 1932 г., однако уже в 1931 г. Н.С. Шатский побывал еще на Байкале и консультировал геолого-съёмочные работы на территории Бурятии (Рябухин, 1973), в 1933 г. – консультировал разведочные работы в соленосной толще Бахмутской котловины и принимал участие в оценке возможности получения гелия из подстилающих соль пограничных слоев перми и карбона.

В 1934 г. Н.С. Шатский участвовал в работах по изучению стратиграфии, тектоники и угленосности Буреинского бассейна на Дальнем Востоке.

Таким образом он пополнял свои знания о геологии самых различных регионов нашей обширной страны.

В 1934 г. было принято решение о переводе Академии наук из Ленинграда в Москву. Акаде-

мику А.Д. Архангельскому было предложено возглавить Геологический институт и в 1936 г. он пригласил Н.С. Шатского организовать в нем отдел тектоники. С тех пор научная деятельность Н.С. Шатского на протяжении почти четверти века была тесно связана с этим институтом, где вокруг него сформировалась большая группа талантливой молодежи, с увлечением работавшей под его руководством.

За резкость суждений по поводу некоторых отсталых представлений эту тектоническую молодежь старые геологи называли “замоскворецкой бандой”, а Н.С. Шатского – ее атаманом.

Однако обстановка в “замоскворецкой банде” царила творческая, и многие ее члены стали крупными учеными. Членами этой “банды”, т.е. сотрудниками тектонического отдела Геологического института были в тридцатые и сороковые годы будущие академики Р.Г. Гарецкий, А.Л. Книппер, Ю.А. Косыгин, П.Н. Кропоткин, А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский, А.Л. Яншин, члены-корреспонденты Академии наук Н.А. Богданов и Ю.Г. Леонов.

Публиковаться Н.С. Шатский начал в 1922 г., причем первые его работы были посвящены вопросам региональной геологии Нижнего Поволжья, северных окраин Донбасса (Шатский, 1923 - 1924; Шатский, 1924), Предкавказья и нефтеносных районов Азербайджана. Вопросам стратиграфии и тектоники в этих работах уделялось одинаковое внимание. В одной из работ, посвященных верхнемеловым отложениям северной окраины Донбасса, Н.С. Шатский даже описал новый вариант одного из видов устриц. В то же время из региональных наблюдений Н.С. Шатский старался делать выводы теоретического характера. Так, прослеживая изменения мощностей отдельных пачек слоев угленосной толщ Донбасса, он пришел к выводу, что наблюдаемые здесь антиклинали и синклинали начали формироваться еще в карбоне, одновременно с осадконакоплением, и не являются результатом только последующего сжатия.

В 1924 г. в Берлине вышла монография крупного германского тектониста Ганса Штилле “Основные вопросы сравнительной тектоники”, в которой утверждалось, в частности, что не только складчатость, но все вообще деформации первичного залегания горных пород происходили в определенные короткие тектонические фазы и что таких фаз в фанерозойской истории Земли было 22, причем каждая из них имела всемирное распространение.

Этот “канон тектонических фаз” Ганса Штилле, несмотря на всю свою метафизичность, сначала получил широкое признание во всех странах, кроме Франции. У нас он был рекламирован в специальной статье Н.М. Страхова и начал было использоваться в стратиграфических целях, не-

редко врез с палеонтологическими данными. “Пиренейская фаза”, “австрийская фаза”, “савская фаза” – замелькали на страницах геологических статей конца двадцатых – начала тридцатых годов. Поскольку каждая из фаз должна была быть всемирной, по угловым несогласиям начали сопоставлять разрезы удаленных друг от друга областей. Скоро выяснилось, что установленные Гансом Штилле фаз недостаточно и началось избрание новых. В одном только Горном Алтае М.А. Усов (1938), установил 32 новых тектонических фазы.

Н.С. Шатский сразу же увидел в этом новом увлечении возрождение идей катастрофистов начала XIX века и решительно восстал против него. В ряде статей он доказывал медленность и одновременность образования складчатых структур даже в пределах одной и той же тектонической области (Шатский, 1937б, 1939а, 1951 и др.).

В более поздних работах и сам Ганс Штилле отказался от своего “канона тектонических фаз”. Сейчас им не пользуется никто.

В конце двадцатых годов Н.С. Шатский опубликовал ряд статей о стратиграфии палеогена Восточного Кавказа, о фациях и нефтеносности майкопских отложений этого района, о дислокационных брекчиях и грязевых вулканах Азербайджана, монографию о геологическом строении Черных гор в Дагестане, обзорную статью о сеноманских и палеогеновых фосфоритах Днепро-Донецкого прогиба и очень любопытную статью о возможности использования опок и трепелов в качестве адсорбентов в нефтеперерабатывающей промышленности. В этой статье он указал путь, пройдя по которому эта промышленность быстро смогла отказаться от импортного аттапульгита (Шатский, Хохрякова, 1926).

В 1931 г., кроме других, была опубликована очень важная по своему практическому значению статья Н.С. Шатского “К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине”. Выходы перемятых гипсов близ г. Ромны и глыб диабаз на Исачковском холме были известны давно, но Н.С. Шатский первый объяснил их появление по поверхности существованием в Днепро-Донецкой впадине соляных куполов. А поскольку с породами, поднятыми солью в Западном Казахстане и в Техасе, связаны месторождения нефти, Н.С. Шатский предсказал их открытие и в этой области Украины. Начавшееся после этого бурение подтвердило прогноз Н.С. Шатского. В Ромнах и во многих других местах Днепро-Донецкой впадины были открыты нефтяные месторождения (Лапкин, 1973).

В 1932 г. Н.С. Шатский опубликовал большую обобщающую статью “Основные черты тектоники Сибирской платформы”. Дело в том, что до этого древнейшим структурным элементом Сибири считалась полоса метаморфизованных пород и

гранитов, которая протягивается от Станового хребта через горы Прибайкалья и Забайкалья к Саяну и горным массивам северной Монголии. Опираясь на старые описания И.Д. Черского (1886), Эдуард Зюсс назвал эту зону “древним теменем” Азии. Известнейший исследователь геологии Сибири академик В.А. Обручев, используя применявшуюся в то время тектоническую терминологию Сержа Бубнова, приравнял “древнее темя Азии” к “континентальным глыбам первого порядка”, таким, как Балтийский щит, а Сибирскую платформу называл “шельфом” (Обручев, 1927).

Н.С. Шатский в своей статье убедительно показал, что древнейшим структурным элементом севера Азии должна считаться Сибирская платформа с очень древним метаморфизованным фундаментом, а горные сооружения “древнего темени” моложе ее и образовались в результате складчатости самого конца докембрия.

Н.С. Шатский определил точные принимаемые и сейчас границы Сибирской платформы, провел первое тектоническое районирование ее обширной территории и описал ее основные структурные элементы: Северо-Сибирскую глыбу (ныне называемую Анабарским массивом), Алданскую глыбу, Ленско-Вилуйскую и Хатангскую впадины, “Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле”, Тунгусский бассейн и юрские угленосные впадины, протянувшиеся узкой полосой вдоль подножья Восточного Саяна. Столь же подробно охарактеризованы Н.С. Шатским складчатые сооружения, обрамляющие Сибирскую платформу с востока, юга и юго-запада. Поскольку эпоха мезозойской складчатости, как самостоятельная, в то время еще не была выделена, складчатость Верхоянского хребта Н.С. Шатский считал ларамийской, т.е. относил ее по времени к позднему мелу–раннему палеогену.

Складчатые сооружения Прибайкалья Н.С. Шатский считал образовавшимися в самом конце позднего докембрия и, может быть, даже в начале кембрия. Для этой эпохи складчатости он предложил название байкальской.

Позднее находки клочков осадочных пород с остатками фауны кембрия и ордовика в синклинальных прогибах Забайкалья поставили под сомнение правомерность выделения байкальской складчатости. Иркутские геологи стали утверждать, что все это – каледониды. Однако согласиться с ними нельзя. Мощные пачки конгломератов ушаковской свиты в разрезах по рекам Иркуту, Олекме и Голоустной говорят о том, что в самом конце докембрия в районе теперешнего Байкала возникло какое-то горное сооружение, хотя сам Н.С. Шатский отмечал “довольно энергичное складкообразование” в эпоху каледонского диастрофизма в этом и других районах Сибири.

В настоящее время широкое распространение байкальской складчатости на всех материках Северного полушария и в Австралии доказано многочисленными работами М.В. Муратова и других геологов. Байкальская складчатость отмечалась местами перед вендом и в конце вендского периода. Была она и на Урале, чем объясняется практическое отсутствие в его разрезах кембрийских отложений и повсеместно несогласное залегание ордовика на разных горизонтах докембрийских отложений. По новым данным байкальская складчатость сформировала фундамент большей части Печорской низменности и Западно-Сибирской плиты.

В 1933 г. Н.С. Шатский вместе с А.Д. Архангельским опубликовал "Схему тектоники СССР". Это был первый в мировой науке опыт мелко-масштабного тектонического районирования по времени основной для данного района складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. На востоке Сибири впервые были выделены неизвестные в Европе области мезозойской складчатости, имевшей место в поздней юре и раннем мелу. К областям мезозойской складчатости на приложенной к статье цветной карте отнесены также Добруджа, Горный Крым, Мангышлак, Туаркыр и Краснодарский полуостров. Прикаспийская впадина, Устюрт и левобережье Амударьи показаны как области с глубоким залеганием складчатых мезозойских пород, что более поздними исследованиями не подтвердилось. На остальной территории были показаны области добайкальской, байкальской, каледонской, герцинской и альпийской складчатости, разделенные на зоны по глубине залегания испытавших складчатость отложений, а также краевые прогибы разного возраста, линии простирающихся осей складок, валы на Восточно-Европейской платформе и другие структурные образования.

К северу от побережья Восточно-Сибирского моря Н.С. Шатский выделил в этой работе древнюю "плиту островов Де Лонга", основываясь на указаниях Э.В. Толля о горизонтальном залегании среднего кембрия и ордовика на острове Беннета.

Несмотря на многие неточности, связанные с отсутствием в то время достаточного количества наблюдений, статья А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского "Схема тектоники СССР" сыграла большую роль в развитии отечественной геологии, надолго определив основные направления тектонических исследований.

В 1935 г. в статье "О тектонике Арктики" Н.С. Шатский более подробно обосновал существование затопленной древней платформы островов Де Лонга и назвал ее Гиперборейской.

В середине тридцатых годов наметилось новое направление исследований Н.С. Шатского, связанное с историей развития геологических идей и методов. В это время Государственное издатель-

ство биологической и медицинской литературы готовило к выпуску Полное собрание сочинений Чарльза Дарвина и Н.С. Шатский взялся редактировать его II-й том, в котором были собраны все геологические наблюдения великого англичанина. Этот том вышел в 1936 г. и сопровождался тремя специальными статьями Н.С. Шатского ("Геологические наблюдения Ч. Дарвина (1936в)", "Дарвин как геолог" (1936б), и "Монография об ископаемых усонагих" (1936а)), а также комментариями, которые были написаны совместно с Л.Ш. Давиташвили и заняли 14 страниц убористого текста. В этих комментариях даны и краткие характеристики ряда выдающихся деятелей науки середины прошлого века. Чтобы написать их, надо было хорошо изучить условия жизни и обстановку научного творчества дарвинской эпохи со всеми ее идеологическими, политическими и социальными противоречиями.

Забегая вперед следует сказать, что Н.С. Шатский продолжал заниматься изучением истории геологических идей до конца своей жизни, чаще всего подвергая анализу творчество отдельных крупных деятелей этой области науки, но в ряде случаев выступая со статьями об истории геологической деятельности отдельных учреждений.

После смерти в 1940 г. своего старшего друга академика А.Д. Архангельского Н.С. Шатский написал ряд статей о его творчестве и его научную биографию, опубликованную в 1944 г.

Ряд статей Н.С. Шатский посвятил разбору разных сторон творчества А.П. Карпинского, которого считал первым у нас в стране геологом-теоретиком, непревзойденным мастером широких по своему значению геологических исследований, оказавших большое влияние на развитие всего комплекса геологических наук далеко за пределами нашей страны (Шатский, 1947а, 1948в, 1953а, 1958в).

Чтение лекций по геологии Сибири не могло не привлечь внимание Н.С. Шатского к научной деятельности академика В.А. Обручева, создателя томской школы геологов, неумолимого исследователя труднодоступных районов азиатской части нашей страны. В статьях, опубликованных в 1948, 1950 и 1956 годах, Н.С. Шатский показал его огромный вклад в изучение геологии Сибири, дал всесторонний анализ и глубокую оценку различных сторон его творческой деятельности. Написанную В.А. Обручевым многотомную "Историю геологических исследований Сибири" Н.С. Шатский называл настольной книгой каждого работающего здесь геолога.

Интересны написанные Н.С. Шатским статьи "О научных работах М.С. Швецова", опубликованная в 1958 г. и "О роли академика А.А. Борисяка в развитии русской геологии", вышедшая в свет уже после смерти автора в 1971 г.

Н.С. Шатский изучал творчество не только отечественных ученых. Уже работая над трудами Ч. Дарвина, он глубоко вошел в курс жизни английского научного общества середины прошлого века. Поэтому, когда Московское общество испытателей природы, отмечавшее в 1940 г. 135-летие своего существования, решило опубликовать очерки о своих выдающихся членах, Н.С. Шатский охотно принял предложение написать очерк об английском геологе Родерике Импее Мурчисоне, который был избран членом этого общества после путешествия по России в 1841 г.

Н.С. Шатский быстро выполнил задуманное и уже весной 1941 г. была опубликована его небольшая, но очень содержательная монография о Р.И. Мурчисоне, в которой освещена жизнь и научная деятельность этого выдающегося ученого, дана общая оценка его взглядов и достижений, описано его путешествие по Европейской России и по Уралу, проанализирован его основной труд по геологии осмотренных им районов, опубликованный в 1845 г., и показано его значение для дальнейших исследований нашей страны.

Работая над научной биографией Р.И. Мурчисона, Н.С. Шатский перечитал не только все его опубликованные работы, полный перечень которых он привел, но также работы о нем Арчибалда Гейки, Генри Вудборда и Джозефа Прествича, а также переписку своего героя. В комментариях к монографии он привел краткие сведения о 52 европейских ученых, с которыми в разное время встречался и работал Р.И. Мурчисон.

Глубоко интересовал Н.С. Шатского еще один английский геолог – автор знаменитых “Принципов геологии” Чарлз Лайель, ярый противник катастрофизма, создатель нового для того времени геологического мировоззрения, которое получило название принципа актуализма или принципа униформизма. В работах о Ч. Дарвине Н.С. Шатский неоднократно упоминает о Лайеле, рассматривает влияние его на формирование эволюционных идей у молодого Дарвина, пишет о защите последним взглядов Лайеля в Лондонском геологическом обществе, где эти взгляды сначала решительно отвергались. Н.С. Шатский рассказывал, что собирается написать о Ч. Лайеле такую же монографию, как о Р.И. Мурчисоне, но не успел этого сделать. Лишь небольшие статьи о Ч. Лайеле опубликованы Н.С. Шатским в Большой советской энциклопедии и в Биографическом словаре деятелей естествознания и техники (1953б, 1958в).

В середине пятидесятых годов, когда Н.С. Шатский начал заниматься литологическими проблемами, его недоумение вызвало весьма различное употребление термина “фацция”. В связи с этим он решил обратиться к первоисточнику и внимательно изучил все работы швейцарского геолога Аманца Грессли, впервые предложившего этот термин. 6 мая 1955 г. на заседании геологической

секции Московского общества испытателей природы Н.С. Шатский сделал доклад на тему “Фацции и формации”, в котором рассказал о жизни А. Грессли и подробно разобрал его труды, посвященные геологии Юрских гор (Архипов, 1985). Оказывается “фацией” А. Грессли предложил называть любое существенное изменение литологического состава и палеонтологической характеристики слоя или горизонта при прослеживании его по простиранию. Эти изменения всегда связаны с изменением обстановки осадконакопления. А. Грессли установил 4 закона распределения фацций, из которых наиболее интересен второй. Он гласит, что сходные фацции двух соседних горизонтов могут иметь более близкую палеонтологическую характеристику, чем разные фацции одного и того же горизонта.

Доклад Н.С. Шатского об Аманце Грессли был опубликован по его стенограмме только в 1965 г. При жизни Николай Сергеевич успел опубликовать только небольшую заметку о нем в БСЭ и Биографическом словаре деятелей естествознания и техники (1958а; 1958б).

Однако, кроме монографий и статей научно-биографического содержания, Н.С. Шатский публиковал и обзоры развития геологических знаний в нашей стране.

Еще в 1937 г. он опубликовал в “Бюллетене Московского общества испытателей природы” статью “Двадцать лет советской геотектоники”, в которой отмечал, что начиная с тридцатых годов стали появляться первые оригинальные теоретические работы по тектонике, основанные на анализе отечественного материала, была создана стройная картина строения земной коры для всей территории СССР, началась критическая ревизия западноевропейских и американских тектонических теорий, появились собственные гипотезы о причинах и механизме тектонических движений. Главной задачей дня Н.С. Шатский в этой статье считал выход научных исследований за пределы территории СССР, обобщение материалов по структуре всей земной коры и земного шара в целом (1937д).

В 1945 г. Н.С. Шатский (1945д) уже выбранный в 1943 г. членом-корреспондентом АН СССР, опубликовал большую статью “Развитие геологии и геологических исследований в Академии наук”. Отдав в этой работе дань М.В. Ломоносову, которого Н.С. Шатский называет первым геологом-теоретиком, он более подробно останавливается на эпохе академических экспедиций (1764 - 1805 гг.), на постепенном переходе в начале XIX века лидерства в геологических исследованиях к горному департаменту и университетам, на работах академиков К.М. Бэра, Г.В. Абиха, Г.П. Гельмерсена, Ф.Б. Шмидта и на “эпохе А.П. Карпинского”, деятельность которого по

развитию геологических исследований в Академии наук Н.С. Шатский оценивает очень высоко.

Советский период развития геологии описан в этой статье кратко, однако отмечено, что “будущий историк Академии наук назовет этот период новым рождением Академии”. Н.С. Шатский отмечал широкий размах экспедиционной деятельности, создание новых геологических институтов, исследовательские работы по геологии в созданных и создающихся академиях наук союзных республик, небывалый рост издания геологической литературы. Если почти за 200 лет существования Академии наук до революции в ее изданиях было опубликовано 2150 работ по циклу геологических наук, то за 28 лет после революции в академической печати было опубликовано не менее 10 000 работ такого содержания.

В 1955 г. была опубликована статья Н.С. Шатского “Геологические науки в Московском обществе испытателей природы” (1955в), написанная в связи с 150-летним юбилеем этого общества. В ней дан анализ развития в изданиях общества, главным образом в его “Бюллетене” публикаций по разным направлениям геологических наук с указанием значения этих публикаций для научного познания нашей страны. На помещенной в статье диаграмме хорошо виден взлет количества геологических публикаций в изданиях “Общества”, начавшийся в двадцатые годы и прерванный на короткий срок лишь в первые годы Великой Отечественной войны.

Как историк геологических знаний Н.С. Шатский еще недостаточно изучен и оценен (Тихомиров, 1962). Не следует забывать, что именно по его инициативе в Геологическом институте была создана специальная лаборатория истории геологических знаний, которую долгие годы успешно возглавлял потерявший зрение на войне Владимир Владимирович Тихомиров.

Из сказанного однако не следует, что с середины тридцатых годов Н.С. Шатский целиком переключился на изучение истории геологии. Это было лишь одно из ответвлений его творчества, наряду с которым он продолжал фундаментальные исследования в области тектоники и стратиграфии.

В злобещем 1937 г. в Москве проходила XVII сессия Международного геологического конгресса. Председателем Оргкомитета этой сессии был академик А.П. Карпинский, а после его смерти (15 июля 1936 г.) стал академик И.М. Губкин. А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский при участии ряда других сотрудников Геологического института подготовили к сессии конгресса солидное издание под заглавием “Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР” с приложением атласа “Палеогеографические схемы”. В этой обобщающей работе главное внимание уделено анализу истории тектонических движений как на платформах, так и в складчатых

горных сооружениях всей территории СССР и сопредельных стран.

Кроме того, Н.С. Шатский сделал на этой сессии конгресса два доклада: “О неокатастрофизме”, в котором подверг резкой критике представление Ганса Штилле о всемирных кратковременных тектонических фазах, и “Орогенические фазы и складчатость”, где идеи того же Ганса Штилле по пунктам сопоставляются с давно отвергнутыми представлениями французского катастрофиста начала прошлого века Эли де Бомона. Первый из этих докладов был опубликован в том же 1937 г. в журнале “Проблемы советской геологии”, второй – в 1939 г. в Трудах конгресса.

В 1937 г. также была опубликована большая работа Н.С. Шатского и Т.Н. Давыдовой “О мезозое северной части Буреинского бассейна”, где Николай Сергеевич провел лето 1934 г. В этой работе подробно описаны все свиты бассейна, уточнена стратиграфическая колонка, был доказан нормальный седиментационный, а не интрузивный контакт угленосной юры с гранитами на западе бассейна, удалось наметить фациальную изменчивость различных свит, освещающую вопрос о генезисе бассейна (Шатский, Давыдова, 1937а).

В том же очень продуктивном для Н.С. Шатского 1937 г. в “Бюллетене” Московского общества испытателей природы были опубликованы его большие статьи “О тектонике Восточно-Европейской платформы” (1937в) и “Происхождение Донецкого бассейна” (1937г). Этими статьями была начата серия публикаций Н.С. Шатского по сравнительной тектонике древних платформ.

Еще в 1936 г. Совет по изучению производительных сил АН СССР организовал Центрально-Казахстанскую комплексную экспедицию и пригласил Н.С. Шатского быть ее научным руководителем. Для более успешного изучения структуры Центрального Казахстана и решения неясных вопросов стратиграфии его палеозойских и докембрийских образований Н.С. Шатский организовал силами многих отрядов три меридиональных пересечения его территории: восточное – на меридиане Каркаралинска, центральное – на меридиане Караганды и западное – вдоль границы с третичными отложениями Тургайского прогиба.

Первые результаты работ Центрально-Казахстанской экспедиции Н.С. Шатский изложил в 1938 г. в статье “О тектонике Центрального Казахстана”. В ней развито представление о том, что в срединных частях геосинклинальных областей вдали от упора древних кратонов складчатость не бывает строго линейной, а многократно виргирует и изменяет свое простираие, что приводит к кажущемуся пересечению складчатости разных направлений, о чем писали Н.Г. Кассин и другие геологи. Н.С. Шатский пришел к выводу, что на севере и западе Центрального Казахстана основная складчатость происходила до отложе-

ния красноцветных песчаников девена, т.е. была каледонской, а в Прибалхашье типичное геосинклинальное развитие продолжалось почти до конца карбона и закончилось в конце палеозоя герцинской складчатостью, которая сильно изменила и структуру каледонид северо-восточной части Центрального Казахстана. Проводившиеся позднее на территории Центрального Казахстана детальные картировочные работы подтвердили все основные выводы Н.С. Шатского.

В предвоенные годы были опубликованы еще две интересные статьи Н.С. Шатского, посвященные тектонике древних платформ. В одной из них – “К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы” (1940а) он полемизирует с А.Д. Архангельским, который перед тем в одной из своих статей высказал предположение о каледонском возрасте складчатости фундамента ее восточной половины. Н.С. Шатский был твердо убежден в его повсеместно древнем докембрийском возрасте, что вскоре подтвердилось бурением. А в другой своей статье “О синеклизах А.П. Павлова” (1940б) он напомнил, что еще в 1903 г. в одной из своих небольших заметок Алексей Петрович Павлов предлагал для очень пологих платформенных прогибов термин “синеклиза”, состоящий из греческих корней, которые в переводе на русский язык означают “без углов”.

Н.С. Шатский горячо рекомендовал применять этот термин для таких пологих прогибов, в которых углы наклона слоев на крыльях измеряются минутами и потому не могут быть замерены горным компасом. В качестве примера синеклиз на Русской платформе Н.С. Шатский привел Московскую и Днепровско-Донецкую, на Сибирской Тунгусскую и Вилюйскую. После появления этой его статьи термин “синеклиза” твердо вошел в геологическую терминологию и вскоре стал употребляться геологами других стран.

Летом 1941 г. на нашу страну обрушилась Великая Отечественная война. Сразу остро встала проблема снабжения армии нефтепродуктами и Академия наук организовала Комиссию по мобилизации ресурсов Среднего Поволжья и Прикамья. Н.С. Шатский возглавил в ней экспедиционные работы большой группы геологов по изучению геологии и нефтеносности всей Волго-Уральской области.

За годы войны Н.С. Шатский, кроме упоминавшейся выше биографии А.Д. Архангельского, опубликовал только сводную работу по твердым битумам (1943), но собрал богатые материалы для последующих публикаций, начавшихся в год Победы. Уже в начале этого года вышла статья, “Нефтяные ресурсы Второго Баку” (1945а), написанная Н.С. Шатским и другими геологами-нефтяниками. В ней подводились практические итоги исследований военных лет. А затем была опубликована статья “О сравнительной тектонике

Северной Америки и Восточной Европы” (1945б). Она послужила началом целой серии статей по сравнительной тектонике древних платформ, в которую вошли: “Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы” (1946а), “Большой Донбасс и система “Вичита” (1946б), “О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями” (1947б), “О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ)” (1948б) и “О происхождении Пачемского прогиба” (1955б).

Вместе с другими публикациями Н.С. Шатского за первое послевоенное десятилетие, перечислять которые я не буду, эти статьи создали прочный фундамент учения о тектонике древних платформ с архейским или нижнепротерозойским складчатым фундаментом. Н.С. Шатский показал, что они со всех сторон ограничены линейными разломами, глубоко проникающими в земную кору. Эти разломы придают платформам в плане угловатые очертания. Прилегающие к платформам складчатые сооружения обычно также линейны и сочленяются друг с другом по разломам глубокого заложения. Важным структурным элементом древних платформ являются краевые прогибы, развивающиеся во время складчатости и горообразования в соседних геосинклинальных областях. На контакте с выступами платформы краевые прогибы не развиваются и заменяются краевым швом.

Пологие крупные поднятия внутри платформ Н.С. Шатский предложил называть антеклизмами. Он установил, что синеклизы являются активно прогибающимися структурами, а антеклизмы – структуры пассивные, остаточные, в силу чего они могут иметь разный возраст слоев на своих крыльях. Прогибание синеклиз Н.С. Шатский объяснял перекристаллизацией и уплотнением вещества в глубоких частях земной коры.

В посмертно опубликованной в 1964 г. статье “О прогибах Донецкого типа” Н.С. Шатский предложил называть такие внутриплатформенные прогибы с мощной толщей дислоцированных отложений авлакогенами, что в переводе с греческого означает “бороздой рожденные”. В качестве примеров авлакогенов на Восточно-Европейской платформе он указывал Польско-Датскую борозду и Тиман. Предложенный Н.С. Шатским термин привился и получил большое распространение, однако, его стали употреблять в более широком смысле, чем предложил Н.С. Шатский. Нередко авлакогенами называют обыкновенные грабены и рифты.

Из сказанного видно, что Н.С. Шатский создал целое учение о древних платформах и их соотношениях с прилегающими более молодыми складчатыми сооружениями.

1945 год, когда закладывались основы этого учения, был отправным пунктом и ряда других

фундаментальных исследований Н.С. Шатского. В конце этого года Московское общество испытателей природы опубликовало его небольшую монографию “Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала” (1945в). В ней он описал по собранным в военные годы материалам тектонику обширного пространства от Волги до Урала, обращая особое внимание на локальные поднятия, с которыми были связаны нефтяные месторождения. Для этих малых структурных форм Н.С. Шатский предложил название плакантиклиналей и связал их образование с движениями по разломам фундамента, что было подтверждено впоследствии исследованиями М.А. Камалетдинова. В качестве примера плакантиклиналей Н.С. Шатский описал Туймазинское поднятие. А неправильные по форме изометрические прогибы типа Мелекесской впадины он предложил называть плакосинклиналями. Однако оба эти термина используются редко.

В этой же монографии Н.С. Шатский заложил основы изучения стратиграфии позднего докембрия.

На западном склоне Южного Урала он изучил разрезы крупной складчатой структуры, которая давно уже была выделена уральскими геологами под названием Башкирского антиклинория. Здесь развита мощная (до 16000 м) толща осадочных пород, легко разделяемая по своему литологическому составу на ряд свит, кое-где прорванная дайками диабазов и несогласно перекрытая песчаниками такатинской свиты среднего девона.

Работавшие здесь раньше геологи относили эти мощные отложения к нижнему девону, некоторые предполагали, что они охватывают силуру и, может быть, даже часть нижнего палеозоя, но никто не предполагал их докембрийский возраст.

Н.С. Шатский обратил внимание на то обстоятельство, что породы Башкирского антиклинория не содержат никаких остатков животных организмов и что на левобережье среднего течения р. Белой они несогласно перекрываются отложениями не только среднего девона, но местами и нижнего ордовика. Из этих наблюдений Н.С. Шатский сделал вывод, что вся многокилометровая толща пород Башкирского антиклинория имеет докембрийский возраст и по времени своего образования соответствует тому огромному стратиграфическому перерыву, который на Русской платформе отделяет кристаллический фундамент от самых нижних слоев осадочного чехла.

Породы Башкирского антиклинория и их стратиграфические аналоги Н.С. Шатский предложил выделять под названием рифейской группы отложений, а время их образования – рифейской эры (по древнему названию Урала в работах Геродота и Страбона).

Впоследствии Н.С. Шатский посвятил рифейским отложениям еще ряд своих публикаций, в которых правильно рассматривал разрез Башкирского антиклинория как эталонный и наиболее полный для всей рифейской группы отложений. Другие выделявшиеся в разных странах подразделения верхнего докембрия – инфракембрий, гиперборей, спарагмит, синийская система Китая, виндийская система Индостана – оказались соответствующими лишь частям рифейской группы, преимущественно верхним. Н.С. Шатский первоначально считал, что ввиду отсутствия остатков фауны для расчленения и сопоставления разрезов позднего докембрия придется использовать тектонический и историко-геологический методы. В этом отношении он ошибался. Начатое еще при его жизни и по его инициативе изучение водорослевых построек – строматолитов, микрофитолитов, а также акритарх показало, что для этих целей вполне применим привычный биостратиграфический метод с той лишь поправкой, что по этим остаткам жизни удастся выделять отрезки геологического времени, более продолжительные, чем периоды фанерозоя, длительностью по 250 - 300 млн. лет. Б.М. Келлер в 1973 году предложил называть стратиграфические подразделения, соответствующие таким отрезкам времени, – фитемами.

Н.С. Шатский пришел к выводу, что рифейские отложения Урала соответствуют полному законченному циклу тектонического развития, вполне сравнимому с такими более поздними циклами, как каледонский, герцинский и альпийский. В Башкирском антиклинории в рифейских отложениях можно выделить три подцикла, каждый из которых начинается кварцитами и другими кластическими породами, выше которых залегают глинистые, иногда флишеподобные отложения и мощные свиты карбонатных пород. Однако в конце всего цикла появляются грубообломочные молассовые отложения ашинской свиты. Следовательно, как и в более поздние эры, концу цикла соответствовали складчатость и горообразование. Эту складчатость в своих работах по Сибири, Н.С. Шатский назвал байкальской.

Теперь, опираясь на данные геохронологии, мы знаем, что Н.С. Шатский был прав, отстаивая для рифейских отложений ранг группы, а не системы. Продолжительность рифейской эры оказалась весьма значительной. Она началась около 1700 млн. лет тому назад и кончилась 570 млн. лет тому назад, когда появилась первая скелетная морская фауна нижнего кембрия.

Обычно с последней даты начинали палеозойскую эру. Академик Б.С. Соколов (1985) в конце рифейской эры обоснованно выделил вендский период продолжительностью около 60 млн. лет и многие геологи считают правильным с него начинать палеозойскую эру. Однако перенос венды в

палеозой не нарушает правильности выводов Н.С. Шатского о самостоятельности рифейской эры и рифейской группы отложений.

В последних работах Н.С. Шатский (1952а, 1952б) провел сопоставление разрезов этих отложений по всему Советскому Союзу. Он выделил их в платформенном развитии на Украине, в Белоруссии, в Пачелмском прогибе, в эвгеосинклинальных разрезах Центрального Казахстана, в разрезах Енисейского кряжа, Туруханского поднятия, Оленекского поднятия, периферии Анабарского и северного склона Алданского массивов, в разрезах по рекам Большой Патом, Мая, Юдома, в Прибайкалье и в Баргузино-Витимском Забайкалье. Сопоставление этого огромного материала позволило Н.С. Шатскому в статье “Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы” (1960а) и других работах обобщить данные о строении и литологическом составе рифейских отложений на древних платформах, в миогеосинклиналях и в эвгеосинклиналях.

Сейчас можно с уверенностью сказать, что работы Н.С. Шатского о рифейской эре истории Земли и рифейской группе отложений, успешно продолженные в Геологическом институте М.Е. Раабен, И.Н. Крыловым, М.А. Семихатовым и другими, получили международное признание и имели огромное значение для развития не только отечественной, но и мировой геологии.

Н.С. Шатский внес крупный вклад и в литологию разработкой учения о геологических формациях. Первое определение этого термина он дал в небольшой статье “О движении и развитии земной коры”, опубликованной в журнале “Советская геология” (1939б). В этой статье формация определяется как “комплекс осадочных и вулканических пород, парагенетически тесно связанных друг с другом”.

В послевоенные 15 лет Н.С. Шатский затрагивал вопрос о формациях во многих своих работах по тектонике и тектоническим картам, а также в статьях о рифейских отложениях. Специально формациям и связи с ними определенных видов минерального сырья были посвящены статья “О марганценовых формациях и о металлогении марганца” (1954а) и монография “Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей” (1955а). В 1960 г. была опубликована его большая интересная статья “Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций”, а в 1965 г. в 3-м томе его избранных сочинений – ряд его мелких заметок и выступлений на тему о формациях, которые при жизни автора оставались неопубликованными.

В целом эти публикации создали в науке новое учение о геологических формациях, как совокупностях пород, нередко разного генезиса, но связанных общностью тектонических и палеогеографических условий седиментации. Определе-

ние термина “формация” в более поздних работах Н.С. Шатского мало отличалось от первоначального, данного в 1939 г. В последней прижизненно изданной статье “Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций” (1960б) последними он называет “естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности”.

Оригинальность формулировки Н.С. Шатского, обеспечившая ей широкое признание, заключается в том, что формации определяются им как парагенезы пород, – новое понятие, введенное им в науку в дополнение к ранее существовавшим “парагенез минералов” и “парагенез химических элементов в минерале”. Смысл и значение такого способа определения, по словам самого Н.С. Шатского, заключается в том, что в нем нет никаких гипотетических предпосылок, что оно указывает метод изучения и место формаций в общем ряду геологических тел.

Н.С. Шатский считал, что первичными объединениями горных пород являются литолого-генетические комплексы, а объединениями таких комплексов, в чем-то близких между собой – формации, которые образуют в платформенных и геосинклинальных обстановках закономерные вертикальные и латеральные ряды. В качестве типичных примеров отдельных формаций Н.С. Шатский приводил флиш, молассу и параллическую угленосную формацию.

Для стиля исследований Н.С. Шатского характерен показ метода исследований вводившихся им новых представлений и определений. В своих работах о марганценовых и фосфоритоносных формациях он подчеркивает важность изучения пространственных взаимоотношений между породами, т.е. внутреннего строения формаций, исследует фациальные ряды и фациальные сочетания пород, выделяет “патрические” и “аллофильные”, основные и второстепенные члены формаций, “викарирующие члены формационных рядов” и т.д.

Если учение о рифейской эре в истории Земли разрабатывалось Н.С. Шатским сначала почти в одиночку, то учение о геологических формациях после первых его публикаций сразу было подхвачено многими геологами разных учреждений. О формациях стали писать В.В. Белоусов, В.П. Казаринов, В.И. Попов, Н.М. Страхов, П.П. Тимофеев, В.Е. Хаин и многие другие. Предлагались разные принципы выделения формаций и разные их классификации. Уже в 1953 г. в Новосибирске было создано первое совещание по проблеме геологических формаций, а впоследствии она неоднократно была одной из основных на Всесоюзных литологических совещаниях.

В Геологическом институте академии наук под руководством Н.С. Шатского классические описания отдельных формаций были выполнены Б.М. Келлером (1949), И.В. Хворовой (1961) и З.М. Старостиной (1962), но после смерти Николая Сергеевича в 1960 г. эта тематика из планов работ института постепенно исчезла. Зато она была подхвачена в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук. Академик Ю.А. Кузнецов успешно перенес учение о формациях на комплексы магматических пород, а его брат академик В.А. Кузнецов стал выделять рудные формации, близкие по времени формирования и связанные единством источника рудного вещества. Академик В.С. Соболев стал применять формационный метод для расчленения толщ метаморфизованных пород. В институте была создана специальная лаборатория осадочных формаций, возглавляемая М.А. Жарковым. В ней были выполнены классические исследования соленосных, фосфоритоносных и континентальных красноцветных формаций. Морские терригенные формации изучались в лаборатории осадочных пород Ю.П. Казанского.

В головном институте Министерства геологии СССР – ВСЕГЕИ также стали заниматься изучением формаций и создавать формационные карты. В этом коллективе мне особенно хотелось бы отметить во многом оригинальные формационные работы В.И. Драгунова.

С учением о формациях связано еще одно очень важное начинание Н.С. Шатского. В 1953 г. он подал в Президиум Академии наук докладную записку о необходимости организации специальных работ по выяснению закономерности размещения в земной коре месторождений полезных ископаемых различного типа. В этой записке он указывал, что с поверхности территория СССР уже достаточно хорошо изучена и что в связи с этим эпоха поисков минерального сырья “с помощью геологического молотка” для нашей страны заканчивается. В будущем придется искать месторождения полезных ископаемых, залегающие на глубинах, с поверхности невидимые. А для этого, помимо разработки геофизических и геохимических методов поиска, надо хорошо изучить, пользуясь мировым материалом, общие закономерности размещения в земной коре полезных ископаемых разного типа. Именно размещения, а не только генезиса, потому что генезис даже однотипных месторождений в истории Земли меняется и генетические закономерности, хорошо установленные для какой-нибудь одной эпохи, могут оказаться недействительными для эпох более молодых или более древних. В качестве одного из методов выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых Н.С. Шатский предложил формационный, учитывая связь многих

полезных ископаемых с определенными геологическими формациями.

В соответствии с пожеланиями, изложенными в этой записке, Академия наук в начале 1955 г. организовала Межведомственную комиссию для разработки проблемы “Закономерности размещения полезных ископаемых” и назначила Н.С. Шатского ее председателем. За последующие 5 лет он провел 2 пленарных заседания этой Комиссии, а с 1958 г. по 1960 г. подготовил, отредактировал и выпустил 4 тома ее трудов. В первом из них опубликована статья Н.С. Шатского “Основные направления исследований по проблеме “Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их поисков на территории СССР”. Кроме того, по той же тематике Н.С. Шатский опубликовал в 1954 г. статью “Закономерности размещения главнейших полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР” (1954б) и в 1960 г. статью “Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений” (1960в).

Нам осталось написать о последнем направлении творчества Н.С. Шатского – о тектонических картах.

Как мы видели выше, еще в тридцатые годы А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский опубликовали первые мелкомасштабные изображения тектонической структуры территории СССР и еще тогда они пришли к выводу, что для тектонического районирования обширных территорий наиболее удобно использовать время главной складчатости, завершающей геосинклиновое развитие, с обязательным указанием областей, где эти складчатые породы выходят на поверхность, и областей, в пределах которых они несогласно перекрыты пологолежащими породами осадочного чехла.

После Великой Отечественной войны проблема составления крупномасштабных тектонических карт, дающих информацию о строении земной коры на значительную глубину, стала одним из основных направлений творчества Н.С. Шатского. К разработке первой тектонической карты СССР он привлек большой коллектив сотрудников возглавлявшегося им отдела тектоники. Именно к этому времени относятся яркие воспоминания Ю.А. Косыгина, который стал сотрудником отдела тектоники сразу после демобилизации в 1945 г. “Коллектив отдела, – писал много лет спустя Ю.А. Косыгин, – был подлинно творчески увлеченным коллективом, состоящим из людей, мыслящих по-разному, склонявшихся к различным концепциям, но удивительно спаянным и гармонично дополнявшим друг друга в общем коллективном всегда целенаправленном труде и Н.С. Шатский был душой этого коллектива, подлинным генератором идей, порой неожиданных и парадоксальных, но всегда увлека-

тельных и волнующих. Он был на голову выше нас по живости и остроте ума. Это было очень хорошо, потому что в научных коллективах всегда необходим подлинный лидер, но это далеко не всегда так бывает. Можно сказать, что работа этого коллектива под руководством Н.С. Шатского вписала золотые страницы в развитие советской тектонической науки<sup>1</sup>.

Вместе с Н.С. Шатским, нередко лежа на полу больших комнат его квартиры между разбросанными листами разных вариантов карты, мы часами спорили о системе условных обозначений, наносили точки глубоких скважин и линии сейсмических профилей, проводили стратонизогипсы фундамента и опорных горизонтов, просматривали последние номера журналов, из которых можно было извлечь новые тектонические данные. К концу 1951 г. работа была закончена, и в 1953 г. первая "Тектоническая карта СССР" в масштабе 1 : 4 000 000 была опубликована (1953в).

Немедленно после выхода в свет этой карты Н.С. Шатский с тем же коллективом сотрудников приступил к составлению новой более совершенной тектонической карты нашей страны со значительно более детальной системой условных обозначений. Эта новая "Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000" была опубликована к XIX сессии Международного геологического конгресса в Мексике (1956в). Н.С. Шатский на эту сессию конгресса не поехал и докладывал карту один из ближайших его учеников профессор Московского университета А.А. Богданов. На участников сессии карта произвела большое впечатление и было принято решение по методике, разработанной в СССР, составлять тектонические карты всех материков, а для этого при Комиссии по геологической карте мира, штаб-квартира которой находится в Париже, создать Подкомиссию по тектоническим картам, просить Н.С. Шатского быть ее председателем и руководить составлением Тектонической карты Европы. Там же были выбраны руководители составления тектонических карт всех других материков.

В начале 1957 г. была опубликована объяснительная записка к "Тектонической карте СССР и сопредельных стран", написанная Н.С. Шатским и А.А. Богдановым. В 1958 г. были опубликованы ее переводы на китайский язык – в Пекине и на немецкий – в Берлине. В 1957 г. несколько более краткое сообщение о новой тектонической карте СССР было опубликовано на испанском языке в Мексике и в 1959 г. на английском – в Вашингтоне.

<sup>1</sup> Косыгин Ю.А. Опыт интеллектуальной автобиографии. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 98.

За работы по составлению тектонических карт СССР Н.С. Шатский в 1958 г. был награжден Ленинской премией.

С конца 1956 г. Н.С. Шатский с увлечением начал работать над составлением Тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000, в связи с чем в 1957 г., 1958 г. и в начале 1960 г. ездил во Францию. Он успел даже подготовить статью об этой карте (Шатский, Богданов, 1961). К XXI сессии Международного геологического конгресса, которая происходила в Копенгагене в конце августа 1960 г. карта в рукописном варианте была готова и была опубликована на русском и английском языках объяснительная записка к ней.

Однако доложить ее сам Н.С. Шатский уже не мог. 1 августа 1960 г. он скончался так же стремительно, как жил. Он не болел, но рано утром на даче у него произошел инсульт, а когда прибыла вызванная скорая помощь, он был уже мертв.

Похоронен он на кладбище "Введенские горы", недалеко от могил своих родителей. 1 августа его ученики обычно собираются на его могиле, однако с каждым годом их становится все меньше и меньше.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схемы тектоники СССР // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1933. Т. XI. Вып. 4. С. 323 - 348.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С., Меннер В.В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 229 с. Прилож. Атлас "Палеогеографические схемы". 33 с.
- Архипов И.В., Шатский Н.С. О понятии "фашия" // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 78 - 82.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 168 с.
- Келлер Б.М. Н.С. Шатский и вопросы геологии верхнего докембрия // Жизнь и творчество академиков А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 16. М.: Наука, 1973. С. 156 - 168.
- Косыгин Ю.А. Опыт интеллектуальной автобиографии. Владивосток: Дальнаука, 1993. 182 с.
- Лапкин И.Ю. Открытие Восточно-Украинского нефтегазоносного бассейна сравнительно-тектоническим методом // Жизнь и творчество академиков А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 16. М.: Наука, 1973. С. 170 - 175.
- Меннер В.В., Шатский Н.С. О стратиграфии палеогена Восточного Кавказа // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1927. Т. V. Вып. 1. С. 39 - 60.
- Обручев В.А. Геологический обзор Сибири. М.: Госиздат, 1927. 360 с.
- Павлов А.П. Об изменениях географии России в юрское и меловое время // Научное слово, 1903. Кн. 2. С. 143 - 145.

- Рябухин Г.Е.* Николай Сергеевич Шатский в Восточной Сибири // Жизнь и творчество академиков А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 16. М.: Наука, 1973. С. 141 - 155.
- Соколов Б.С.* Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, 1985. Т. 1. 221 с. Т. II. 238 с.
- Старостина Э.М.* Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 107.
- Тихомиров В.В.* История и философия геологии в трудах Н.С. Шатского. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 90 - 110.
- Усов М.А.* Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края // Зап.-Сиб. геол. треста. Томск, 1936. 209 с.
- Усов М.А.* Фазы тектогенеза // Сов. геология. Т. 8. № 11. 1938. С. 9 - 21.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
- Черский И.Д.* К геологии внутренней Азии // Тр. СПб об-ва естествоиспытателей. 1886. Т. 17. Вып. 2. 76 с.
- Шанцер Е.В.* О деятельности Н.С. Шатского в Московском геологоразведочном институте // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 108 - 109.
- Шатский Н.С.* О тектонике северной части Донецкого бассейна // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1923 - 1924. Т. II. Вып. 3. С. 257 - 278.
- Шатский Н.С.* Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа. (Отчет о работах 1922 г.) // Тр. Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Тр. геологического отдела. М. 1924. С. 82 - 152.
- Шатский Н.С., Хохрякова В.А.* О возможности применения опок и трепелов в качестве адсорбентов в нефтеперерабатывающей промышленности // Нефт. хоз-во. 1926. Т. II. № 8. С. 228 - 232.
- Шатский Н.С.* Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1927. Т. V. Вып. 3 - 4. С. 321 - 369.
- Шатский Н.С.* О фациях и нефтеносности майкопских отложений юго-восточного Кавказа // Нефт. хоз-во. 1928. Т. 15. № 8. С. 160 - 172.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан) // Тр. Гос. иссл. нефт. ин-та. М.: Изд-во научн.-техн. упр. ВСНХ, 1929. Вып. 4. 284 с.
- Шатский Н.С.* К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. 1931. Т. IX. Вып. 3 - 4. С. 336 - 349.
- Шатский Н.С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1932. Т. X. Вып. 3 - 4. С. 476 - 509.
- Шатский Н.С.* О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые севера СССР. Тр. 1-ой геологоразведочной конференции Главсевморпути. 24 - 27 апр. 1935 г. Л., 1935. Т. 1. Геология. С. 149 - 168.
- Шатский Н.С.* Монография об ископаемых усонгах // Ч. Дарвин. Соч. Т. 2. М.; Л.: Биомедгиз, 1936а. С. 43 - 44.
- Шатский Н.С.* Дарвин как геолог // Ч. Дарвин. Соч. Т. 2. М.; Л.: Биомедгиз, 1936б. С. 241 - 273.
- Шатский Н.С.* Геологические наблюдения Ч. Дарвина // Ч. Дарвин. Соч. Т. 2. М.; Л.: Биомедгиз, 1936в. С. 451 - 462.
- Шатский Н.С., Давыдова Т.Н.* О мезозое северной части Буреинского каменноугольного бассейна. Вып. 2 // Тр. ВНИИ минерального сырья. 1937а. Вып. 123а. С. 3 - 46.
- Шатский Н.С.* О неокатастрофизме. (К вопросу об орогенических фазах и о природе складкообразования) // Проблемы сов. геологии. 1937б. Т. 7. № 7. С. 532 - 551.
- Шатский Н.С.* О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1937в. Т. XV. Вып. 1. С. 4 - 27.
- Шатский Н.С.* Происхождение Донецкого бассейна // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1937г. Т. XV. Вып. 4. С. 326 - 347.
- Шатский Н.С.* Двадцать лет советской геотектоники // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1937д. Т. XV. Вып. 5. С. 385 - 391.
- Шатский Н.С.* О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5 - 6. С. 737 - 767.
- Шатский Н.С.* Орогенические фазы и складчатость // Тр. XVII сес. Международн. геол. конгресса 1937 г. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1939а. С. 323 - 330.
- Шатский Н.С.* О движении и развитии земной коры // Сов. геология, 1939б. Т. 9. № 8. С. 3 - 6.
- Шатский Н.С.* К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы // Сов. геология. 1940а. Т. 10. № 10. С. 5 - 10.
- Шатский Н.С.* О синеклизах А.П. Павлова // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1940б. Т. XVIII. № 3 - 4. С. 39 - 52.
- Шатский Н.С.* Родерик Импей Мурчисон (1792 - 1871). М.: Изд-во Моск. об-ва испыт. природы. Сер. истор. 1941. № 16. 68 с.
- Шатский Н.С.* Месторождения твердых битумов (асфальты, асфальтиты, пиробитумы) и геологические условия их образования // Неметаллические ископаемые СССР. Т. 2. Базальт - боксит. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1943. С. 212 - 246.
- Шатский Н.С.* Андрей Дмитриевич Архангельский (1879 - 1940). М.: Изд-во Моск. об-ва испыт. природы. Сер. истор., 1944. № 24. С. 60.
- Шатский Н.С., Чудаков Е.А., Лупинович И.С.* Нефтяные ресурсы Второго Баку // Основные итоги работ за 1942 - 1944 гг. Комиссии по мобилизации ресурсов Среднего Поволжья и Прикамья СОПСа АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945а. С. 70 - 81.
- Шатский Н.С.* О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945б. № 4. С. 10 - 26.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала // Материалы к познанию геол. строения СССР. Вып. 2. М.: Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945в. 131 с.

- Шатский Н.С.* Развитие геологии и геологических исследований в Академии наук // Очерки по истории Академии наук. Геолого-географические науки. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945д. С. 9 - 32.
- Шатский Н.С.* Сравнительная тектоника древних платформ. 1. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946а. № 1. С. 5 - 62.
- Шатский Н.С.* Сравнительная тектоника древних платформ. 2. Большой Донбасс и система Вичита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946б. № 6. С. 57 - 90.
- Шатский Н.С.* О работах А.П. Карпинского по тектонике Восточно-Европейской (Русской) платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947а. № 1. С. 33 - 50.
- Шатский Н.С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947б. № 5. С. 37 - 56.
- Шатский Н.С.* Владимир Афанасьевич Обручев (к 85-летию со дня рождения) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948а. № 5. С. 5 - 10.
- Шатский Н.С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948б. № 5. С. 39 - 66.
- Шатский Н.С.* А.П. Карпинский как ученый (к 100-летию со дня рождения) // Сов. геология. 1948в. Сб. 28. С. 3 - 15.
- Шатский Н.С.* Настольная книга советских геологов. (Обручев В.А.) История геологического исследования Сибири. Вып. 1 - 9. 1931 - 1949 // Новый мир. 1950. № 5. С. 265 - 266.
- Шатский Н.С.* О длительности складкообразования и о фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С. 15 - 53.
- Шатский Н.С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952а. № 1. С. 17 - 32.
- Шатский Н.С.* О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952б. № 5. С. 36 - 49.
- Шатский Н.С.* Карпинский Александр Петрович. БСЭ. 2-е изд., 1953а. Т. 20. С. 248 - 250.
- Шатский Н.С.* Лайель (Ляйель) Чарлз (1797 - 1875). БСЭ. 2-е изд., 1953б. Т. 24. С. 320 - 331.
- Шатский Н.С.* Тектоническая карта СССР. Для высш. учебн. заведений. Масштаб 1 : 4000000. (Общее редактирование и руководство составлением). М.: ГУГК при СМ СССР; Институт геол. наук АН СССР, 1953в.
- Шатский Н.С.* О марганценосных формациях и о металлогении марганца. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954а. № 4. С. 3 - 37.
- Шатский Н.С.* Закономерности размещения главных полезных ископаемых в земной коре, как основа для их прогноза на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954б. 32 с.
- Шатский Н.С.* Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей // Тр. Совещания по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955а. С. 6 - 100.
- Шатский Н.С.* Сравнительная тектоника древних платформ. 5. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1955б. Т. XXX. Вып. 5. С. 5 - 26.
- Шатский Н.С.* Геологические науки в Московском обществе испытателей природы. (К 150-летию МОИП) // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1955в. Т. XXX. Вып. 5. С. 125 - 137.
- Шатский Н.С., Павловский Е.В.* Академик Владимир Афанасьевич Обручев (1863 - 1956) // Разв. и охрана недр. 1956а. № 8. С. 61 - 63.
- Шатский Н.С.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5000000 (гл. редактор). М.: Госгеолтехиздат, 1956б.
- Шатский Н.С., Богданов А.А.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
- Шатский Н.С.* Грессли Аманц (1814 - 1865). БСЭ. 2-е изд., 1958а. Т. 51. С. 87 - 88.
- Шатский Н.С.* Грессли Аманц (1814 - 1865) // Биографический словарь деятелей естествознания и техники. М., 1958б. Т. 1. С. 262 - 263.
- Шатский Н.С.* Карпинский Александр Петрович // Биографический словарь деятелей естествознания и техники. М., 1958в. Т. 1. С. 399 - 401.
- Шатский Н.С.* Лайель Чарлз (1797 - 1875) // Биографический словарь деятелей естествознания и техники. М., 1958в. Т. 1. С. 485 - 486.
- Шатский Н.С.* О научных работах М.С. Швецова // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1958г. С. 5 - 8.
- Шатский Н.С.* Основные направления исследований по проблеме "Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их поисков по территории СССР" // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958д. Т. 1. С. 3 - 32.
- Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960а. С. 5 - 15.
- Шатский Н.С.* Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960б. № 5. С. 3 - 23.
- Шатский Н.С.* Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960в. № 11. С. 9 - 18.
- Шатский Н.С., Богданов А.А.* О международной тектонической карте Европы в масштабе 1 : 2500000 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 3 - 24.
- Шатский Н.С.* О прогибах Донецкого типа. Изб. труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 544 - 553.
- Шатский Н.С.* Фашии и формации (Грессли и его учение о фашиях) // Изб. труды. Т. 4. М.: Наука, 1965. С. 219 - 232.
- Шатский Н.С.* О роли академика А.А. Борисяка в развитии русской геологии // Ученые Геологического комитета. (Очерки по истории геологических знаний. Вып. 13). М.: Наука, 1971. С. 8 - 17.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.24

## УЧЕНИЕ О ПЛАТФОРМАХ Н. С. ШАТСКОГО И СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ

© 1995 г. Ю. Г. Леонов

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 13.06.95 г.

Рассматриваются разные направления исследований Н.С. Шатского в области фактически созданного им учения о платформах: региональная тектоника; структурные элементы платформ; сравнительный тектонический анализ; явления унаследованности в системе фундамент–чехол; поперечные краевые структуры, авлакогены; учение о формациях; тектонические фазы, критика неокатастрофизма; критика мобилизма. В итоге краткого анализа этих направлений с точки зрения интересов и возможностей геологии сегодняшнего дня предложен перечень современных приоритетных направлений изучения платформ, заметно отличающихся от приоритетов во времена Н.С. Шатского.

**Ключевые слова.** Тектоника, внутриплитная тектоника, платформы, фундамент, чехол, авлакогены, формации, рифт, осадочные бассейны.

За 30 лет после Н.С. Шатского тектоника, как и вся геология, шагнула далеко вперед и кое-что в геологии 40 - 50-х годов – времени максимальных творческих успехов Н.С. Шатского – может показаться сейчас даже несколько наивным. Вспомним общий уровень геологии и степень региональной изученности тех лет. Глубокое бурение на платформах только начиналось. Оно привело к сенсационным открытиям, но это были точечные данные. Северо-Восток представлял собой чуть ли не сплошное белое пятно на геологических картах. Слабо исследованными оставались многие другие районы азиатской части страны. Практически ничего не было известно о шельфах и ложе океана. Требовалось много таланта, чтобы на базе имевшегося тогда материала создавать концепции, выдержавшие испытание временем.

Но современная тектоника закладывалась именно в те годы. Без преувеличения можно утверждать, что ее отсчет начинается прежде всего с Н.С. Шатского, особенно в том, что касается разработки главных аспектов теории тектоники платформ или даже в более широком плане – учения о платформах. Н.С. Шатский был родоначальником многого из того, что лежит в основе современных представлений и продолжает совершенствоваться в настоящее время. Если искать аналогии, то его роль в становлении отечественной тектонической школы соизмерима с ролью в тектонике Г. Штилле – современника Н.С. Шатского и также величины первого порядка (при этом они были учеными различного склада, и взгляды Г. Штилле подвергались жесткой критике со стороны Н.С. Шатского).

В данной статье рассматриваются главные направления исследований Н.С. Шатского в области тектоники платформ, которые объединены в следующие группы: 1) региональная тектоника платформ; 2) структурные элементы платформ; 3) сравнительный тектонический анализ; 4) явления унаследованности в системе фундамент–чехол; 5) поперечные краевые структуры, авлакогены; 6) формации; 7) тектонические фазы, критика “неокатастрофизма”; 8) отношение к мобилизму.

Акцент при этом сделан не на пересказе научного наследия Н.С. Шатского – для этого проще обратиться к его собственным работам, а на попытке взглянуть на разрабатывавшиеся им проблемы с позиций геологии сегодняшнего дня. Такой взгляд, кроме иллюстрации темпов развития науки, позволяет оттенить приоритетные современные задачи изучения платформ, отделив их от тех направлений, которые как предмет фундаментальных теоретических интересов себя исчерпали.

В приведенный выше перечень сознательно не включены тектонические карты – очень важная область интересов Н.С. Шатского, заслуживающая отдельного анализа.

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ

Здесь нет места для анализа собственно региональных вопросов. Но для того, чтобы понять истоки особого интереса Н.С. Шатского к определенным сторонам платформенной тектоники и, прежде всего, к строению и роли поперечных краевых структур и авлакогенов, а также классификации платформенных структур, следует

учесть, что его “любимыми” платформами были древние Восточно-Европейская и Северо-Американская. По первой им был создан ряд региональных сводок (Шатский, 1937а, 1937б, 1940, 1945б, 1946в; и др.), та и другая вместе служили постоянным источником материала для совершенствования терминологии платформенных структур и теоретических обобщений на базе сравнительного анализа (Шатский, 1945а, 1946а; и др.).

К другим платформам Н.С. Шатский обращался реже и главным образом с целью дополнительного подтверждения выводов, сделанных на материале двух указанных выше платформ. Все же в 1932 г. им была опубликована работа “Основные черты тектоники Сибирской платформы” (Шатский, 1932), представляющая обобщение по Сибирской платформе – первое после трудов В.А. Обручева, но базирующееся еще на очень фрагментарных данных. Несмотря на постоянное внимание к древним платформам, к Сибирской платформе Н.С. Шатский с тех пор больше не обращался, если не считать работы над тектоническими картами.

Что касается эпипалеозойских платформ, то в круг интересов Н.С. Шатского они, а точнее – Западная Сибирь и Казахстан, попали главным образом как объекты для исследования проблемы унаследованности структур чехла от тектоники основания.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТФОРМ

Н.С. Шатским рассмотрены вопросы терминологии, определения и классификации структур древних платформ. Для упорядочения терминологии им была намечена иерархическая система понятий (Шатский, 1945б, 1947), которая с вариациями и дополнениями используется до настоящего времени.

Наибольший интерес представляют, естественно, не терминологические нюансы, а представления об особенностях тектонического режима и роль в платформенной тектонике основных групп структур, и прежде всего, структур наиболее крупного ранга: во-первых, щитов и плит, во-вторых, антеклиз и синеклиз.

Н.С. Шатский подчеркивал, и этот акцент, по-видимому, не утратил актуальности и в наше время, принципиальное различие между щитами и антеклизами. По его мнению, щиты представляют самостоятельные тектонические формы древних платформ (кратонов), а не просто “макушки” поднятий типа антеклиз; для них характерно устойчивое, хотя и не обязательно непрерывное, воздымание в постоянных границах, т.е. постоянство очертаний. По мнению Н.С. Шатского, суммарная эрозия щитов, несмотря на устойчивую тенденцию к поднятию, на платформенном этапе невелика и оценивается величиной не более

первых километров; исключение представляют некоторые щиты (им указаны Анабарский щит и поднятие Льяно на Северо-Американской платформе), где мощность толщи пород, уничтоженных эрозией, оценивается в несколько километров.

О тектоническом режиме щитов на платформенной стадии во времена Н.С. Шатского знали мало. Объясняется это отсутствием методов расшифровки истории горных пород в областях перманентного и обширного по площади поднятия, когда нельзя с успехом прибегнуть к экстраполяции и интерполяции разрезов по их периферии. Последнее слово в этом вопросе далеко не сказано и сейчас, но некоторые исследования (например, по Балтийскому щиту) (Гарбар и др., 1991) дают основания думать, что щиты (или некоторые из них?) представляют структуры не только устойчиво воздымающиеся, но и в других отношениях тектонически более активные, чем обычно считалось, с относительно сложной геологической историей. Очевидно, можно рассчитывать на получение в ближайшие годы принципиально решения вопроса о тектоническом режиме, истории и глубине эрозии щитов, главным образом благодаря развитию различных термобарометрических, изотопно-геохимических, кристаллохимических методов реконструкции траекторий R/T для пород и минералов, в том числе для условий низкотемпературного метаморфизма. Такого типа работы, правда, по большей части не для щитов, а для поднятий в пределах подвижных поясов, все больше появляются в литературе. Данная проблема геодинамики щитов древних платформ, при Н.С. Шатском в таком ракурсе не возникавшая, сейчас приобретает приоритетное значение. Ее можно, по-видимому, сформулировать следующим образом: насколько тектонически активна кора (литосфера) щитов, и если активна, то является ли это их неотъемлемым – имманентным свойством, или проявляется не всегда, а лишь при определенных формах тектонической активизации щитов (попадание в сферу действия горячей точки, плюма? или, например, влияние со стороны соседних подвижных поясов, как это – с большой осторожностью – можно предположить для системы Балтийский щит – Скандинавские каледониды в рифее – раннем - среднем палеозое?). От ответа на эти вопросы зависит понимание геодинамики щитов и, вероятно, их подразделение по особенностям геодинамического режима на различные типы. При этом не исключено, что некоторые из них (Анабарский щит?) по этим характеристикам окажутся близки антеклизам.

Что касается антеклиз и синеклиз, то в этой паре активная роль принадлежит, по мнению Н.С. Шатского, синеклизам, антеклизы же представляют собой остаточные образования. Это заключение, базировавшееся преимущественно на форме тех или других в плане и в общем-то

интуитивное, не нуждается в пересмотре. Геологические данные (бурение), особенности строения коры (в первую очередь, строение коры в отраженных волнах), а также всевозможные модельные построения указывают на активность большинства процессов именно в синеклизах или осадочных бассейнах, как их теперь чаще называют. В этом смысле синеклизы, особенно глубокие, возможно, аналогичны тектонически активным щитам, но с противоположной направленностью движений. Антеклизы же, как участки коры с небольшим размахом вертикальных движений, действительно могут рассматриваться как структуры относительно нейтральные.

Здесь уместно упомянуть еще об одной категории платформенных структур – сорванных чехлах, которые, как теперь ясно, существуют, но к которым – на примере Юрских гор – Н.С. Шатский относился настороженно, не отрицая вместе с тем явления дисгармонии, в том числе и в чехле Юры, но при условии, что разделенные горизонтом дисгармонии (в Юре – соленосной толщей триаса) толщи чехла остаются в принципе на месте (Шатский, 1950). Здесь несомненно сказалось отрицательное отношение Н.С. Шатского к тектоническим покровам вообще, реальность которых он ставил под сомнение даже в таких классических областях покровной тектоники, как Альпы и Аппалачи (Шатский, 1954).

### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Сравнительный анализ – метод, применяемый во всех естественно-научных дисциплинах, имеющих дело с природными объектами. В тектонике он применялся и до работ Н.С. Шатского. Последний сам перечислил своих предшественников: это М. Бертран, Э. Зюсс, В. Ван дер Грахт, Г. Штилле, В. Бейли, П. Фурмарье, Д.Н. Соболев, А.Д. Архангельский; этот перечень можно было бы расширить. Но в то же время с полным основанием можно сказать, что в виде ясно сформулированного метода он был введен в тектонику именно Н.С. Шатским. После его работ сравнительный анализ превратился в надежный и осознанно применяемый инструмент тектонических исследований. Преимущество сравнительного метода Н.С. Шатский пояснил следующими словами: “Геолог... подобен... биологу, открывающему сравнительным методом такие признаки... организмов, которые ускользали от его глаза при обычной чисто описательной систематике” (Шатский, 1947).

Последовательное использование сравнительного метода позволило Н.С. Шатскому сделать, например, такие крупные обобщения, как выявление общих закономерностей развития древних платформ на основе сравнения Восточ-

но-Европейской и Северо-Американской платформ, развитие представлений о поперечных и краевых структурах типа Большого Донбасса и Вичита, а позднее также об авлакогенах; сравнительный анализ был важной компонентой в созданном Н.П. Херасковым и Н.С. Шатским учении о формациях, в разработке принципов составления тектонических карт.

В качестве примера более конкретного использования метода показателен вывод о наличии верхнедокембрийских пород в основании чехла Русской плиты в районе Серпухова, сделанный в 1940 г., еще до бурения (Шатский, 1940). Обнаруженная здесь по сейсмическим данным большая мощность осадочной толщи (4 - 4.5 км) рядом авторов интерпретировалась как нижний палеозой. Н.С. Шатский, исходя из двух предпосылок: а) известных в то время тенденций развития Восточно-Европейской платформы, делающих маловероятным наличие в ее центре мощных нижнепалеозойских отложений, и б) аналогии с докембрием Индостана, высказал предположение о присутствии здесь “верхнедокембрийских немтаморфизованных образований, зажатых в крупных грабенах” (с. 283). Как мы знаем, это предположение подтвердилось.

Сравнительный анализ быстро превратился в действенный инструмент в исследованиях отечественной тектонической школы. Он определил успех многих крупных обобщений, среди которых выделяются работы по выявлению стадийности и других закономерностей развития подвижных (складчатых) поясов и становления континентальной коры, а также тесно связанное с предыдущим составление тектонических карт – от первой Тектонической карты СССР и сопредельных стран под редакцией Н.С. Шатского (Тектоническая карта, 1956) до Тектонической карты Северной Евразии под редакцией А.В. Пейве (Пейве и др., 1976). Сказанное известно, и об этом, возможно, не стоило вспоминать, если бы не одно обстоятельство. Складывается впечатление, что в последние годы в геотектонике интерес к обобщениям на базе сравнительного анализа уменьшился, во всяком случае в сфере изучения тектоники платформ. Между тем, имеющийся материал по строению осадочных чехлов, фундамента и коры всех континентальных платформ позволяет внести существенные уточнения в представления о закономерностях платформенного и внутриплитного тектогенеза, что может быть сделано только на базе сравнительного исследования, позволяющего выявлять устойчивые связи между различными характеристиками и явлениями.

## ЯВЛЕНИЯ УНАСЛЕДОВАННОСТИ В СИСТЕМЕ ФУНДАМЕНТ–ЧЕХОЛ

Касаясь проблемы унаследованности, Н.С. Шатский подчеркивал разницу между древними и молодыми платформами (Шатский, 1947, 1951). Суть ее сводится к следующему. На древних платформах тектонические структуры осадочного чехла по большей части (“в огромном большинстве случаев”) не связаны со структурами кристаллического основания, иными словами унаследованность отсутствует. (При этом унаследованное развитие структур **внутри** самого чехла – явление, по Н.С. Шатскому, обычное и даже типичное: например, положение додевонского Пачелмского прогиба позже наследуется синеклизой того же простирания, и т.д.) Напротив, для молодых платформ, рассмотренных на примере Западной Сибири и Центрального Казахстана, характерна отчетливая структурная унаследованность, которая сказывается как в простирании, так и в местонахождении положительных и отрицательных форм. При этом особенно ярко эти постумные дислокации проявляются в нижнем этаже эпилеозойского осадочного чехла (в отложениях триаса - средней юры). Выделение Н.С. Шатским данного этапа – прообраз переходного комплекса молодых платформ, представление о котором позже было развито в работах Н.А. Крылова и других авторов.

Представления Н.С. Шатского о различии древних и молодых платформ с точки зрения развития явлений унаследованности в какой-то мере справедливы, но только как первое приближение. Вообще же они нуждаются в ревизии. Фундамент древних платформ, безусловно, не столь гомогенен и пассивен, как представлялось раньше, когда сведения о строении фундамента даже на щитах были скудные, а закрытые площади вообще представляли собой в этом отношении белое пятно. Современные данные показывают, что общий структурный план Восточно-Европейской платформы сильнейшим образом определяется строением фундамента. Не развивая здесь эту тему подробнее, отмечу, что наиболее ярким выражением этой зависимости служит приуроченность палеорифтов (авлакогенов) платформы к крупным тектоническим швам и протерозойским подвижным поясам, выделяющимся в структуре кристаллического фундамента (например, Дедеев и др., 1973). То, что структуры фундамента не утратили способность к реактивизации и фундамент в целом не превратился в гомогенную изотропную массу, доказывают также наблюдения Д.С. Зыкова и М.Г. Леонова над неотектоническими и современными признаками активности раннедокембрийских структур на территории Карелии (Зыков, 1991, а также устное сообщение). Эти и подобные им феномены могут, по-видимо-

му, объясняться двояко: во-первых, как активизация (реактивизация) структурного каркаса в поле современных напряжений и, во-вторых, как деформация за счет высвобождения внутренней энергии в структурно и вещественно гетерогенной толще при разного рода внешних воздействиях на нее (изменение напряженного состояния, вариации условий РТ и пр.) (Геншафт, 1995).

Как бы то ни было, проблема деформации и других процессов в фундаменте древних платформ (кратонов) и их отражения в чехле представляется весьма актуальной на современном этапе изучения платформ. Думается, что по мере накопления материала традиционный тезис о склеротичности фундамента древних платформ все в большей степени будет терять свой буквальный смысл.

## ПОПЕРЕЧНЫЕ КРАЕВЫЕ СТРУКТУРЫ. АВЛАКОГЕНЫ

Тема поперечных краевых структур и желобообразных прогибов на платформах была одной из центральных в работах Н.С. Шатского (Шатский, 1945а, 1946а, 1955). Ее разработка в итоге в 1960 г. привела к концепции авлакогенов (Шатский, 1964), открывшей новую весьма важную страницу в изучении платформ. При всем морфологическом разнообразии поперечных структур они, по Н.С. Шатскому, характеризуются следующими общими чертами: приуроченность к входящим углам платформ, платформенными формациями, безусловной принадлежностью к платформенным структурам. Н.С. Шатский, например, подчеркивал, что Донбасс – это внутриплатформенная зона, а не варисская геосинклиналь, выклинивающаяся к западу. Он считал, что выявление желобообразных прогибов (авлакогенов) на Русской плите (Пачелмского, Крестцовского, Казанско-Сергеевского), в дополнение к уже известному Донбассу, принадлежит к числу наиболее значительных открытий отечественной геологии тех лет. Он также, с полным на то основанием, полагал, что эти структуры, аналоги которых отмечены им и на других платформах, следует рассматривать как “основные структуры плиты, а может быть вообще – одни из основных структур земной коры, начиная с рифея” (Шатский, 1964).

В литературе данная тема освещена полно, и нет необходимости повторяться. Но на одном ее аспекте остановиться целесообразно.

Н.С. Шатским выделены две главные группы авлакогенов, составляющие, по его мнению, основу любой дальнейшей, более детальной классификации: а) простые (Пачелмский, Крестцовский и др.); б) сложные (Большой Донбасс, Вичита, Светлокшисские горы). Отличительной чертой сложных авлакогенов является то, что они состоят

из совокупности структур – прогибов, поднятий и, что следует подчеркнуть особо, складчатых систем. С точки зрения морфологии структур такое деление не встречает возражений. Однако возникает вопрос, в какой мере эти две группы авлакогенов могут рассматриваться как изначально–генетически противоположные категории структур. Имеют ли различия между ними и, прежде всего, наличие деформации в группе сложных авлакогенов, детерминированный, как сказали бы сейчас, смысл? Или же это – явление наложенное, не связанное с природой (исходным процессом возникновения) авлакогенов?

Присутствие складчатых систем в сложных авлакогенах, как характерную черту последних, Н.С. Шатский отметил, но не высказался относительно возможных причин их возникновения. В настоящее время представляется более естественным связывать деформацию толщи осадочных пород в авлакогенах не с изначально заданными особенностями определенной их категории, а с меняющейся геодинамической обстановкой в соответствующей части платформы или литосферной плиты, а именно со сменой режима растяжения (в эпоху формирования рифта) на режим сжатия или транспрессии (в эпоху деформации). Приуроченность внутриплитных деформаций к авлакогенам, как к зонам уже существующих нарушений коры, понятна. Кроме того, деформация реализуется здесь наиболее ярко благодаря наличию мощных толщ осадочных пород, выполняющих авлакогены, которые сминаются и инверсируют с образованием морфологически выраженного складчатого сооружения. Во время таких эпизодов сжатия могут активизироваться разрывы, развивавшиеся на рифтовой стадии, но теперь с обратной кинематикой: взбросы вместо сбросов. По такой схеме шло, по-видимому, развитие многих структур из категории сложных авлакогенов Н.С. Шатского как на Восточно-Европейской, так и на других платформах. Если всего этого не происходит и рифт (авлакоген) не попадает в зону сжатия (транспрессии) и деформации, то кора и осадочная толща остаются в нем недеформированными (неинверсированными), и он попадает или, правильнее сказать, остается в категории простых авлакогенов. Таким образом, деление авлакогенов на простые и сложные отражает, скорее всего, суммарный конечный результат, зависящий от геодинамической истории платформы.

Следует пояснить, как здесь понимается соотношение терминов авлакоген и рифт. Они рассматриваются как синонимы с точки зрения механизма и геодинамических условий образования этих структур. Конфигурация, размер и возраст не играют при этом решающей роли. Различия же между ними, допускающие раздельное применение терминов, определяются их положением в

современной структуре земной коры: рифт – структура на поверхности, не перекрытая осадками; авлакоген – это в целом погребенный платформенный рифт, “законсервированный” в строении осадочного чехла. Дополнительной характеристикой авлакогенов, но, по-видимому, только крупных – начиная с каких-то характерных размеров, является то, что они долгое время оказывают влияние на ход развития структуры платформы и формирование осадочного чехла – например, известная закономерность формирования платформенных впадин и синеклиз над авлакогенами (рифтами).

## ФОРМАЦИОННЫЙ МЕТОД (УЧЕНИЕ О ФОРМАЦИЯХ)

Н.С. Шатский, вместе с рядом других ученых и в первую очередь с Н.П. Херасковым (Херасков, 1967), является одним из основоположников формационного метода или учения о формациях, в сильной мере отразившегося на исследованиях в области геотектоники, литологии, металлогении. Известны его работы, в которых сформулированы суть и главные задачи метода, а также работы по фосфоритоносным и марганцевоносным формациям (Шатский, 1955б, 1960, 1965а, 1965б, 1965в). Формациям посвящена огромная литература, в том числе и полемика по разным аспектам формационного учения. Главное достижение формационного метода в геотектонике – это, по-видимому, выявление вертикальных и горизонтальных рядов формаций, позволившее установить закономерности развития, иными словами создать модели главных тектонических элементов и общей направленности эволюции земной коры.

В данном разделе рассмотрены взгляды Н.С. Шатского по двум вопросам, имеющим непосредственное отношение к тектонике платформ и формациям платформенного ряда: а) соотношение платформенных и геосинклинальных формаций и б) первичные и вторичные образования в платформенных формациях. В связи с первым из них представляется целесообразным коснуться также общих представлений о разграничении платформ и геосинклиналей.

Н.С. Шатский в целом достаточно жестко проводил деление формаций на геосинклинальные и платформенные. (Хотя в его работах и можно найти пару высказываний не вполне, как мне кажется, согласующихся с таким категорическим делением. Так, в статье “О закономерностях размещения рудных месторождений в платформенных областях” (Шатский, 1965б) отмечено, что “многие типы платформенных месторождений свойственны не только платформенным, но и геосинклинальным областям” (с. 185), и объясняется это тем, что в геосинклинальных складчатых

областях имеются формации платформенного характера.)

Указанный подход находился в соответствии с представлениями, принятыми в рамках геосинклинальной теории большинством исследователей, когда, во-первых, геосинклинальные пояса отождествлялись с поясами деформации (“геосинклинальной складчатости”), т.е. использовался принцип детерминированного развития (согласно которому геосинклинальное развитие с неизбежностью ведет к заключительной складчатости), а на практике вообще выделялись прежде всего по наличию складчатости; во-вторых, имело место чуть ли не мистическое противопоставление платформ и геосинклиналей, платформенного и геосинклинального типов движений, и естественно – платформенных и геосинклинальных формаций. Соответственно, большое значение придавалось разграничению на площади платформ и геосинклинальных поясов, иллюстрацией чего служит долгая и на сегодняшний взгляд, как мне кажется, беспредметная дискуссия о тектонической природе (в рамках этой альтернативы: геосинклиналь – платформа) и границах Донбасса. Задачу тектоники в проблеме Донбасса Н.С. Шатский также видел “прежде всего в выяснении естественных тектонических границ этой структуры” (Шатский, 1946а), имея в виду именно место перехода от геосинклинали к платформе.

Сейчас мы знаем, что в строении складчатых поясов участвуют не только тектонические элементы и формации “геосинклинального” ряда (в прежних терминах), но гораздо более широкий круг тектонических единиц, включая и океаническую кору, и фрагменты коры платформенного типа, чаще в виде террейнов, и краевые участки платформ, на которые распространилась деформация. В связи с этим введено понятие “фронт деформации”, который в общем случае не совпадает с границами подвижного пояса. Принцип детерминированности в прямом смысле оказывается, по-видимому, несостоятельным. Деформация не предопределяется историей (“геосинклинальным прогибанием”), а зависит от меняющейся геодинамической обстановки. При наличии сил соответствующей величины деформацию может испытывать любой участок земной коры. О детерминированности можно говорить лишь в том смысле, что характер деформации зависит от механических свойств коры, т.е. в том числе и от свойств накопившихся до эпохи деформации толщ пород.

Поэтому в настоящее время разграничение платформ и геосинклиналией (не говоря о том, что отношение к самому этому понятию радикальным образом изменилось) и, соответственно, платформенных и геосинклинальных формаций требует несколько большей осторожности. Бе-

зусловного деления формаций на эти две группы, по-видимому, быть не может. Однотипные формации, особенно если их сильно дробить, могут встречаться и на платформах и вне их.

В нескольких работах Н.С. Шатский рассмотрел закономерности формирования и формационной принадлежности рудных концентраций на платформах (Шатский, 1955а, 1965б, 1965в). В свете рассматриваемых проблем интерес представляют так называемые вторичные рудные концентрации, формирование которых может быть связано с рудоносными флюидами и которые, как следствие этого, подчиняются другим закономерностям, нежели “формации первичных концентраций”. В этой связи отмечу два момента, подчеркнутые Н.С. Шатским (Шатский, 1965б). Во-первых, платформенные (т.е. возникающие в платформенную стадию) рудные месторождения сосредотачиваются не только в осадочном чехле, но и в фундаменте. Во-вторых, на примере ассоциации (Pb, Zn, Cu) в породах поднятий Озарк и Каннаки Северо-Американской платформы было показано, что руды одного и того же месторождения могут быть приурочены к различным стратиграфическим уровням и формациям, т.е. связаны не с формациями, а с определенными структурными элементами и определяются процессами, воздействующими на всю осадочную оболочку. Эти наблюдения показывают, что далеко не все закономерности рудообразования должны рассматриваться в формационном контексте. Кроме того, они перекликаются с современными – относительно новыми и перспективными тенденциями в изучении осадочных чехлов (осадочных бассейнов), как постоянно эволюционирующих (динамических) структур, находящихся под влиянием разнообразных процессов, охватывающих всю кору.

В настоящее время формационный анализ, как направление теоретической геологии, себя в основном исчерпал. Основные выводы в этой области, имевшие большое значение на предыдущем этапе изучения платформ, сделаны. Их можно детализировать и совершенствовать, но вряд ли на этом пути следует рассчитывать на что-то принципиально новое. На первое место теперь выходит актуальная мультидисциплинарная проблема изучения и типизации осадочных бассейнов. В ее рамках осадочные бассейны рассматриваются как системы, включающие не только осадочную оболочку, но и нижележащие объемы литосферы. Это – динамические, в том числе флюидо-гидродинамические системы, развитие которых не заканчивается накоплением осадков, но продолжается постоянно, также и после седиментации, и включает процессы не только в самой осадочной толще, но также весь спектр их взаимодействия с процессами в консолидированном фундаменте и более глубоких горизонтах литосферы. Сюда относятся: вторичное – эпигенетическое в

широком смысле преобразование пород; метаморфизм на всех уровнях коры и осадочной оболочки; элизионные и инфильтрационные явления; перераспределение вещества и его концентрация в виде рудных и иных скоплений; циркуляция флюидов. Это направление требует более тонких методов исследования, чем формационный анализ – геодинамических, литологических, геохимических, математического моделирования.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ, КРИТИКА НЕОКАТАСТРОФИЗМА. КРИТИКА МОБИЛИЗМА

Отношение Н.С. Шатского к некоторым концептуальным проблемам геотектоники, которые собственно “платформенную тектонику” затрагивают, может быть, и не в первую очередь, интересно прежде всего в методологическом аспекте.

Концепция тектонических фаз (орогенических фаз, фаз складчатости) связана с проблемами тектоники платформ в двух вопросах: а) наличие (или отсутствие) тектонических импульсов, общих (одновременных) для разных платформ, а также общих для платформ и подвижных поясов; б) как следствие предыдущего – ответ на принципиально важный для понимания причин и механизмов глобального тектогенеза, в том числе для концепции тектоники плит, вопрос о наличии (или отсутствии) глобального ритма движений или эпизодических глобальных импульсов.

Отрицательное отношение Н.С. Шатского к представлениям Г. Штилле о фазах, которое он называл неокатастрофизмом, общеизвестно (Шатский, 1951; и др.). По его мнению, фаз движений особого типа (складчатости, орогенических) не существует; имеют место эпохи усиления движений и деформации, но они только региональны, общих же – глобальных эпох (фаз) не существует. Следует заметить, что для отдельных районов (Юго-Восточный Кавказ и др.) этот вопрос был Н.С. Шатским проанализирован, но он не рассматривал материала в глобальном масштабе, в связи с чем его вывод об отсутствии глобальных фаз был преимущественно умозрительным.

Дискуссия о фазах продолжается до сих пор. Представляется, однако, что камнем преткновения является, с одной стороны, слишком прямолинейная поддержка, с другой стороны – не менее прямолинейное опровержение формулировок Г. Штилле. Если взглянуть на проблему менее буквально, понимая под фазами, во-первых, эпохи усиления тектонических движений, которые могут принимать различные формы (их, как сказано выше, в региональном масштабе признавал и Н.С. Шатский), и, во-вторых, не вкладывать в определение фаз априорного представления об

их длительности, то, по-видимому, нельзя отрицать существование синхронных глобальных тектонических событий. Этот вопрос как в принципиальной форме, так и на конкретном материале сравнительно недавно был рассмотрен в работах Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина (Проблемы..., 1980), где показано, что синхронное проявление активного тектогенеза выявляется на разных платформах и в подвижных поясах, свидетельствуя о глобальности тектонических событий в некоторых интервалах геологической истории. Можно привести и другие работы, в которых вопросам синхронного проявления активного тектогенеза на разных платформах и литосферных плитах придается большое значение (Хаин, Сеславинский, 1994; Klein, 1991). В систему взглядов Н.С. Шатского эти данные не укладываются.

Как в случае с фазами и неокатастрофизмом, Н.С. Шатский неоднократно и безоговорочно высказывался против идей мобилизма, подчеркивая несостоятельность взглядов А. Вегенера, их несоответствие данным о строении и развитии коры (Шатский, 1946б). В свете современных взглядов такая позиция, естественно, не выглядит прогрессивной. Однако надо иметь в виду и то, что на уровне знаний середины века гипотеза Вегенера была привлекательным, но умозрительным построением. К тому же давно оставлен и вариант скольжения сiala по симатическому слою, против чего возражал Н.С. Шатский.

Сказанное выше подводит к следующему рассуждению. С одной стороны, Н.С. Шатский – ученый высшего уровня, создавший новые направления в науке и сформировавший ярко выраженную научную школу, с другой стороны – он же противник целого ряда перспективных, как показало время, концепций, позже ставших базовыми положениями современной геотектоники: мобилизма, тектонических фаз, покровной (шарьяжной) тектоники, позже послужившей основой для концепции расслоенности земной коры. Основываясь только на изучении литературного наследия Н.С. Шатского, причину этого можно увидеть в том, что он принадлежал к типу ученых, которые в своих исследованиях придерживаются преимущественно индуктивного метода, идя от частного к общему, от фактов к идее. При этом фактов уже на стадии формулирования идеи должно быть достаточно для ее подтверждения. От таких ученых, при достаточном размере их таланта, остается много конструктивного в науке, независимо от того, правы они или нет оказались в итоге в концептуальном смысле. Н.С. Шатский и его отношение к мобилизму – блестящий тому пример. Представитель противоположного типа ученых – А. Вегенер, во всяком случае в том, что касается концепции дрейфа материков. В этом случае идея, концепция создается на базе недостаточного для полного ее подтверждения материала, во

многим интуитивно. Если интуиция не подводит, то идея входит в фонд науки, нередко совершая в ней переворот. В противном случае и идея, и имя автора забываются.

Из вышесказанного следует еще один – назидательный вывод. В каждый момент времени в науке существует конструктивная – базовая часть. В ее рамках теории, обобщения основываются на фактическом материале и в принципе могут быть доказаны или опровергнуты. И существует некая мировоззренческая “надстройка” в виде концепций, предложений, идей, которые принимаются или отвергаются интуитивно – на основании общих соображений, склонности ученого и пр. Примером служит мобилизм во времена Н.С. Шатского. По мере развития науки размеры познаний области расширяются и граница между базовой и мировоззренческой сферами смещается. Поэтому конкретные заслуги, величина ученого не должны оцениваться в зависимости от его взглядов в этой мировоззренческой сфере, которые без ущерба для науки могут быть – с точки зрения будущего – сколь угодно передовыми или консервативными. Это может продолжаться, правда, лишь до определенного момента. Как только та или другая проблема переходит из мировоззренческой сферы в конструктивную, позиция ученого тормозит или ускоряет ее решение.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРИОРИТЕТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛАТФОРМ

Круг интересов Н.С. Шатского, отраженный в перечне, помещенном во вступительном разделе статьи, соответствует приоритетным направлениям того времени в сфере изучения тектоники платформ. Некоторые из этих направлений, как например учение о формациях, долгое время занимавшее одно из центральных мест в геотектонике и других геологических дисциплинах, отошли сейчас на второй план, другие превратились в систематически используемые методы исследования (сравнительный тектонический анализ), третьи продолжают разрабатываться (вопросы унаследованности, роль авлакогенов и пр.), хотя и не во всех аспектах именно так, как подходил к их решению Н.С. Шатский (например, вопросы унаследованности). В целом же приоритеты за 30 - 40 лет, как и следовало ожидать, изменились, и в настоящее время аналогичный перечень представляется иначе. Он приведен ниже. С полной непогрешностью такой перечень составить трудно. Вероятно каждый исследователь сможет в какой-то мере подкорректировать и дополнить его. Но, думаю, что в основе своей он адекватно отражает сегодняшние, и на некоторую перспективу, приоритетные направления в изучении тектоники платформ. Порядок пунктов в нижеприведенном спи-

ске не увязан строго с их значимостью, хотя приблизительно в этом порядке я бы, возможно не без субъективности, расставил приоритеты.

– Динамика осадочных бассейнов (в широком смысле, понимая проблему так, как она была охарактеризована выше – в разделе “Формационный анализ”).

– Особенности строения и тектонические процессы в разных слоях коры, фундамента и чехла для разных структурных элементов платформ; взаимодействие и взаимообусловленность процессов на разных глубинных уровнях. Акценты приходятся при этом на а) тектонику нижней–средней коры, б) подвижность фундамента и ее отражение в чехле; в) деформацию и метаморфизм пород чехла.

– Вещество: источники, перераспределение и концентрация вещества в ходе седиментогенеза и эпигенеза; гидротермальная деятельность, рудообразование, формирование углеводородов. Эта проблема теснейшим образом переплетается с двумя предыдущими.

– Современные и древние напряжения, их использование для реконструкции геодинамической обстановки.

– Тектоническая история и геодинамика щитов.

– Геодинамическое взаимодействие платформ с подвижными поясами и с общей кинематикой в системе литосферных плит.

– Рифтогенез: глубинное строение, механизмы формирования рифтов, причины рифтогенеза и связь с процессами глобального масштаба.

И, наконец, последнее соображение. Несмотря на свою специфику, платформы представляют не обособленные образования, а являются частями литосферных плит, тесно связанными в геодинамическом и геокинематическом отношениях с поведением плиты в целом. Поэтому многие стороны платформенной тектоники легче понять, изучая их не изолированно, а в более широком контексте внутриплитной тектоники.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гарбар Д.И., Трофимов О.В. Геодинамический анализ развития Балтийского щита // Сов. геология. 1990. № 10. С. 56 - 62.
- Геншафт Ю.С. Физико-механическая природа тектонической мобильности литосферы платформ // Геотектоника. 1996. В печати.
- Дедеев В.А., Берковский А.Н., Запольнов А.К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 21 - 29.
- Зыков Д.С. Проявление позднеголоценовых тектонических движений в Центральной Карелии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 5. С. 72 - 75.

Пейве А.В., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты Азии) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6 - 23.

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. Тр. ГИН. Вып. 340. 1980. М.: Наука, 218 с.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1 : 5 000 000. ГИН, ВСЕГЕИ. Гл. ред. Н.С. Шатский. М.: Госгеолтехиздат, 1956.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 40 - 63.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. тр. М.: Наука, 1967. 404 с.

Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол. 1932. Т. 10. № 3 - 4. С. 3 - 34 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 195 - 228)\*.

Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол. 1937а. Т. 15. № 1. С. 4 - 27 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 229 - 250).

Шатский Н.С. Происхождение Донецкого бассейна // Бюл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. геол. 1937б. Т. 15. № 4. С. 3 - 21 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 251 - 270).

Шатский Н.С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы // Сов. геология. 1940. № 10. С. 5 - 10 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 278 - 283).

Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945а. № 4. С. 10 - 26 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 459 - 474).

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала // Материалы к познанию геол. строения СССР. Новая серия. М.: Изд-во АН СССР, 1945б. Вып. 2(6). С. 56 - 114 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 288 - 368).

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946а. № 6. С. 57 - 90 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 426 - 468).

Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946б. № 4. С. 7 - 21 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 601 - 615).

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная

тектоника древних платформ. Статья 1 // Изв. АН СССР. 1946в. № 1. С. 3 - 51 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 369 - 425).

Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5. С. 37 - 56 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 405 - 522).

Шатский Н.С. Ороген и форланд // Новые книги за рубежом. 1950. № 12. С. 19 - 21 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 694 - 696).

Шатский Н.С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. К вопросу о явлениях унаследования и развития платформ // Вопр. литол. и стратигр. СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 232 - 252 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 554 - 573).

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1. С. 15 - 53 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 616 - 653).

Шатский Н.С. Предисловие к книге А. Ирдли "Структурная геология Северной Америки" // (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 701 - 707).

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюл. Моск. общ. испыт. природы. Отд. Геол. 1955а. Т. 30. № 5. С. 6 - 26 (Избр. тр., 1964. Т. 2. С. 523 - 543).

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритоносных залежей // Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955б. С. 7 - 100 (Избр. тр., 1965. Т. 3. С. 52 - 143).

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3 - 23 (Избр. тр., 1965. Т. 3. С. 153 - 174).

Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа // Избр. тр. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 544 - 553.

Шатский Н.С. О геологических формациях // Избр. тр. М.: Наука, 1965а. С. 7 - 12.

Шатский Н.С. О закономерностях размещения рудных месторождений в платформенных областях // Избр. тр. М.: Наука, 1965б. Т. 3. С. 185 - 190.

Шатский Н.С. Осадочные формации // Избр. тр. М.: Наука, 1965в. Т. 3. С. 175 - 184.

Klein G. de V. Origin and evolution of North American cratonic basins // South. Afric. Journ. Geol. 1991. V. 94. № 1. P. 3 - 18.

\* В скобках – ссылка на том и страницы в издании: Н.С. Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 1965. Т. 3.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 551.243 (571.115)

## БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ Н. С. ШАТСКОГО И БАЙКАЛЬСКАЯ ЭРА ТЕКТОГЕНЕЗА

© 1995 г. В. Е. Хаин, С. Г. Рудаков

*Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия  
Московский государственный университет, Россия*

Поступила в редакцию 05.07.95 г.

В статье рассматривается история установления Н.С. Шатским понятия о байкальской складчатости в конце протерозоя – начале палеозоя. Далее показано, что в действительности речь должна идти о байкальской эре тектогенеза, охватывающей огромный интервал времени – от 100 до 500 млн. лет назад и проявившейся, хотя и в разной форме на всех континентах. Это была первая эра тектогенеза в неогее, последовавшая за гренвилльской и предшествовавшая каледонской.

**Ключевые слова.** Байкальская складчатость, байкальская эра тектогенеза.

**К истории проблемы.** Установление Н.С. Шатским в середине тридцатых годов (Шатский, 1935) новой, байкальской эпохи складчатости, заполнило крупный пробел в хронологии эпох тектогенеза, образовавшийся после выделения М. Бертраном в 1897 г., с одной стороны, гуронской и, с другой – каледонской и более поздних эпох складчатости. Сам Н.С. Шатский в работе 1957 г. отметил значимость выделения новой эпохи складчатости, указав, что “в результате байкальских движений к древним ядрам были причленены консолидированные участки, по площади, пожалуй, не меньшие, чем в каледонскую эпоху” (Шатский, 1957, с. 587).

Однако для восстановления исторической справедливости следует отметить, что сам термин “байкальская складчатость”, причем в том же смысле, что и у Н.С. Шатского, и на том же фактическом материале был введен в литературу почти десятью годами раньше советским исследователем Сибири Я.С. Эдельштейном (1923). В связи с этим любопытно привести цитату из данной работы Я.С. Эдельштейна, тем более, что в ней совершенно справедливо отмечена относительная роль байкальского и каледонского тектогенеза в создании структуры южного обрамления Сибирской платформы. Вот, что писал Эдельштейн: “На огромном пространстве от верховьев Алдана по направлению к юго-западу через Патомское и Витимское нагорье, в Енисейском хребте, в Западном Саяне и в Кузнецком Алатау мы имеем подвергшиеся интенсивной складчатости и местами глубокому региональному метаморфизму толщи немых осадочных слоев, по-видимому, докембрийского возраста”. Тот факт, что они кое-где (в Енисейской тайге, в части Прибайкалья, верховьях Алдана – вот немногие районы, где мы с некоторой степенью вероятности можем говорить

об архейских складчатостях) перекрыты несогласно нижним кембрием, дает нам право отнести начало их складкообразования по крайней мере к альгонкскому периоду, тем более, что и в пределах самих метаморфических толщ, то там, то здесь, находимы были следы континентального перерыва в виде прослоев конгломератов и угловых несогласий. Но всюду, где наблюдается несогласное перекрытие этих немых толщ нижним кембрием, последний оказывается также захваченным энергичным складкообразованием. Так обстоит дело в Прибайкалье, в окрестностях Красноярска, в восточной части Минусинского края и по западному склону Кузнецкого Алатау. Следовательно, мы имеем основание думать, что с конца докембрийской эры – альгонкского периода, до конца первой половины палеозойской эры – здесь имело место не менее двух циклов орогенеза, разделенных громадными регрессиями и последующими наступаниями моря. Таким образом, области развития докембрийской складчатости были захвачены, по крайней мере, на значительном пространстве последующим циклом древнепалеозойского орогенеза. Но влияние последнего распространилось и значительно дальше, на запад до берегов озера Балхаша, на восток почти до побережья Охотского моря. В результате к началу девонского периода возникла обширная система складчатых гор, явившаяся коренным остовом горной Сибири. По времени своего окончательного формирования она соответствует тем древним складчатым массивам Средней Европы, какие известны в геологии под названием “каледонских” гор. Делоне перенес этот термин на сибирскую почву. Но ни нарисованная им картина географического распространения этих складок, ни тем более древнейшее темя Азиатского материка, в том виде, как его изображал Э. Зюсс, не совпадают с картиной, вытекающей из имеющихся новых

данных. Вместе с тем нельзя не заметить, что пока в нашем распоряжении нет вполне бесспорных данных для строгой хронологической параллелизации орогенических фаз Сибири с орогеническими циклами Европы. Во избежание недоразумений, мне кажется, было бы поэтому предпочтительнее применять для Сибири временно в качестве рабочих терминов другие обозначения, и я позволил себе предложить, с указанной только что оговоркой, называть “байкальским” древнейший докембрийский цикл горообразования и также называть возникшие в результате его складки, а древнепалеозойский цикл горообразования и соответствующие ему комплексы складок обозначать названием “енисейского”.

Н.С. Шатский, по всей видимости, не знал об этих высказываниях Я.С. Эдельштейна. Он отметил в качестве своего предшественника в данном вопросе лишь В.А. Обручева, который в 1926 г. указал на проявление в Сибири и Северной Азии вообще интенсивных дислокаций в конце докембрия. Мы приводим эти сведения не с целью умалять заслугу Н.С. Шатского в выделении новой крупной эпохи складчатости, вернее, как будет показано ниже, глобальной эры тектогенеза. Почти у любого первооткрывателя – Дарвин, Вегенер тому примеры, были предшественники, но основная заслуга принадлежит тому ученому, который сумел наиболее полно обосновать данное открытие, сделав его таким образом доступным широким массам исследователей.

Но кроме предшественников в родной стране, у Н.С. Шатского были “конкуренты” и за рубежом. Самый серьезный из них – известный немецкий тектонист Г. Штилле, который в 1944 г. выделил ассинтскую тектоническую эру, более подробно обосновав ее выделение в работах 1946, 1949 и особенно в монографии 1958 г. (Stille, 1958), изданной на русском языке с обстоятельным послесловием А.А. Богданова и В.Е. Хаина (Штилле, 1968). Название эры Г. Штилле произвел от озера Ассинт в северной Шотландии, район которого является, следовательно, по мнению Штилле, тектонотипом этой складчатости. Но этот тектонотип оказался весьма неудачным. Район оз. Ассинт находится в форланде Британских метаморфических каледонид: здесь нижний кембрий залегает с перерывом и слабым несогласием на обломочной континентальной толще торридонна, возникшей на рифтогенном этапе развития пассивной окраины Лаврентии. В только что опубликованной работе британского геолога Н. Сопера (Soper, 1994) показано, что данное несогласие относится к разряду несогласий растяжения (break-up unconformity), отделяющих на пассивных окраинах континентов рифтовый комплекс от пострифтового. Таким образом, ассинтская складчатость была выделена Штилле по совсем другим критериям, чем установленные Бертраном каледон-

ская, герцинская и альпийская, а Шатским – байкальская складчатости, ибо все они завершают образование геосинклинальных, а отнюдь не рифтогенных комплексов.

Другой принципиальный недостаток ассинтской концепции Г. Штилле, по мнению Н.С. Шатского, заключался в том, что Штилле считал, что “после ассинтской складчатости ни одна часть коры, захваченная этими движениями, не была консолидирована и вся область ассинтской складчатости была регенерирована”. Этот упрек, однако, не может относиться к монографии 1958 г., ибо уже на первом рисунке здесь показаны районы, которые остались консолидированными после ассинтской складчатости, включая южную периферию Сибирского кратона.

Тем не менее, и по приоритету, и по выбору тектонотипа, и по оценке значимости байкальская концепция Н.С. Шатского имеет явное преимущество перед ассинтской концепцией Г. Штилле. И отнюдь не случайно термин “ассинтская складчатость” довольно скоро вышел из употребления в мировой литературе.

С большим основанием конкурентом байкальской складчатости Н.С. Шатского могла бы выступить кадомская складчатость, установленная в Армориканском массиве в 1931 г. и являвшаяся завершающей для накопления позднепротерозойского типично геосинклинального комплекса бриовера. Но во-первых, как было отмечено выше, термин “байкальская складчатость” появился еще в 1923 г.; во-вторых, как отмечал Г. Штилле, соотношения бриовера и кембрия долго оставались неясными и, наконец, сами французские исследователи Арморики придавали кадомской складчатости лишь региональное значение. Правда, в последние годы этот термин стал применяться в масштабе всей Западной Европы.

Было предложено еще несколько синонимов байкальской складчатости. Из них наиболее популярным стал “панафриканский орогенез” английского геолога У. Кеннеди (Kennedy, 1964). Отчасти эта популярность связана с недостаточно определенным содержанием этого термина, включающего и постгеосинклинальную складчатость и широко распространенную в Африке тектоно-термальную переработку более древнего фундамента, и широкими временными рамками – от 950 до 500 млн. лет (последнюю цифру привел сам Кеннеди, правда со знаком ±). Аналогом панафриканского орогенеза в Южной Америке является бразильский орогенез, который сами местные геологи приравнивают к байкальскому.

Итак, термин “байкальская складчатость”, точнее “байкальская эра тектогенеза”, со всех точек зрения является наиболее предпочтительным для обозначения тектонической эры, включавшей самый конец докембрия – самое начало палеозоя.

Но здесь приходится отметить одно обстоятельство. В последние годы в отечественной литературе стали высказываться сомнения по поводу правомерности самих названий “байкальская складчатость” и “байкалиды” на том основании, что в Прибайкалье, где должен находиться тектонотип байкалид, эта складчатость не выражена и основная роль принадлежит каледонским деформациям. Это в общем довольно справедливо, но следует напомнить (см. выше), что данное обстоятельство отмечалось еще Я.С. Эдельштейном, писавшим, что “области развития докембрийской складчатости были захвачены, по крайней мере, на значительном пространстве последующим циклом древнепалеозойского орогенеза”. Тем не менее несомненно проявление предвендского или предкембрийского несогласия, метаморфизма и гранитообразования (лесной комплекс К-На гранитоидов с возрастом  $556 \pm 16$  млн. лет и плаггиограниты малоякорного комплекса  $537 \pm 9$  млн. лет) (U-Pb метод по цирконам – Срывцев и др., 1992); в Патомском нагорье выделен и более древний язовский комплекс гранитоидов –  $730 \pm 97$  млн. лет (U-Pb метод по цирконам – данные А.М. Ларина и А.Л. Неймарка, приведенные в книге “Докембрий Патомского нагорья”, 1995 г.). Но если бы даже оказалось, что тектонотип и название этой эры тектогенеза были выбраны не совсем удачно, что случалось и со стратотипами, и с петротипами (например, габбро и сиенита), ее глобальное значение не подлежит сомнению.

#### ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РАМКИ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭРЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

Нередко возрастные рамки байкальской складчатости трактуются излишне узко – ее считают предкембрийской. Такая трактовка расходится с высказыванием самого Н.С. Шатского, который, критикуя Г. Штилле, считал, что замыкание ассинтской геосинклинали произошло в одну единственную фазу, точно на границе кембрия и протерозоя (в действительности Штилле в работе 1958 г. указал на проявление, наряду с позднеальгонкской, двух фаз интеральгонкских деформаций). “Как я неоднократно указывал, – пишет далее Шатский, – орогенез на границе кембрия и протерозоя и в другие периоды растягивался на продолжительное время и, в частности, очень крупные байкальские движения имели место в начале кембрия, в посленижекембрийское, но доверхнекембрийское время”. Из этого широкого определения и следует исходить, и считать, что байкальская эра тектогенеза охватывает весь интервал от конца гренвильской эры и до начала собственно каледонской.

Первый рубеж, однако, легче установить, чем второй. Дело в том, что самостоятельность байкальского структурного плана по отношению к

гренвильскому и, естественно, более ранним, почти повсюду вполне очевидна. И это не удивительно, ибо с байкальского этапа началась новая мегаэра (мегахрон, по Н.С. Шатскому) в истории Земли – неогей. Окончание гренвильского этапа датируется в 1.0 - 0.9 млрд. лет; соответственно начало байкальского этапа можно датировать в 0.9 - 0.85 млрд. лет.

Сложнее обстоит дело с границей байкальского и каледонского этапов, поскольку конец первого перекрывается началом другого. В классических каледонидах – порождениях океана Япетус – весь кембрий уже представляет начальную стадию их развития. То же относится к каледонидам Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Лахланской системы Восточной Австралии. Однако в других складчатых областях – Тимано-Печорской области, в Россиях Антарктиды и вообще в пределах всей будущей Гондваны внутрикембрийские и предордовикские деформации были лишь завершением байкальского тектогенеза. Таким образом, кембрийские фазы деформаций допускают двойственное толкование – в зависимости от общего “контекста” они могут рассматриваться либо как позднебайкальские, либо как раннекаледонские. Поэтому в последующий обзор, который и составляет основное содержание данной статьи, мы включили эти фазы, стараясь показать их глобальное значение, независимо от принадлежности в конкретных регионах к байкальскому или каледонскому этапу тектогенеза.

#### ОСНОВНЫЕ ФАЗЫ БАЙКАЛЬСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Для более объективного выявления отдельных фаз байкальского тектогенеза была предпринята попытка статистического обобщения уже довольно большого объема опубликованных радиометрических датировок времени внедрения интрузий гранитоидов и проявлений метаморфизма в позднем протерозое и кембрии в сопоставлении с проявлением перерывов и несогласий. На этом пути встречались, однако, определенные трудности, которые обусловлены, в конечном счете, разнообразием самого материала, охарактеризованного радиологически, и достаточно большими временными допускками очень многих датировок. При этом, некоторые определения допускают и неоднозначную тектоническую интерпретацию. Кроме того, одни объекты могли привлекать большее внимание исследователей, нежели другие, а потому для этих объектов, вероятно, получено большее количество датировок. Влияние этого субъективного фактора исключить из анализа практически невозможно. Приходится считаться также с вероятным общим увеличением числа датировок более поздних

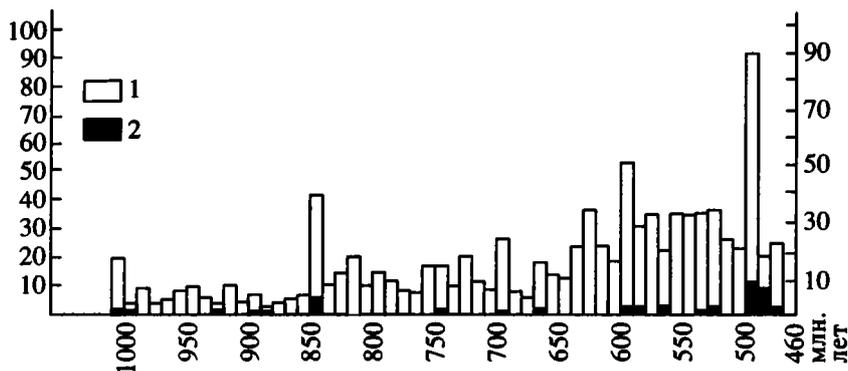


Рис. 1. Распределение датировок эндогенной активности Земли в интервале 1000 - 500 млн. лет.

1 — датировки гранитоидов, известково-щелочных вулканитов и метаморфических пород; 2 — датировки офиолитов.

тектонических событий по сравнению с более ранними. Однако можно надеяться, что этот фактор не мог существенно исказить реальную картину в интервале между 1.0 и 0.5 млрд. лет в целом, достаточно далеко от современности. Во всяком случае, довольно большое общее количество проанализированных датировок (около 900) также может способствовать достаточной объективности построенной гистограммы (рис. 1). Главным источником возрастных данных послужил реферативный журнал "Геология" (1991 - 1994 гг. и № 1 - 3 за 1995 г.) В анализ были также включены оригинальные публикации в ряде зарубежных журналов 1994 и 1995 гг. На полученной гистограмме удается различить ряд существенных черт байкальской эры тектогенеза, которые вполне удовлетворительно коррелируются со схемами тектонической эволюции конкретных регионов Земли. Прежде всего, гистограмма ясно отражает пик эндогенных событий, имевших место около 1 млрд. лет, которым завершился гренвильский этап эволюции Земли. Показательно также наличие на этом рубеже, как и около 500 млн. лет, заметного числа датировок, отражающих начало раскрытия бассейнов последующего тектонического этапа. Наблюдавшийся непосредственно после 1 млрд. лет значительный спад числа датировок, фиксирующих события, связанные с режимом сжатия, отвечает очевидно началу байкальской эры тектогенеза. Показательным здесь является также наличие датировок, отражающих процессы растяжения, скорее всего континентального рифтогенеза. Этот ранний отрезок тектонической эры с невысокой активностью продолжался около 150 млн. лет.

*Рубеж около 850 млн. лет назад.* Первая хорошо заметная на гистограмме тектоническая фаза проявилась в середине позднего рифея, на уровне около 850 млн. лет назад. Ранее В.Е. Хаин предложил для этой фазы название "делийской", исходя из завершающей ее роли в эволюции Делийской складчатой системы на северо-востоке Ин-

дии. Однако эта фаза датируется скорее 700, чем 850 млн. лет. С другой стороны, синхронная фаза многосторонне проявлена в пределах енисейского кряжа, где с ней связаны как складчатость и становление аяхтинского комплекса гранитоидов, так и смена флишевой седиментации накоплением молассы. Можно предложить для этой фазы тектогенеза название "енисейской". В качестве очень характерной черты этой фазы, или скорее, эпохи следует отметить тесную геодинамическую взаимосвязь геологических событий, вызванных, с одной стороны, сжатием земной коры — складчатости, становления гранитоидов, и регионального метаморфизма, — и, с другой стороны, с развитием противоположных по знаку процессов, обусловленных тектоническими растяжениями, которые отражали продолжавшееся формирование глобальной системы океанов и связанных с ними подвижных поясов. К первой группе явлений относятся складчатость, гранитизация и метаморфизм не европейском отрезке Средиземноморского пояса (как в Карпато-Балканидах, так и в Альпах), складчатость Цзинин в Южном Китае, пик метаморфизма в Восточной Антарктиде, луфилийская складчатость в африканской части Протоатлантического пояса. Ту же направленность напряжений отразили становление гранитоидов и метаморфизм в Енисейском кряже, Богемском массиве и в Индостане. Близкую датировку ( $830 \pm 15$  млн. лет) для орогенного вулканизма в Среднем Тянь-Шане привели недавно А.А. Моссаковский и др. (1993).

С той же тектонической фазой, по Дж. Стюарту (Stewart, 1976), была связана коренная перестройка структурного плана Северной Америки. Суть перестройки заключалась в общем поднятии центральной части материка и в переходе от изолированных впадин и авлакогенов к новообразованной пассивной окраине, опоясавшей практически весь континент.

Деструктивно направленные процессы наиболее ярко проявились в образовании офиолитовых

ассоциаций с возрастом около 850 млн. лет, известных, например, в Мавританидах, Анти-Атласе и Нубийско-Аравийском регионе. Присутствие этих офиолитов отразило начало раскрытия океанских бассейнов в Средиземноморском и Аравийско-Мозамбикском подвижных поясах. Близкие по возрасту офиолиты указаны А.А. Моссаковским и др. (1993) в Центрально-Азиатском складчатом поясе, вблизи северного края Корейско-Китайского кратона. Растяжения фиксируются также на обоих континентальных ограничениях Протоатлантического пояса и на собственно Уральском отрезке Урало-Охотского пояса. В двух последних случаях океанские бассейны полностью раскрылись позднее.

*Предвендский рубеж.* Необходимо отметить, также фазу тектогенеза на рубеже рифея и венда около 650 млн. лет, хотя по неясным причинам на нашей гистограмме она и не проявилась. В Армориканском массиве несогласие, давшее основание для установления домнонейской фазы, разделяет нижний и верхний бриоввер. В Богемском массиве, вслед за Г. Штилле, ту же фазу тектогенеза часто называют железногорской. Кроме Европы, следы той же тектонической фазы известны в зоне Турханских дислокаций на западе Сибирской платформы, Аравийско-Нубийском щите и на острове Шри-Ланка. Одним из вероятных важнейших тектонических событий, противоположных по знаку, можно считать начало спрединга в Северо-Атлантическом поясе, что подтверждается возрастом самых ранних островодужных образований в его пределах (так называемый малверний в Уэльсе).

*Кадомские (панафриканские) события.* Важную роль в ходе байкальской эры тектогенеза сыграли эти события, которые реально представляли ряд тектонических фаз, самая ранняя из которых имела место близ границы раннего и позднего венда, примерно на уровне 600 млн. лет назад. Как было отмечено выше, эти события ярче всего проявились в эволюции фундамента варисцид Западной и Центральной Европы, в процессе становления которого они были завершающими. Столь же важна роль кадомского тектогенеза в замыкании той обширной части океана Прототетис, которая обрамляла Африканский материк. В пределах последнего этот тектогенез также проявлен очень широко и в полной мере оправдывает свое второе, широко распространенное название – “панафриканский”. Вполне очевидно решающее значение панафриканско-кадомских тектонических событий и в развитии Мозамбикского океана, отделявшего Западную Гондвану, представленную здесь Африканским материком, от Восточно-Гондванской континентальной группы, ближайшим элементом которой служил Индостан. Правда, в этом океане могли сохраниться реликтовые эпикадомские бассейны (Казьмин, 1988).

С кадомским рубежом были связаны также тектонические события, вызванные не сжатиями коры, а геодинамически сопряженными с ними и компенсирующими их растяжениями. Такие события могли представлять достаточно продолжительные и ранее начавшиеся процессы. Их примером может служить прогрессирующая эволюция Северо-Атлантического и значительной части Средиземноморского подвижных поясов. В первом из них без принципиальных кадомских перемен продолжалось развитие океана Япетус, правда Р.А. Коиш и др. (1991) подчеркнуто усиление деструкции восточной окраины Лаврентии около 600 млн. лет назад. В пределах же Прототетиса реликтовые бассейны сохранились как в его Перифенносарматской части в Европе, так и на азиатском отрезке пояса, в частности, в Гималаях.

Широкая распространенность кадомских датировок, как и значительность площадей, испытавших влияние этой тектонической эпохи, указывают на ее важную, даже главную роль в рамках байкальской эры тектогенеза. В частности, на гистограмме заметно, а конкретная геологическая информация это подтверждает, что за кадомским, или панафриканским (*s. str.*) рубежом около 600 млн. лет назад последовала эпоха повышенной тектонической активности, продолжавшаяся вплоть до салаирского тектогенеза. Такой характер этой позднебайкальской тектонической эпохи отражается и в том факте, что панафриканскими (*s.l.*) в зарубежной литературе часто называют события очень продолжительного интервала времени, вплоть до рубежа в 500 млн. лет включительно. Можно констатировать, что кадомская (*s. str.*) эпоха положила начало этой эпохе повышенной тектонической активности в конце байкальской эры тектогенеза. С другой стороны, следует отметить достаточно большое число мест, не обнаруживающих кадомских перемен. Хорошим примером может служить эволюция Гималайского бассейна в составе Прототетиса, где в этот интервал времени не произошло каких-либо заметных перестроек. Незаметны они и в пределах Палеоазиатского океана, раскрытие которого в венде и раннем кембрии подтверждается возрастом офиолитов Алтае-Саянской области и Западной Монголии.

Палеотектонические исследования в отличие от построенной гистограммы датировок обнаруживают самостоятельную предкембрийскую тектоническую фазу, которую, по современным представлениям, можно датировать примерно в 550 - 540 млн. лет назад. Значительные события этого времени отмечены в Западной Европе (английский Мидленд и Центральный Французский массив), в Азии (Шри-Ланка), в Центральной Австралии и в Трансантарктических горах.

*Салаирский рубеж.* Салаирский тектонический рубеж несколько неожиданно все ярче выступает в качестве одного из важнейших переломных моментов раннепалеозойской истории Земли на переходе от байкальской к каледонской эре тектогенеза. Временной интервал этого рубежа охватывает конец среднего кембрия – самое начало раннего ордовика, а пик тектонической активности приходится примерно на 500 млн. лет назад. Значимость салаирского рубежа определяется рядом его особенностей. Во-первых, характерно весьма частое проявление салаирских перерывов и несогласий. Эта особенность была уже отмечена А.А. Прониным (1969), подчеркнувшим наличие перерыва между кембрием и ордовиком в 95% разрезов от общего числа проанализированных им и находящихся в самых разных районах мира.

Во-вторых, результаты салаирских событий зафиксированы ныне на всех современных континентах, включая Антарктиду. Важно также, что эти события проявились в эволюции самых разнородных тектонических элементов. В целом, площадь, затронутая салаирской эпохой тектогенеза, оказывается гораздо большей, чем сфера влияния кадомских событий, поскольку салаирские события, правда, в иных, но вполне закономерных формах проявились и там, где главный перелом в эволюции был кадомским. Лучшим примером могут служить многие районы Северной Африки. С другой стороны, в бассейнах, которые в начале палеозоя продолжали расширяться, салаирский импульс тектогенеза часто проявился в сучивании тектонических элементов, одним из следствий которого могло быть образование вулканических дуг. Такие события зафиксированы в Казахстано-Тяньшанской (А.Б. Дергунов) и в Южно-Сибирской (А.А. Моссаковский и др.) частях Палеоазиатского океана.

В-третьих, при заметном господстве деформаций, отражающих условия тектонического сжатия, в ряде мест салаирском рубежом ныне датированы и признаки значительного тектонического растяжения, в том числе такого, которое приводило к смене континентального рифтогенеза спредингом или обеспечивало прогресс в эволюции океанских бассейнов. Примером первого может служить эволюция собственно Уральского отрезка Урало-Охотского пояса (Пучков, 1995), а в Северо-Атлантическом поясе усилилось расширение раскрывшегося ранее океана Япетуса. Подтверждением этому служат датировки офиолитов Шетландских островов (495 и 498 млн. лет) (Flinn et al., 1991) и Аппалачей (489 млн. лет) (Dunning, Krogh, 1991). Раскрытие самых ранних бассейнов, составивших позднее океан Палеотетис, отразилось в возрасте офиолитов Шамрусс (496 млн. лет) в Западных Альпах. Аналогично развивались со-

бытия в Центрально-Казахстанском и Тянь-Шанском бассейнах Палеоазиатского океана. Для отдельных зон Тянь-Шаня палеонтологически доказано позднекембрийско-раннеордовикское время формирования офиолитов (Демина и др., 1995). Проявление событий, отражавших противоположные по знаку напряжения, позволяет говорить как о геодинамической сопряженности этих событий, так и об их взаимно компенсирующей природе.

В-четвертых, к салаирской эпохе относятся многие кардинальные перемены в глобальной тектонической эволюции. Среди них можно отметить хотя бы следующие. На салаирском рубеже произошло окончательное замыкание реликтовых бассейнов в пределах Европейского Протетиса и в Мозамбикском океане. Правда, надо заметить, что первое событие, приведшее к недолговременному сочленению Аравийско-Африканского материка с Восточной Европой, могло произойти несколько раньше, так как самым ранним ордовиком было ознаменовано начало раскрытия первых бассейнов в нарождавшейся системе Палеотетиса. Замыкание же Мозамбикского океана привело к образованию единого Гондванского суперконтинента в результате завершения коллизии Западно- и Восточно-Гондванских континентальных масс, которая началась в кадомскую эпоху. С образованием Гондванского суперконтинента геодинамически было связано отделение от Гондванской группы материка Лаврентии, состоявшееся, согласно А. Мойесу и др. (Moyes et al., 1993), именно около 500 млн. лет назад. Прямым следствием этого события стал совершенно иной в сравнении с Гондваной тектонический режим Лаврентии в раннем палеозое, характеризовавшийся господством деструктивных процессов (Johnson, 1994). Тот же салаирский тектогенез привел к замыканию океанских бассейнов в восточной части Урало-Охотского подвижного пояса, Гималайского бассейна в Средиземноморском поясе, западной зоны Лахланской системы Восточной Австралии и Трансантарктического подвижного пояса. Несколько меньшими, но все же важными переменами салаирская тектоническая эпоха была ознаменована в эволюции Северо-Атлантического пояса, где произошло замыкание ряда краевых бассейнов – грампианский, финмаркский тектогенез. Таким образом, по своей роли в глобальной эволюции литосферы салаирская эпоха превосходит другие эпохи байкальской эры тектогенеза, в том числе и кадомскую (панафриканскую). Значимость салаирских событий подтверждается и тем, что на коротком интервале времени проявился очень широкий спектр тектонических перемен, включающий переход от рифтинга к спредингу, существенное расширение ранее раскрывшихся океанских бассейнов, локальное сучивание земной коры с об-

Материки Эпохи тектогенеза	Материки						
	Европа	Азия	Африка	Австралия	Антарктида	Северная Америка	Южная Америка
Салаирская	+ x ~	+ x ~ △ ▽	+ ~	x ~ ▽ △	+ x ~ △	△	+ ▽ ~
Кадомская	+ x ~	+ x ~	+ x ~	x ~ △	+ x ~	+ □	+ x ~
Енисейская	x ~ △	+ ~ ▽ △	~ ▽ △	△			▽ ~

+ +	x x	~	□	▽	△
1	2	3	4	5	6

Рис. 2. Проявление отдельных эпох байкальского тектогенеза на разных материках.

1 – гранитоиды; 2 – известково-щелочные вулканиты; 3 – региональный метаморфизм; 4 – тектоно-термальная переработка; 5 – спрединг; 6 – континентальный рифтогенез.

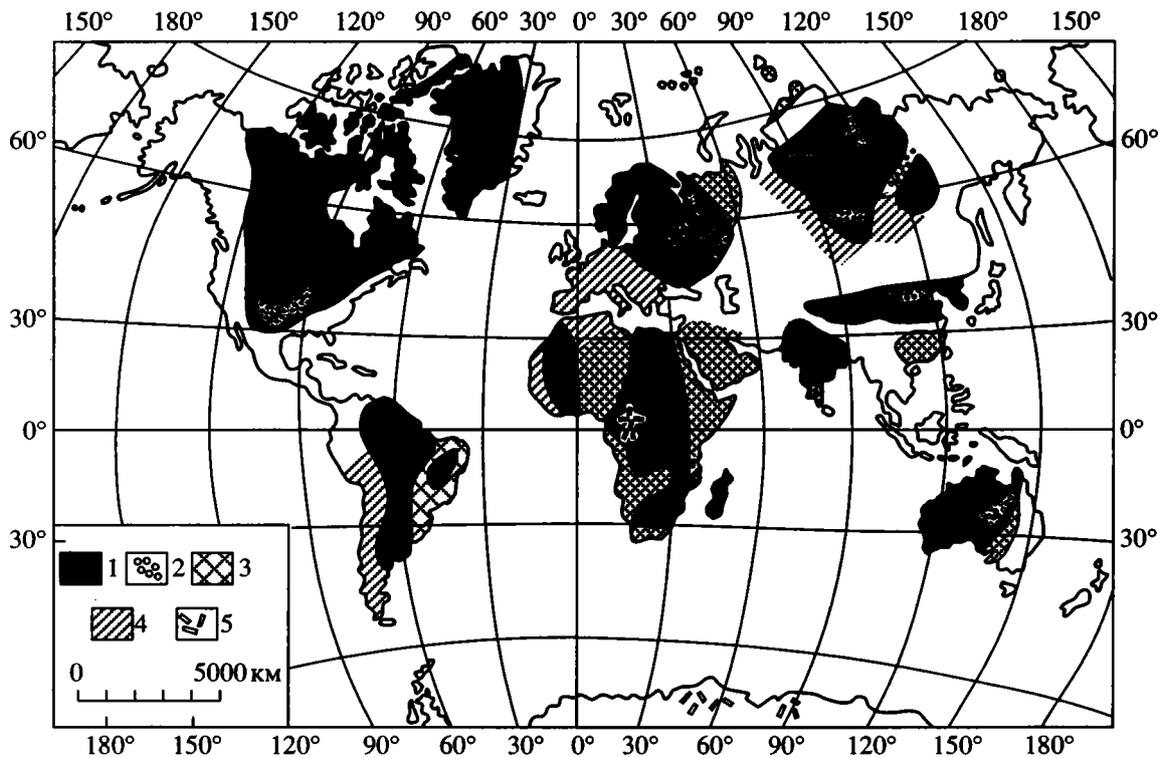


Рис. 3. Глобальное распределение регионов проявления байкальского тектогенеза.

1 – добайкальские кратоны; 2 – рифтогенез на древних кратонах; 3 – зоны байкальского тектогенеза, испытавшие затем полную консолидацию; 4 – зоны байкальского тектогенеза, испытавшие регенерацию подвижности; 5 – зоны тектоно-термальной переработки добайкальской континентальной коры.

разованием островных дуг, частичное или полное замыкание бассейнов и сочленение крупных континентальных масс.

Салаирский максимум датировок на приведенной гистограмме был очень кратковременным и концентрированным. Послесалаирское же время отличается резким спадом числа определений возраста. Такое распределение датировок свиде-

тельствует о завершающей роль салаирских событий именно в байкальской эре тектогенеза. Тем самым подтверждается заключение Н.С. Шатского, что “кембрийские движения являются не началом каледонских, а концом рифейских” (Шатский, 1957, с. 597). Сказанное не должно конечно, исключать возможности иной роли салаирских событий в отдельных регионах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, все новые данные, накопленные после выхода в свет 60 лет назад основополагающей работы Н.С. Шатского, полностью подтвердили большое значение установленной им байкальской эпохи складчатости конца докембрия - начала палеозоя. Они позволяют уточнить ее понимание как байкальской эры тектогенеза, занимающей место в тектонической истории между гренвилльской и каледонской эрами, в интервале между 1000 и 500 млн. лет. Глобальное значение этой эры подчеркивается ее проявлением на всех материках, хотя формы этого проявления различны даже в пределах одного материка (рис. 2, 3).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геохимические характеристики перидотитов Присонгкеля (Северный Тянь-Шань). Вест. Моск. ун-та. Геол. 1995. № 1. С. 91 - 99.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Казьмин В.Г. Тектоническое развитие Мозамбикского пояса: от аккреции к коллизии // Геотектоника. 1988. № 3. С. 26 - 34.
- Массаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский палеозойский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
- Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969. 232 с.
- Пучков В.Н. Корреляция этапов тектонического развития Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и западного склона Урала // Тектоника осадочн. бассейнов Сев. Евразии (тезисы докладов). М.: Наука, 1995. С. 143 - 146.
- Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.П. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса. Геология и геофизика. 1995. № 9. С. 72 - 78.
- Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 581 - 587 (оригинал 1957 г.).
- Шатский Н.С. О тектонике Арктики. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 426 - 444 (оригинал 1935 г.).
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
- Эдельштейн Я.С. Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Изв. Геол. ком-та. 1923. Т. 42. С. 23 - 50.
- Coish R.A., Bramley A., Gavigan T., Masinter R. Progressive changes in volcanism during Iapetan rifting: Comparisons with the East African Rift-Red Sea system // Geology. 1995. V. 19. P. 1021 - 1024.
- Dunning G.R., Krogh T.E. Stratigraphic correlation of the Appalachian Ordovician using advanced U-Pb zircon geochronology // Pap. Geol. Surv. Canada. 1991. № 90 - 9. P. 85 - 92.
- Flinn D., Miller J.A., Roddon D. The age of the Norwic hornblende schists of Unst and Fetlar and the obduction of the Schetland ophiolite // Scotl. Journ. Geol. 1991. V. 27. № 1. P. 11 - 19.
- Johnson P.R., Zietz I., Thomas W.A. Possible Neoproterozoic - early Paleozoic grabens in Mississippi, Alabama, and Tennessee // Geology. 1994. V. 22. № 1. P. 11 - 14.
- Kennedy W.Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  n. y.) tectonic episode // Ann. Rep. Res. Inst. Afr. Geol., University of Leeds. 1964. V. 8. P. 48 - 49.
- Moyes A.B., Barton J.M., Groenwald P.B. Late Proterozoic to Early Paleozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinental fragmentation and amalgamation // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 5. P. 833 - 842.
- Soper N.J. Was Scotland a Vendian RRR junction? // J. Geol. Soc. London. 1994. V. 151. P. 3. P. 579 - 582.
- Stewart J.N. Late Precambrian evolution of North America: plate tectonics implication // Geology. 1976. V. 4. № 1. P. 11 - 15.
- Stille H. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Hannover. Amt für Bodenforschung. 1958. 255 с.

УДК 551.7:551.72

**МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА СТРАТИГРАФИИ РИФЕЯ**

© 1995 г. М. А. Семихатов

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 10.03.95 г.

Стратиграфия рифея, опиравшаяся при выделении этого подразделения 50 лет назад только на сравнительно-тектонический (историко-геологический) метод, в настоящее время располагает комплексом методов – биостратиграфическим, изотопно-геохронологическим, хемостратиграфическим, палеоклиматическим и отчасти палеомагнитным. В статье рассмотрены возможности первых четырех названных методов в решении хроностратиграфических проблем рифея и обобщены данные о изменении таксономического состава микрофоссилий и строматолитов и о наблюдаемых в карбонатных породах крупномасштабных вариациях изотопного состава С и Sr, создающих неповторимую специфику последовательных интервалов позднего докембрия, длительность которых уменьшается вверх по разрезу. Специфика био- и хемостратиграфической характеристики трех эратем рифея и их отдельных частей в совокупности с изотопно-геохронологическими, а в некоторых случаях и климатостратиграфическими данными, позволяют не только распознавать названные подразделения в удаленных регионах и коррелировать их между собой, но и создают заманчивую и реальную перспективу перехода к дефиниции этих хроностратиграфических подразделений (к формальному определению их нижних границ) на палеонтологической и хемостратиграфической основе.

**Ключевые слова.** Рифей, венд, биостратиграфия, хемостратиграфия, изотопная геохронология, климатостратиграфия, хроностратиграфия, расчленение, корреляция.

Выделение рифея Н.С. Шатским (1945, 1952а, б, 1960; Schatsky, 1957) было одним из важнейших событий в длительной истории разработки общей стратиграфической шкалы докембрия, начатой в конце прошлого века трудами Р. Ирвинга, С. Эммонса и Ч. Уолкотта. Выделяя рифей, Н.С. Шатский определенное значение придавал крупным несогласиям, связанным с главными эпохами складчатостей (дорифейской карельской и завершающей рифей байкальской), но ведущую роль отводил анализу последовательности парагенетических ассоциаций супракрустальных горных пород (формаций) и сравнительно-тектоническому анализу истории Земли.

Оценивая с этих позиций разрез доордовикских “немых свит” Южного Урала, Н.С. Шатский сделал вывод, что наблюдаемая здесь последовательность четырех разделенных несогласиями серий (бурзянской, юрматинской, каратавской и ашинской, по современной терминологии) составляет единый формационный ряд, который близок к установленным для герцинской и альпийской эпох и завершается красноцветными молассами ашинской серии (Schatsky, 1957). Все эти отложения были отнесены к верхнему протерозою и названы рифейской группой (Шатский, 1945). Н.С. Шатский подчеркивал, что рифей отделен крупным перерывом от моласс последней (карельской) складчатости Балтийского щита и в качестве таких моласс рассматривал “иотнийский комплекс красноцветных образований и их украин-

ские аналоги – овручские кварциты”, прорванные гранитами рапакиви. Следовательно, карельскими (свекофенскими, по принятой ныне терминологии) молассами Н.С. Шатский считал вепсий, субиотний и их аналоги (возраст 1780 - 1680 млн. лет), которые в те годы не отделялись от иотния, имеющего, как мы теперь знаем, среднерифейский возраст. Это надо иметь в виду при интерпретации возр. Н.С. Шатского (1952а) о том, что термин “рифейская группа” предложен для всех отложений, лежащих между иотнием и кембрием.

Существенно, что для рифея, в отличие от многих других подразделений докембрия, при его выделении был установлен стратотип и определено положение границ новой стратиграфической единицы. В качестве стратотипа был избран миогеосинклинальный разрез Башкирского антиклинория Южного Урала, который рассматривался как “один из наиболее полно и ярко выявляющих особенности рифейского этапа развития Земли”, а границы рифея были определены в основании бурзянской серии и в подошве кембрия (Шатский, 1945, 1952а, б, 1960; Schatsky, 1957).

Таким образом, рифей был выделен как стратиграфическое или, говоря современным языком, как хроностратиграфическое подразделение. Преимущества этого подхода к общему расчленению докембрия перед популярным ныне хронометрическим и сходящим со сцены структурно-вещественным (анализ и библиографию

см. Семихатов, 1991, 1993) состоят в том, что хроностратиграфические единицы выделяются на основании анализа наиболее полных супракристалльных последовательностей и содержащихся в них органических остатков, определения стратотипов подразделений и закрепления их границ в специально избранных типовых разрезах (в глобальных стратотипических разрезах и точках). В результате обеспечиваются стабильность выделенных подразделений, независимость последних от меняющихся представлений об их длительности и вещественное выражение стратонов. Тем самым открывается возможность получения комплексной (палеонтологической, событийной, изотопно-геохронологической, хемотратиграфической, палеомагнитной и т.д.) характеристики подразделения и его границ. Стремление к комплексному обоснованию общих стратонов отличает современную стратиграфию фанерозоя, отражением чего явилось появление термина голостратиграфия (holostratigraphy) для обозначения мультидисциплинарного подхода к решению проблем стратиграфии (Walliser, 1986; Cowie, 1989). Нет никаких оснований считать, что развитие концептуальной и методической основы стратиграфии докембрия (по крайней мере его протерозойской части) должно идти какими-то своими путями (Hedberg, 1974; Соколов 1979; Семихатов, 1991, 1993). Более того, комплексное обоснование стратиграфических построений особенно актуально именно в докембрии, где нет остатков быстро эволюционировавших скелетных животных, являющихся базой зональной стратиграфии фанерозоя.

Необходимость комплексного подхода к стратиграфии рифея, как показывает анализ соответствующих публикаций, хорошо понимал Н.С. Шатский (1948, 1952а, б; Schatsky, 1957). Он горячо поддержал микрофитологические исследования верхнего докембрия, подчеркивал своеобразие органического мира рифея, писал о значении палеонтологических и изотопно-геохронологических данных для обоснования нижней границы рифея, анализировал специфику рифейского осадконакопления и среды и т.д. Другое дело, что развитие этих методов при жизни Н.С. Шатского находилось еще на начальном уровне. Именно поэтому в 1960 г. он писал: "Единственным методом для решения стратиграфических вопросов верхнего докембрия *на сегодня* (выделено мной. – М.С.) может быть метод тектонический... – прежде всего изучение истории становления геотектонических элементов, выясняя которую сравнительным методом можно придти к тем или иным заключениям об этапах развития земной поверхности в целом" (Шатский, 1960, с. 6). Последующее развитие этого метода укрепило позиции рифея в качестве одного из важнейших подразделений верхнего докембрия (Келлер, 1952, 1963; Келлер, Се-

михатов, 1968; Семихатов, 1974). Другим таким подразделением стал выделенный Б.С. Соколовым (1952, 1964, 1979) венд, который включил в себя наиболее высокие горизонты рифея в первоначальном понимании Н.С. Шатского, лежащие между основанием лапландского (варангерского) гляциогоризонта и нижней границей кембрия.

Что же касается использования сравнительно-тектонического (историко-геологического) метода для детализации расчленения рифея (например, Келлер, 1952; Келлер, Хоментовский, 1960), то оно не принесло положительных результатов прежде всего потому, что этот метод сам по себе не может обеспечить межрегиональную корреляцию стратиграфических подразделений, выделенных по особенностям тектонического развития отдельных регионов, хотя бы и очень обширных (подробнее см. Семихатов, 1974, с. 7 - 21). Перспективы детализации стратиграфии рифея Н.С. Шатский (1960, 1963) связывал с использованием иных методов, которые, как он считал, "будут развиваться не очень быстро".

Это опасение Н.С. Шатского, как мы знаем, не оправдалось, и в настоящее время, через 50 лет после выделения рифея, имеется комплекс методов, обеспечивающих хроностратиграфические построения в рифее. Такими методами являются биостратиграфический, изотопно-геохронологический, хемотратиграфический, палеоклиматический и отчасти палеомагнитный, каждый из которых обладает своими преимуществами и недостатками. Не претендуя на детальный анализ возможностей всех этих методов, остановимся на главных аспектах наиболее важных из них.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

Биостратиграфия докембрия представляет собой быстро развивающуюся область нетрадиционной биостратиграфии, которая отличается спецификой объектов изучения, связанной с общим уровнем развития докембрийского биоса. Первые шаги в данной области были сделаны в первой половине нашего века Ч. Уолкоттом, К.Л. и М.А. Фентонами, В.П. Масловым, С.Н. Наумовой и Б.В. Тимофеевым (обзор см. Крылов, 1963; Крылов и др., 1989; Сергеев, 1992). С тех пор представления о возможностях метода в целом и о стратиграфически наиболее важных группах органических остатков протерозоя неоднократно менялись. Ныне общепринято, что основой биостратиграфии рифея служат строматолиты и остатки микроорганизмов различной биологической принадлежности. Однако единого мнения о стратиграфическом потенциале этих групп нет.

*Строматолиты* представляют собой прикрепленные к субстрату слоистые органо-седиментарные структуры, которые возникли в результате улавливания, связывания и/или осаждения

дения карбоната в процессе метаболической активности сообществ микроорганизмов, главным образом цианобактерий. Первые попытки использования строматолитов для корреляции делались еще в 20 - 40-е годы текущего столетия, но доказательство стратиграфической ценности их протерозойских представителей принесли лишь 60 - 70-е годы (обзор см. Семихатов, 1974), когда была разработана современная классификация этих построек, опирающаяся на морфологические и микроструктурные признаки (Королюк, 1960; Крылов, 1960, 1963, 1975; Семихатов, 1962; Раабен, 1964; Комар, 1966), и получена первая объективная информация о распределении в пространстве и времени таксонов преобладавших в позднем протерозое столбчатых строматолитов. В результате было установлено, что в рифее Северной Евразии наблюдаются неповторимые сукцессии формальных родов (групп) и формальных видов (форм) строматолитов и что в наиболее полных разрезах такие сукцессии распадаются на три контрастные по составу последовательные комплексы, которые по латерали связаны присутствием ряда общих групп и некоторых общих форм (обзор см. Semikhatov, 1976). Эти данные, позднее подкрепленные материалами по другим континентам (обзор см. Preiss, 1976; Bertrand-Sarfati, Walter, 1981), явились главным доводом в системе эмпирических доказательств стратиграфической ценности строматолитов верхнего протерозоя. Вторым таким доводом было сходство изотопных (главным образом К-Аг) датировок отложений, содержащих таксономически сходные комплексы строматолитов в удаленных разрезах (Келлер и др., 1960; Гаррис и др., 1964; Семихатов, 1974).

На основании изложенных данных возникло влиятельное мнение, что строматолиты способны обеспечить трехчленное общее деление рифея (Келлер и др., 1960, 1977; Семихатов, 1962, 1974; Крылов, 1963, 1975, 1985; Комар и др., 1964; Раабен, 1975; Cloud, Semikhatov, 1969; Raaben, 1969; Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; и др.). Приуроченность трех упомянутых комплексов таксонов в уральском стратотипе соответственно к типам нижнего, среднего и верхнего рифея (к бурзянской, юрматинской и каратавской сериям) впервые придало неповторимую палеонтологическую характеристику этим подразделениям и породило иллюзию, что они являются биостратиграфическими единицами с ясно очерченными границами. Отражением этой иллюзии стало введение для них термина "фитема", который подчеркивал приоритет фитолитов (строматолитов и микрофитолитов) в их выделении (Келлер, 1966). Вскоре, однако, стало ясно, что такая оптимистическая оценка стратиграфических возможностей рифейских строматолитов требует пересмотра как с методических, так и с фактологических позиций.

Приуроченность основной массы протерозойских строматолитов к карбонатным платформам и фациальная специализация некоторых морфотипов (Серебряков, 1975; Grey, Thorne, 1985; Grotzinger, 1989; Zhu, Chen, 1992) предопределяет дискретное расположение представительных комплексов этих микробиолитов в разрезах. Не является исключением в этом отношении и уральский стратотип рифея: строматолиты в нем известны только в средних и/или верхних горизонтах типов трех общих подразделений (эратем) рифея, а нижние границы этих подразделений традиционно проводятся по несогласиям в основании терригенных толщ, начинающих собою бурзянскую, юрматинскую и каратавскую серии. Популярными в 70-е годы попытки обойти эти недостатки уральских стратотипов путем привлечения более насыщенных строматолитами сибирских разрезов к определению границ общих подразделений рифея нельзя признать удачными. Во-первых, при отсутствии строгих критериев корреляции сибирских разрезов с уральским они открывали возможность неоднозначного понимания стратиграфических объемов главных подразделений рифея. Во-вторых, они полностью не снимали проблемы несмыкаемости последовательных комплексов строматолитов, применяемых для стратиграфических построений. В-третьих, они приводили к широкому использованию в стратиграфических целях эндемичных таксонов и их ассоциаций. Иначе говоря, в 60 - 70-е годы исследователи прошли мимо очевидного факта, что рифейские строматолиты не могут обеспечить обоснование и корреляцию границ общих подразделений и потому не могут служить инструментом общего расчленения рифея. Понимание этого пришло позднее, одновременно с повышением внимания к хроностратиграфическим границам в докембрии (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 1993).

Существенные ограничения на стратиграфическое использование рифейских строматолитов наложил установленный в 80-е годы провинциализм их возрастных комплексов и ассоциаций (Semikhatov, 1980; 1991; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, 1984; Семихатов, 1985). О степени эндемизма последних говорит тот факт, что из общего количества таксонов, присутствующих в пяти средне- и позднерифейских провинциях Северной Евразии и Африки, лишь 52% родов и 12% видов пересекают границы хотя бы одной из них. Анализ глобальных данных подтвердил, что высокий эндемизм рифейских и, особенно, дорифейских строматолитовых ассоциаций на видовом уровне является общим правилом (Семихатов, Раабен, в печати). Существенно, что среди межпровинциальных таксонов лишь около половины имеют сравнительно узкие диапазоны вертикального распространения (эратема и менее), но при этом не обязательно строго сохраняют их

в разных провинциях (анализ см. Semikhatov, 1991). Решение данного вопроса (сохраняет или не сохраняет таксон свое возрастное положение) не может быть сделано на основании только строматолитовых данных и требует использования независимых методов корреляции. Хемостратиграфические и изотопно-геохронологические данные (Горохов и др., 1995а; Knoll et al., 1995) показывают, что изменять свою возрастную приуроченность при переходе из одной провинции в другую могут не только отдельные роды и виды строматолитов, но и последовательности ряда их видов, которые иногда рассматривались (Комар, 1990) как основа детальной корреляции рифейских отложений. Обобщая изложенное, отметим следующее.

1. Строматолиты не могут обеспечить обоснования и прослеживания стратиграфических границ в протерозое, но они создают неповторимую палеонтологическую характеристику хроностратиграфических подразделений рифея, выделенных другими методами. Тем самым они определяют индивидуальность этих подразделений и способствуют их корреляции ("узнаванию" в разрезах). В качестве таких подразделений обычно рассматриваются нижний протерозой (карелий) как целое, три эратемы рифея и венд (Bertrand-Sarfati, Walter, 1981; Hofmann, 1987; Semikhatov, 1991; Семихатов и др., 1991), но обобщение мирового материала по распределению строматолитовых таксонов в пространстве и времени показало, что в ряде обширных регионов строматолитовой индивидуальностью обладают и некоторые неформальные подразделения, подчиненные эратемам рифея (Крылов, 1975, 1985; Раабен, 1975, 1985; Семихатов, Раабен, 1994; в печати).

2. Наиболее обоснованные и надежные стратиграфические построения по строматолитам возможны в пределах обширных провинций, измеримых по размерам с палеобиогеографическими провинциями фанерозоя. Здесь на стратиграфию работает большинство присутствующих таксонов, которые вступают в определенные неповторимые сочетания, характеризующие тот или иной объем отложений. Пределы вертикального распространения этих ассоциаций в значительной мере контролировались абиотическими, в том числе эвстатическими факторами (Gebelein, 1976; Семихатов, Серебряков, 1983). Тем не менее, наличие таких ассоциаций открывает возможность применения строматолитов для относительно дробной корреляции отложений на обширных территориях (например, Семихатов, Серебряков, 1983; Liang et al., 1985), и для выделения региональных (провинциальных) горизонтов, которые обладают своим палеонтологическим лицом и служат детализации стратиграфических шкал (Раабен, 1976; Раабен, Комар, 1983; Келлер, Раабен, 1989).

3. Межпровинциальные сопоставления по строматолитам обладают заметно меньшими разрешением и надежностью, чем внутривинциальные, и их следует проводить с привлечением независимых методов, определяющих координату времени. Тем не менее, имеющиеся данные доказывают наличие глобальных трендов изменения таксономического состава и разнообразия протерозойских строматолитов и связь этих трендов с общей эволюцией экосистем того времени (Семихатов, Раабен, 1994; в печати).

*Микрофоссилии* докембрия – это большая группа морфологически разнообразных остатков микроорганизмов, гетерогенных по биологической принадлежности (бактерии, цианобактерии, низшие эвкариотные водоросли, низшие грибы, протисты и др.) и экологической специализации (бентос, планктон), которые дошли до нас в виде органостенных и минерализованных (главным образом окремненных) образований. Многие исследователи именно с микрофоссилиями связывали перспективы биостратиграфии докембрия (обзор см. Тимофеев и др., 1976; Крылов и др., 1989). Однако простота строения и морфологический консерватизм преобладающего количества протерозойских микроорганизмов, широкое развитие процессов их посмертной деградации, нередко приводивших к появлению артефактов, наличие двух форм сохранности и значительный факультетный контроль над таксономическим составом микробиот – все это осложняет стратиграфическое использование протерозойских микрофоссилий. Следует также отметить, что классификация органостенных их разновидностей была упорядочена лишь недавно (Янкаускас и др., 1989).

Окремненные микрофоссилии протерозоя в своем большинстве приурочены к специфическим мелководным (верхняя сублитораль – литораль) отложениям карбонатных платформ, где сохраняются в кремневых конкрециях, возникших на самых ранних стадиях диагенеза (Maliva et al., 1989). Наблюдаемые в таких отложениях ассоциации микрофоссилий отличаются почти полным господством морфологически простых нитчатых и коккоидных форм – остатков цианобактерий, а в некоторой своей части, вероятно, и эвкариотных одноклеточных водорослей, которые не обнаруживали ясной морфологической эволюции в течение всего протерозоя и имеют близких по строению аналогов в современных мелководных микробных сообществах (библиографию см. Knoll et al., 1991; Сергеев, 1992). Ассоциации подобного типа известны не только во всех трех сериях уральского рифея и их аналогах во многих регионах, но также в нижнепротерозойских и вендских отложениях (Сергеев, 1992; Schopf, 1992; Sergeev et al., 1995). Гораздо реже в силу тафономических причин (Петров и др., 1995) среди рифейских окремненных микрофоссилий встречаются

представители стратиграфически более ценных несомненных эвкариот, которые занимали более глубоководные зоны палеобассейнов.

В качестве эволюционных, стратиграфически значимых изменений протерозойских прокариот довольно долго, вслед за Дж. Шопфом (Schopf, 1977), рассматривалось увеличение во времени предельных размеров представителей их главных морфотипов – одиночных и колониальных коккоидных форм, чехлов и трихомов. Расширение базы данных, как недавно подчеркнул Дж. Шопф (Schopf, 1992), заставило отказаться от этих выводов в отношении прокариот. Морфологические инновации в рассматриваемых сообществах в рифее были представлены лишь отдельными родами. Среди них относительно широким латеральным распространением пользуются только некоторые представители ностоковых цианобактерий, появившиеся в раннем рифее (Sergeev et al., 1995), стебельковые цианобактерии *Polybessurus*, появившиеся в среднем и получившие межрегиональное распространение в верхнем рифее (Сергеев, 1992; Green et al., 1989), и спирально-цилиндрические *Obruchevelva*, известные в верхнем рифее ряда регионов Евразии, в Гренландии и Австралии (Головенко, Белова, 1994). Вместе с тем, тафономическая и экологическая специфика раннего и среднего рифея, по мнению Э.Х. Нолла и В.Н. Сергеева (Knoll, Sergeev, 1995; Sergeev et al., 1995), определили некоторые количественные (статистические) особенности окремненных прокариотных ассоциаций этого возраста (широкое распространение фоссилизованных акинет гормогониевых цианобактерий и др.), которые, впрочем, не повторяются в органостенных микробиотах, демонстрирующих обилие акинет в верхнем рифее (Янкаускас и др., 1989; Петров, Вейс, 1995). К сказанному надо добавить, что в относительно глубоководных отложениях с возрастом 1.9 - 2.1 млрд. лет на трех континентах известна так называемая ганфлинтская ассоциация ископаемых прокариот, не поднимающаяся в рифей (Moore et al., 1992).

Органостенные микрофоссилии рифея встречаются в широком спектре фациальных типов силикокластических отложений и обнаруживают серьезные изменения систематического состава по профилю бассейнов. Эти изменения отражают былое существование нескольких фациально-экологических группировок микроорганизмов, среди которых, как показано на сибирском материале (Вейс, Петров, 1994а, б; Петров, Вейс, 1995), наибольшим своеобразием обладают две – мелководная и среднеглубинная (“оптимальная”). Бедная количественно первая объединяет немногие консервативные прокариотные и некоторые вероятно эвкариотные формы – морфологически наиболее простые акритархи, колониальные коккоидные и нитчатые формы. В отличие от этого,

представители среднеглубинной группировки богаты и систематически разнообразны. Они включают не только простые транзитные морфотипы прокариот и вероятных эвкариот, но и значительное количество сложно построенных планктонных и бентосных несомненных эвкариот. Именно эти группировки наиболее интересны со стратиграфической точки зрения.

Имеющиеся сведения о вертикальном распределении органостенных микрофоссилий в рифейских отложениях Северной Евразии, подкрепленные менее полными материалами по другим континентам (оригинальные данные и библиографию см. Янкаускас и др., 1989; Герман, 1990; Вейс, Воробьева, 1992, 1993; Вейс, Петров, 1994б; Бурзин, 1994; Mendelson, Schopf, 1992; Horodyski, 1993; Butterfield et al., 1994; Knoll, Sergeev, 1995), показывают, что представительные региональные последовательности этих ископаемых во времени увеличивали систематическое разнообразие и обогащались относительно крупными представителями акритарх и некоторых других морфотипов. Однако даже в наиболее полных разрезах рифея появление принципиально новых морфотипов или массовых новых родов микрофоссилий происходит лишь на очень немногих (одном - трех) стратиграфических уровнях и, судя по сибирским материалам, только в “оптимальных” фациально-экологических группировках (Вейс, Петров, 1994б; Петров, Вейс, 1995).

Важнейшие изменения рифейских микробиот, запечатленные как в органостенных, так и в некоторых окремненных ассоциациях, произошли в самом начале позднего рифея, около 1 млрд. лет назад. В это время фиксируется значительное увеличение предельных размеров акритарх, широкое распространение акантоморфных (роды *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*) и других орнаментированных их представителей, появление ряда новых морфотипов нитчатых форм, а также сложно дифференцированных остатков низших грибов и их репродуктивных структур. Здесь же отмечаются некоторые изменения в составе прокариот, но главным содержанием рассматриваемых изменений микробиоты была деверсификация эвкариот – зеленых, красных и хромовитовых водорослей (Knoll, 1992, 1994; Mendelson, Schopf, 1992; Butterfield et al., 1994; Knoll, Sergeev, 1995).

В классических разрезах рифея Северной Евразии микробиоты рассматриваемого типа лучше всего представлены в нижней части лахандинской серии Учуро-Майского региона, в деревнинской свите Туруханского поднятия и (в несколько обедненном виде) в четвертой снизу (бедерьшинской) подсвите базальной зильмердакской свиты стратотипа верхнего рифея на Южном Урале (Келлер, 1982; Вейс, Петров, 1994б; Петров, Вейс, 1995). Большое сходство лахандинской,

деревнинской и бедерышинской ассоциаций микрофоссилий и их отличия от предшествующих микробитов позволяют коррелировать названные ассоциации между собой и утверждать, что по микрофитологическому выражению предбедерышинский рубеж на Урале со всех точек зрения сравним с предлахандинским и одновозрастным ему преддеревнинским рубежами в Сибири. Тем не менее, использовать рассматриваемые микробиты для дефиниции нижней границы верхнего рифея пока нельзя: данная граница формально закреплена в подошве зильмердакской свиты, а добедерышинская часть последней в силу фациальных причин (Маслов, 1988, 1991) лишена микрофоссилий.

Ряд представительных разрезов вышележащих горизонтов верхнего рифея демонстрируют увеличения систематического разнообразия орнаментированных акритарх в средней части этой эратемы и появление здесь же, около 850 млн. лет назад, вазоподобных протист *Melanocygrillum* (библиографию см. Герман, 1990; Бурзин, 1994; Knoll, 1992, 1994; Mendelson, Schopf, 1992). Это создает реальные предпосылки для двучленного деления верхнего рифея по микрофоссилиям. Существенно, что большинство таксонов акритарх, появившихся в позднем рифее, не переходят в венд, а в нижних постлапландских горизонтах последнего присутствует новая характерная ассоциация сложно орнаментированных крупных акритарх (Бурзин, 1994; Knoll, 1992, 1994).

Более дифференцированная по латерали картина распределения органостенных микрофоссилий наблюдается в той части рифейских отложений, которая предшествует появлению бедерышинской, лахандинской, деревнинской и сравнимых с ними верхнерифейских ассоциаций. В уральском стратотипе рифея среди докаратавских (средне- и нижнерифейских) микрофоссилий доминируют сфероморфные акритархи в силикокластических фациях и простые коккоидные и нитчатые формы в карбонатных (Келлер, 1982; Сергеева, 1992) и только у кровли среднего рифея, кроме названных форм, появляются некоторые характерные таксоны, широко распространенные в верхнем рифее – крупные сфероморфные акритархи, фрагменты трихомов осцилляториевых цианобактерий и др. (Янкаускас и др., 1989).

В отличие от этого, в Средней Сибири стратиграфически ниже появления лахандинско-деревнинской ассоциации, наблюдается важный микрофитологический рубеж, определяемый появлением тоттинской (Учуро-Майский регион) и одновозрастной с ней безыменной (Туруханское поднятие) микробитов. Здесь, наряду с транзитными средними и мелкими сфероморфными акритархами, простыми колониальными коккоидными формами, узкими чехлами и трихомами, в

“оптимальной” фациально-экологической группировке появляются гигантские акритархи *Chuaria*, специфические колониальные коккоидные формы, своеобразные, в том числе многорядные чехлы, широкие трихомы, ветвящиеся слоевища и др. (Вейс, 1988; Вейс, Воробьева, 1993; Вейс, Петров, 1994б). Эти особенности состава названных микробитов, наличие в них ряда таксонов, ранее считавшихся характерными для верхнего рифея, и значительное увеличение размеров ряда присутствующих морфотипов привело А.Ф. Вейса (1988; Вейс, Воробьева, 1992, 1993), В.Г. Пятилетова (1988) и ряд других микрофитологов (см. Янкаускас и др., 1989) к выводу, что эти микробиты имеют позднерифейский возраст и в уральском стратотипе “вставляются” на добедерышинский уровень зильмердакской свиты, лишенный собственных микрофоссилий.

Имевшиеся до недавнего времени скудные изотопно-геохронологические данные не позволяли полностью исключить такой вывод. Тем не менее, они давали основания полагать, что отнесение тоттинско-безыменных отложений к верхнему рифею, с иных позиций активно развиваемое рядом других исследователей (Хоментовский и др., 1985; Комар, 1990; Шенфильд, 1991), приводит к введению самостоятельной, сибирской модели границы среднего и верхнего рифея, отличной от принятой в типовом для нее уральском разрезе (Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др., 1991) – к установлению этой границы не по фиксированному уровню в уральском стратотипе, а по появлению определенной ассоциации микрофоссилий в среднесибирских разрезах.

Материалы, полученные в последние годы, убеждают, что тоттинско-безыменные микробиты не могут рассматриваться как доказывающие верхнерифейский возраст вмещающих отложений. Дело в том, что почти все характерные их представители, а также отдельные показательные таксоны, ранее известные только в лахандинской и в сравниваемых с ней ассоциациях (окруженные чехлом и обладающие настоящим ветвлением стиганемоподобные многорядные агрегаты клеток, спирально-кольцевые *Elatera* и др.), были описаны в составе “оптимальной” фациально-экологической группировки в усть-ильинской и котуйканской свитах Анабарского массива (Вейс, Воробьева, 1992; Вейс, Петров, 1994б), которые по ряду других данных являются доверхнерифейскими и принадлежат нижнему рифею. Эти данные следующие: 1. Хемостратиграфические С-изотопные материалы (Knoll et al., 1995) показывают, что усть-ильинская и котуйканская свиты древнее постбезыменной последовательности Туруханского района, возрастные рамки которой оцениваются примерно в 1100 - 850 млн. лет (Горохов и др., 1995а; Овчинникова и др., 1995). 2. Строматолитовые и литостратиграфические корреляции

(Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991) показывают, что названные свиты древнее тех отложений Оленекского поднятия, которые имеют изохронный Rb-Sr и K-Ar возраст глауконита  $1263 \pm 13$  и  $1287 \pm 16$  млн. лет соответственно (Горохов и др., в печати). 3. Изохронный Rb-Sr и K-Ar возраст усть-ильинского глауконита равен соответственно  $1483 \pm 5$  и  $1459 \pm 10$  млн. лет (Горохов и др., 1991). 4. Котуйканские строматолиты принадлежат нижнерифейскому комплексу (Комар, 1966; Крылов, 1975). Следует также отметить, что, по мнению В.Н. Сергеева и Э.Х. Нолла (Sergeev et al., 1995), таксономический состав усть-ильинских и котуйканских органостенных микробиот сравним с наблюдаемым в других микробиотах мезопротерозойского (нижне-среднерифейского) возраста.

Суммируя сказанное отметим, что в начале рифея состав органостенных микрофоссилий несколько расширился (появились некоторые усложненные сфероморфные акритархи, ветвящиеся слоевища и др.), а предельные размеры акритарх возросли (Вейс, Семихатов, 1989; Янкаускас и др., 1989). Однако большинство известных нижнерифейских органостенных микробиот отличается господством небольшого количества наиболее простых акритарх, колониальных коккоидных и нитчатых форм очень широкого диапазона вертикального распространения, хотя иногда они и включают некоторые таксоны, в других разрезах обычные в более молодых отложениях (Вейс, Семихатов, 1989). Простотой таксономического состава отличается и большинство среднерифейских микробиот, которые, таким образом, не дают оснований для отличия среднерифейских отложений от нижнерифейских. Лишь в Средней Сибири в доверхнерифейских (лахандинских) отложениях наблюдается существенное расширение систематического состава микрофоссилий, связанное с появлением тоттинско-безыменской микробиоты. Однако, учитывая данные по усть-ильинской и котуйканской микробиотам, это расширение на данном уровне приходится относить к явлениям только среднесибирского масштаба.

Наиболее яркие изменения рифейских микрофоссилий, как мы видели, произошли в самом начале позднего рифея и были связаны с широким распространением орнаментированных и, прежде всего, акантоморфных акритарх и других морфотипов, определяющих лицо лахандинской, деревнинской, бедерышинской и сравнимых с ними микробиот. Особенности вертикального распространения верхнерифейских акритарх, а в некоторых разрезах и появление вазообразных протист создают специфику микрофитологической характеристики нижней и верхней частей названной эратемы.

Использование особенностей вертикального распространения микрофоссилий для определения границ общих подразделений рифея в настоящее время сдерживается тем, что представительные рифейские микробиоты известны лишь в очень небольших по мощности интервалах разреза. Эти интервалы составляют малые доли процента от общей мощности рифейских последовательностей и разделяются несоизмеримо более значительными толщами, которые в силу фациальных (а частично, видимо, и тафономических) причин либо вообще не содержат микрофоссилий, либо содержат лишь высоко консервативные мелководные группировки. Поэтому с биостратиграфической точки зрения главной задачей изучения позднедокембрийских микрофоссилий является существенная детализация микрофитологической характеристики опорных разрезов и поиск в них среднеглубинных ("оптимальных") фациально-экологических группировок ископаемых микроорганизмов, которые были наиболее динамичными членами микробных сообществ рифея и венда.

#### ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

Изотопная геохронология в пределах хроностратиграфического пространства выступает не как самодостаточный метод разбиения геологического времени на какие-то отрезки и дефиниции хронометрических границ, а как инструмент калибровки (датирования) стратиграфических границ, обоснованных другими методами, а в докембрии и как один из главных инструментов их корреляции. Ясно, что наибольшее значение в стратиграфии имеют те геохронометры и изотопно-геохронологические системы, которые способны предоставить прямую и надежную информацию о возрасте супракрустальных последовательностей и стратиграфических границ. К сожалению, соответствующие датировки в количественном отношении подчинены датировкам интрузивных и метаморфических пород, которые определяют лишь пределы возраста контактирующих с ними слоистых серий.

Едва ли не самым важным геохронометром в стратиграфии докембрия вообще и рифея в частности являются вулканогенные цирконы. Морфологические особенности этих минералов позволяют отличать их от иногда присутствующих в вулканитах цирконов иного генезиса, а их U-Pb изотопные системы дают надежную информацию о возрасте вулканизма (обзор и библиографию см. Бибикова, 1989). Высокая точность U-Pb датировок цирконов, достигнутая в лучших лабораториях ( $\pm 0.1\%$ ), позволяет определять возраст сближенных во времени дискретных магматических событий и делает этот минерал весьма удачным

геохронометром для прецизионного датирования стратиграфических границ (например, Bowring et al., 1993). Точность таких определений, сделанных по единичным зернам циркона, для рифейского возрастного интервала колеблется в пределах первых миллионов лет. В отличие от этого, Rb-Sr и Pb-изохронные датировки позднедокембрийских вулканитов нередко приводят к получению преуменьшенных (“омоложенных”) значений в результате нарушения изотопных систем в ходе тривиальных поствулканических или наложенных процессов (Горохов, 1985; Faure, 1986). При датировании вулканитов изохронным Sm-Nd методом могут возникнуть сложности, связанные с неоднородностью изотопного состава первичного Nd в анализируемых образцах, что ведет к получению преувеличенных значений возраста (Faure, 1986; Бибикина и др., 1990).

При всей привлекательности U-Pb датировок вулканогенных цирконов, они не могут обеспечить все запросы рифейской стратиграфии из-за того, что многие ключевые разрезы данного возраста не содержат вулканитов. В этом отношении очень показательно, что при возрастной калибровке кривой изменения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах позднего каратавия, венда и начала кембрия А. Кауфман и Э. Нолл (Kaufman, Knoll, 1995) смогли привести только шесть прецизионных U-Pb датировок цирконов, важных для корреляции опорных разрезов названного возраста. Поэтому в рифейской и вендской изотопной геохронологии особое значение имеют осадочные геохронометры – глобулярные и тонкозернистые филлосиликаты (минералы глауконит-иллитового ряда), возраст которых может быть определен Rb-Sr, K-Ag, а в некоторых случаях и Sm-Nd методами.

Анализ Rb-Sr и K-Ag систематики различных осадочных пород и минералов уже довольно давно показал, что валовые пробы глинистых пород непригодны для изотопного датирования из-за неизбежного присутствия в их обломочной фракции (в том числе в  $2M_1$  и частично в  $1M$  иллите) радиогенных  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{40}\text{Ar}$ , унаследованных от источников сноса (Clauer, 1976; Odin, 1982; Горохов, Семихатов, 1984). Поэтому современные попытки использования валовых проб рифейских аргиллитов для изотопного датирования (Виноградов и др., 1994) могут рассматриваться только как неоправданный анахронизм.

Более перспективным осадочным геохронометром являются мелкие (<2 или <1 мкм) размерные фракции тонкозернистых глинистых минералов и прежде всего иллита, выделенные из неизмененных глинистых пород (Clauer, 1976; Odin, 1982; Горохов, Семихатов, 1984). Довольно долго считалось, что такие фракции представлены только одной аутигенной генерацией данного минерала и потому широко использовались для Rb-Sr

и K-Ag датирования отложений, лежащих вне зоны анхиметаморфизма и более глубоких изменений.

Однако развитие исследований показало, что рассматриваемые фракции могут быть гетерогенными и включать как терригенные, так и разновозрастные аутигенные компоненты, образованные на различных этапах геологической истории породы (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995). Ясно, что подобная гетерогенность ведет к искажению возрастной информации – появлению псевдохронных зависимостей на Rb-Sr диаграммах и средневзвешенных значений K-Ag возраста. Путь к получению стратиграфически значимых изотопных датировок тонкозернистых глинистых минералов лежит через выделение нескольких субфракций иллита очень узкого размерного диапазона (0.2 - 0.1 мкм и менее), детальное их рентгеноструктурное и электронномикроскопическое изучение, совместное использование K-Ag и изохронной Rb-Sr техники для изучения генетически однородного материала и привлечение геологических данных при интерпретации реального значения вычисленных изотопных датировок (Бибикина и др., 1990; Gorokhov et al., 1994). Такой подход открывает возможность получения объективной информации о времени раннего диагенеза и/или регрессивного катагенеза верхнедокембрийских глинистых пород. Ограничения метода связаны с лабильностью K-Ag и Rb-Sr систем тонкозернистого иллита. Последнее замечание в полной мере относится и к глобулярным слоистым силикатам глауконит-иллитового состава, с которыми часто связывались перспективы разработки изотопно-геохронологической шкалы рифея (Келлер, 1963; Гаррис и др., 1964; Келлер и др., 1973). Однако многочисленные примеры нарушения K-Ag и Rb-Sr систем этих минералов, обычно вызванные потерями  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{40}\text{Ar}$  в процессе регрессивного катагенеза в зоне циркуляции метеорных вод (Morton, Long, 1984; Семихатов и др., 1989), определили более осторожное отношение к возможностям этого геохронометра.

В связи со сказанным особую остроту приобретает вопрос о критериях надежности глауконитового геохронометра и разделение минералов с нарушенными (“омоложенными”) и ненарушенными изотопно-геохронологическими системами. Надо подчеркнуть, что получение по глауконитам согласующихся значений K-Ag и изохронного Rb-Sr возраста само по себе свидетельствует лишь о том, что эти значения фиксируют какое-то реальное геологическое событие, но не доказывает сохранности первичных изотопно-геохронологических систем. Минералогические критерии пригодности глауконитов для определения возраста осадконакопления (раннего диагенеза), разработанные на мезокайнозойских примерах (Odin, 1992), оказались недостаточными для докембрийских и

кембрийских образцов (Ивановская и др., 1988; Семихатов и др., 1989; Горохов и др., 1991). Вместе с тем, неоднократные попытки использования мессбауэровской спектроскопии для выявления критериев сохранности Rb-Sr и K-Ag систем в рассматриваемых минералах недавно увенчались успехом (Горохов и др., в печати). Новый подход к интерпретации этих спектров, разработанный О.В. Яковлевой, показал, что минералам с ненарушенными системами свойственны упорядоченное распределение октаэдрических катионов и доменная структура, а причиной потери радиогенных  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{40}\text{Ar}$  глауконитом является окисление железа в зоне циркуляции метеорных вод (Горохов и др., в печати; Yakovleva, Gorokhov, 1995).

Расширению методической базы изотопной геохронологии рифея способствовал достигнутый в последние годы прогресс в точности изменения изотопного состава Pb в горных породах. В результате открылась возможность корректного использования U-Pb и Pb-Pb изохронного датирования карбонатных пород (обзор и библиографию см. Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1995). Полученный за последнее десятилетие опыт подобного датирования в возрастном диапазоне от архея до мезозоя показал, что проанализированные карбонаты не всегда образуют на эволюционных диаграммах изохронные зависимости, а в случаях возникновения таких зависимостей вычисленный по ним возраст, в силу разных причин (Jahn, Cuvellier, 1994), не обязательно отвечает стратиграфическому. Поэтому корректное применение карбонатного U-Pb геохронометра требует совместного исследования его U-Pb и Pb-Pb систем, использования комплекса геохимических критериев для отбора наименее измененных образцов и привлечения геологической и стратиграфической информации при интерпретации реального смысла полученных величин изотопного возраста (Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1995). Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что попытки использования K-Ag метода для датирования валовых проб карбонатных пород (Пономарчук и др., 1994) не могут приниматься в расчет до тех пор, пока не будет проведена строгая идентификация и установлен генезис K-содержащих фаз этих пород.

Итак, в современной изотопной геохронологии рифея используется ряд изотопных систем и геохронометров, обладающих различной степенью устойчивости к наложенным воздействиям. Совместное их применение (и прежде всего использование U-Pb цирконового датирования) представляет надежную изотопно-геохронологическую информацию, имеющую первостепенное значение для установления возраста событий и телекорреляции хроностратиграфических подразделений и их границ.

## ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

Хемотратиграфия верхнего докембрия опирается на анализ возрастных изменений изотопного состава карбонатного C и на рассмотрение эволюции изотопного состава Sr в палеоокеане, которая устанавливается на основании первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах.

Изотопное фракционирование в процессах автотрофной фиксации  $\text{CO}_2$  и требование сохранения баланса углеродных масс, поступающих в Мировой океан и покидающих его, приводит к тому, что изменения изотопного состава карбонатного и органического C в каждый момент времени отражают соотношение захороненных объемов этих двух углеродных фаз (Hayes, 1983). Изучение фанерозойских разрезов выявило наличие как долговременных трендов изменения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах, так и кратковременных (отвечающих биостратиграфической зоне или ее части) экскурсов этого параметра, связанных с теми или иными событиями в биосфере (библиографию см. Knoll et al., 1995). Хотя стратиграфическое значение таких вариаций несомненно, они редко привлекаются для корреляций из-за высокой разрешающей способности фанерозойской биостратиграфии.

Первые попытки выяснения изотопной летописи C в докембрии, основанные на малом количестве образцов, не всегда строго привязанных к хронометрической шкале, привели к выводу о примерном постоянстве  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах всего протерозоя (колебания в пределах  $0 \pm 2\%$  PDB; Eichmann, Schidlowski, 1975; Schidlowski et al., 1983). Переход к более детальному изучению протерозойских последовательностей внес в эти выводы существенные коррективы: было показано, что определенные части протерозоя отличались значительными вариациями  $\delta^{13}\text{C}$ . Не касаясь имеющихся данных по нижнему протерозою (Karhu, 1993; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; и др.), остановимся на рифее.

Материалы, полученные при изучении ряда разрезов разных континентов, показывают, что карбонаты нижнего и большей части среднего рифея обладают в общем однообразными слабо отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (от 0 до  $-2\%$ ), но в конце среднего и в первой половине позднего рифея этот параметр ощутимо вырос ( $\delta^{13}\text{C}$  обычно от  $+1$  до  $+3\%$  с отдельными пиками до  $4.7\%$ ; Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995; и библиография в этих работах). Материалы по Турханскому району Сибири показывают, что этот процесс начался в отложениях, имеющих изохронный Pb-Pb возраст по карбонатам  $1017 \pm 91$  и  $1035 \pm 60$  млн. лет (изохроны по 11 и 15 точкам соответственно; Овчинникова и др., 1994, 1995). Вторая половина позднего рифея (от 850 млн. лет) и венд в целом характеризовалась еще более

тяжелым изотопным составом карбонатного углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  более 5 - 7, иногда до 10‰), но небольшие дискретные отрезки названного возрастного интервала отличались заметными (до 0 и даже -2‰) падениями  $\delta^{13}\text{C}$  (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995). Эти падения обычно связывают с ледниковыми периодами африканской гляциозеры. Столь же значительные по амплитуде (от -4.6 до +3.5 и даже +5.4‰), но более частые вариации изотопного состава карбонатного углерода происходили в венде и в начале раннего кембрия (Brasier et al., 1994; Kaufman et al., in press).

Глобальный характер, частота проявления и амплитуда отмеченных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  позволяют использовать их для телекорреляций с относительно высоким разрешением, особенно в пограничных отложениях докембрия и кембрия. Однако надо иметь в виду, что на сводной кривой изменения изотопного состава позднекембрийского карбонатного углерода есть разновозрастные отрезки, характеризующиеся одинаковыми или очень близкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Поэтому для обоснованных С-изотопных корреляций необходимо, во-первых, привлечение независимой (палеонтологической, изотопно-геохронологической) информации для строгой привязки хотя бы одного отрезка упомянутой кривой к возрастной шкале, а во-вторых, сравнение протяженных серий последовательных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в стратиграфически полных разрезах. Следует отметить, что возрастная калибровка позднекембрийской стандартной кривой  $\delta^{13}\text{C}$  в настоящее время в значительной мере опирается на интерпретацию микробиологических данных, некоторые расчетные модельные построения и не всегда безусловные корреляции разрезов<sup>1</sup>. Поэтому привязка упомянутой кривой к возрастной шкале еще требует уточнения. Тем не менее корреляционное значение С-изотопной хемотратиграфии несомненно, и уже сейчас имеется ряд показательных примеров успешного ее использования для решения актуальных вопросов корреляции как в пограничных отложениях докембрия и кембрия (Magaritz et al., 1991; Brasier et al., 1993, 1994; Kaufman et al., in press), так и в более глубоких слоях

верхнего протерозоя (Narbonne et al., 1994; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995).

Стронциевая хемотратиграфия опирается на то, что изотопный состав этого элемента в Мировом океане был одинаков в каждый данный момент и определенным образом менялся во времени в результате изменения соотношений двух главных потоков вещества, поступавших в океан, - континентального с высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и мантийного с низким его значением (обзор см. Faure, 1986; Горохов и др., 1995а). Современная Sr хемотратиграфия фанерозоя для большей его части обеспечивает возрастное разрешение в 1 млн. лет и менее, вплоть до первых сотен тысяч лет для отдельных отрезков (DePaolo, Ingram, 1985; Smalley et al., 1994). Это обеспечивается за счет сложного осцилляционного характера кривой изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фанерозойском океане, построенной на основании примерно 1300 анализов, строго привязанных к стратиграфической шкале.

Кривая изменения изотопного состава Sr в протерозойском океане опирается на гораздо более скромную базу данных. Эта кривая имеет в целом восходящий характер и осложнена значительной депрессией в раннем каратавии, около 950 - 800 млн. лет назад (Veizer et al., 1983; Asmerom et al., 1991; Горохов и др., 1995а). Детали конфигурации допозднеюрматинской (древнее 1100 - 1150 млн. лет) части кривой еще требуют уточнения (Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 1995а), но ее часть, относящаяся к концу среднего рифея (юрматиния), позднему рифею и венду, опирается на отвечающие современным требованиям относительно многочисленные (более 260) прецизионные изотопные измерения в ряде разрезов и может считаться в целом обоснованной (Derry et al., 1989, 1992; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995а; Kaufman et al., in press).

Наиболее яркими чертами рассматриваемой кривой являются: 1) общий рост отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в течение раннего и большей части среднего рифея от 0.7045 - 0.7050 до 0.7060 - 0.7062; 2) спад этого отношения, начавшийся в самом конце среднего рифея (несколько ранее 1000 млн. лет, судя по Pb-Pb изохронным датировкам карбонатных пород; Овчинникова и др., 1994, 1995) и завершившейся в раннем каратавии (около 950 - 800 млн. лет назад), когда его величина опустилась до 0.7052 - 0.7054; 3) быстрый рост радиогенной составляющей Sr в позднем каратавии и особенно в венде, когда отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  увеличилось от только что приведенных значений до 0.7085 - 0.7087 в середине немакит-далдынского века, а затем несколько снизилось (до 0.7081) в начале томмотского века (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992, 1994; Горохов и др., 1995а; Kaufman et al., in press).

<sup>1</sup> В качестве примера сошлемся на высказанное в ряде работ мнение, что тиллиты Массачусетса и Ньюфаундленда, предваряемые вулканиитами с U-Pb цирконовым возрастом  $602 \pm 3$  и  $606 \pm 3.4$  млн. лет, коррелируются с варангерским (лапландским) гляциогоризонтом, начинающим собою венд, и что соответственно возраст этого гляциогоризонта и связанного с ним резкого отрицательного excursion  $\delta^{13}\text{C}$  составляет 610 - 590 млн. лет (Harland et al., 1990; Knoll, Walter, 1992; Bowring et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995). Напомним, что изотопные датировки, имеющиеся в области классического развития лапландских ледниковых отложений (Восточно-Европейская платформа и Урал), показывают, что возраст горизонта лежит в пределах  $650 \pm 20$  -  $620 \pm 15$  млн. лет (Keller, Semikhatov, 1990; Семихатов и др., 1991).

Средняя скорость роста отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в позднем каратавии и в венде ( $1.3 \times 10^{-4}$  за 10 млн. лет) значительно превышает величину аналитической погрешности измерения изотопного состава Sr на современных масс-спектрометрах. Поэтому, как уже отмечалось в литературе (Горохов и др., 1995а), метод Sr-изотопной хеомстратиграфии мог бы обеспечить в названном отрезке шкалы неслыханную для докембрия разрешающую способность в  $\pm 5$  млн. лет, если бы этот отрезок характеризовался однонаправленным и монотонным изменением отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Однако имеющиеся данные показывают, что градиент изменения названного отношения в позднем каратавии и венде не оставался постоянным, а на отдельных коротких отрезках возможно мог приобретать и отрицательные значения (Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995а). Поэтому реализация потенциальных возможностей Sr-изотопной хеомстратиграфии высокого разрешения в верхнем рифее и венде требует детализации рисунка стандартной кривой изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в позднедокембрийском океане и более строгой ее возрастной калибровки. В настоящее время эта калибровка во многом зависит от принятых межрегиональных корреляций разрезов, изотопных датировок осадочных геохронометров, интерпретации палеонтологических данных и расчетных оценок возраста изученных образцов, сделанных на основании тех или иных допущений о связи мощностей и длительности формирования отложений (например, Asmerom et al., 1991; Горохов и др., 1995а).

Тем не менее, уже имеющиеся данные определяют специфику Sr-изотопной характеристики ряда последовательных интервалов позднего докембрия: позднего и раннего венда, позднего каратавия, раннего каратавия, конца юрматиния, а в какой-то мере и более древних частей рифея. Дискриминация и межрегиональная корреляция отложений названных возрастных интервалов на основании Sr хеомстратиграфии, как и в случае С-изотопной хеомстратиграфии, требует анализа протяженных и непрерывных осадочных последовательностей и привлечения дополнительных методов определения возрастной координаты для распознавания разновозрастных интервалов разреза, обладающих сходными Sr-изотопными метками. Иначе сохраняется опасность "шагнуть через ступеньку" и сравнить похожие, но разновозрастные отрезки как Sr-, так и С-изотопных кривых. Реальным способом снижения этой опасности является совместное использование Sr- и С-изотопных хеомстратиграфических данных, так как возрастные положения значимых изменений соответствующих кривых в позднем рифее и венде оказываются специфичными.

Наконец, особую проблему докембрийской хеомстратиграфии составляет отбор наименее измененных образцов, сохраняющих первичные С- и Sr-изотопные метки и потому пригодных для установления возрастных колебаний  $\delta^{13}\text{C}$  и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В настоящее время разработан комплекс петрографических и геохимических критериев подобного отбора (см. Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Kaufman, Knoll, 1995; Горохов и др., 1995а). Обязательное их применение является первым необходимым условием получения надежных С- и Sr-хеомстратиграфических данных. Использование этих критериев обычно ведет к отбраковке некоторой части исследуемых образцов, но иногда заставляет исключать из рассмотрения геологические тела регионального масштаба, например, верхний рифей Патомского нагорья, претерпевший широкомащтабные катагенетические изменения (Покровский, Герцев, 1993; Горохов и др., 1995а). Вторым условием получения надежной Sr- и С-изотопной хеомстратиграфической информации является узкий шаг отбора образцов для исследования. В особенности это относится к материалу для С хеомстратиграфии, так как многие корреляционно важные экскурсы кривой  $\delta^{13}\text{C}$  приурочены к очень небольшим отрезкам разреза, мощность которых измеряется первыми метрами (например, Brasier et al., 1994; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., in press).

В заключение данного раздела отметим, что сравнение С- и Sr-изотопных хеомстратиграфических данных, полученных по туруханскому разрезу рифея и по уральскому стратотипу верхнего рифея, позволяет в сочетании с U-Pb датировками карбонатных пород с совершенно новых позиций подойти к разрешению наиболее дискуссионной проблемы стратиграфии верхнего докембрия Северной Евразии – положения границы среднего и верхнего рифея в Сибири. Эта проблема будет рассмотрена в отдельной статье.

## ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД

В верхнем докембрии известны литологические индикаторы контрастных климатических обстановок (эвапориты, тиллиты и др.), но в стратиграфических целях используются лишь ледниковые и связанные с ним отложения, так как именно они образуют протяженные геологические тела, дискретно расположенные в разрезах. Оценки их стратиграфического (корреляционного) значения за последние 40 - 50 лет менялись в широких пределах, что было связано как с трудностями выявления древних ледниковых комплексов, так и с недостаточным пониманием климатических закономерностей их образования (обзор см. Чумаков, 1989; Chumakov, 1992).

Достигнутый в последнее время прогресс в диагностике тиллитов и сопутствующих отложений позволил надежно идентифицировать верхнедокембрийские гляциальные образования во множестве регионов на всех континентах, кроме Антарктиды (Чумаков, 1978, 1989, 1993; Hambrey, Harland, 1985), а доказательство связи оледенений с глобальными эпохами похолоданий (обзор см. Chumakov, 1992) привело к выводу о геологической изохронности конкретных гляциогоризонтов. Такие горизонты представляют собой климатостратиграфические подразделения, которые объединяют латеральный ряд близких по возрасту ледниковых и разделяющих их межледниковых отложений, развитых в пределах обширных геологических регионов.

Длительность формирования позднедокембрийских гляциогоризонтов по аналогии с подобными горизонтами фанерозоя оценивают в миллионы – первые десятки миллионов лет (Chumakov, 1985). К близким оценкам (10 - 20 млн. лет) приводит анализ продолжительности значительных отрицательных экскурсов  $\delta^{13}\text{C}$ , связываемых с глобальными ледниковыми событиями (Kaufman, Knoll, 1995). Обобщение имеющихся данных позволило Э. Ноллу и М. Уолтеру считать, что ранневендский варангерский (лапландский) гляциогоризонт формировался в течение примерно 20 млн. лет (Knoll, Walter, 1992). Коль скоро гляциогоризонты обычно объединяют два или более уровней тиллитов, разделенных межледниковыми отложениями, то диахронность разрезов таких горизонтов не может превышать 5 - 10 млн. лет, что в масштабах докембрийского времени представляет малозначимую величину. Что же касается так называемых венчающих доломитов, которые перекрывают собственно ледниковые горизонты и отвечают этапам дегляциации, то они формировались геологически мгновенно – по-видимому, за несколько тысяч лет (Чумаков, 1993).

Иначе говоря, гляциогоризонты верхнего докембрия – это изохронные маркирующие горизонты, которые отражают относительно кратковременные события, проявленные в обширных регионах, иногда выходящих за пределы одного континента. Сказанное определяет высокий стратиграфический потенциал гляциогоризонтов в региональном масштабе.

Переход к использованию этих горизонтов для межрегиональных телекорреляций требует установления строгих возрастных соотношений между теми примерно полутора десятками региональных гляциогоризонтов, которые сейчас описаны на различных континентах в рифейских, вендских и венд-кембрийских отложениях (Чумаков, 1978, 1989; Hambrey, Harland, 1985). Решить эту задачу можно только путем привлечения прецизионных изотопно-геохронологических, хемотрати-

графических и палеонтологических данных, ибо сами ледниковые отложения не несут достоверной информации о времени их формирования. Можно лишь полагать, что расширение знаний о хронологической структуре ледниковых событий в дальнейшем будет способствовать дискриминации разновозрастных гляциогоризонтов.

Проведенные в последние годы межрегиональные сопоставления позволяют утверждать, что в нижнем и большей части среднего рифея признаков оледенений нет. Самые ранние рифейские тиллиты отмечаются вблизи границы среднего и позднего рифея всего в двух районах (Чумаков, 1993). Зато в позднем рифее и венде установлено не менее четырех периодов оледенений (два в позднем рифее, один в раннем венде и один в конце венда или в начале раннего кембрия), отложения которых широко развиты в межрегиональном и межконтинентальном масштабах и потому представляют интерес как инструмент корреляции. Так, позднерифейские ледниковые образования известны в Экваториальной и Юго-Западной Африке, в Северной Америке (в Скалистых горах и Гренландии), в Австралии, а возможно и в Сибири (среднесибирский гляциогоризонт; Чумаков, 1993). Ранневендские тиллиты и сопутствующие отложения прослеживаются на еще большей площади на северо-западе и востоке Северной Америки, на Шпицбергене, Восточно-Европейской платформе, Урале, в различных районах Китая и Австралии.

Однако возрастные рамки этих ледниковых периодов и принадлежность ряда региональных ледниковых горизонтов к тому или иному конкретному периоду еще требуют уточнения. Выше уже говорилось о противоречивых оценках изотопного возраста варангерского (лапландского) ледникового горизонта (Чумаков, 1989; Семихатов и др., 1991; Harland et al., 1990; Knoll, Walter, 1992; Keller, Semikhatov, 1990). То же можно сказать в отношении первого позднерифейского оледенения, датировки которого в разных работах колеблются от 950 до 850 млн. лет. Что же касается необходимости уточнения данных о возрасте региональных гляциогоризонтов, то ее хорошо иллюстрируют два примера. 1. Ледниковые горизонты верхнего докембрия Юго-Западной Африки твердо нашли свое место в шкале лишь совсем недавно в результате комплексирования геологических, изотопно-геохронологических и хемотратиграфических данных (Kaufman et al., 1991). 2. Тиллиты Жбелия Северной Африки, по положению в разрезе и палеоклиматическим реконструкциям долгое время считавшиеся ранневендскими (лапландскими), теперь на основании находок фауны (Culver et al., 1988; Bertrand-Sarfati et al., 1995) отнесены к субтоммотскому уровню.

Таким образом, широкое латеральное распространение гляциогоризонтов, сформированных в сравнительно короткие дискретные периоды глобальных похолоданий, делает их перспективным инструментом детальных межрегиональных и межконтинентальных корреляций верхнерифейских и вендских отложений. Однако таким корреляциям обязательно должно предшествовать создание независимой возрастной канвы сравнимых региональных последовательностей отложений, чтобы исключить возможность сопоставления разновозрастных ледниковых событий. Без такой канвы гляциогоризонты верхнего докембрия могут использоваться для корреляций только в региональном масштабе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, изменения таксономического состава строматолитов и микрофоссилий позднего докембрия и крупномасштабные вариации изотопного состава C и Sr в карбонатных породах этого возраста создают неповторимую палеонтологическую и хемотратиграфическую специфику последовательных интервалов рифея и венда, а изотопно-геохронологические данные показывают, что длительность таких интервалов уменьшается от более древних к более молодым.

В самом деле, состав микрофоссилий очень мало менялся в течение раннего и среднего рифея, но был специфичным не только в позднем рифее в целом и в венде, но и в отдельных их частях. Значимые вариации изотопного состава карбонатного углерода в позднем докембрии начались только во второй половине среднего рифея и стали более частыми и контрастными в позднем рифее и особенно в венде. Изменения изотопного состава Sr в морской воде приобрели значительные амплитуды и темп, видимо, только с конца среднего рифея, а максимальной величины достигли в венде. Менее четко рассматриваемая тенденция проявилась у строматолитов, но и у них перепады таксономического разнообразия были более контрастными в раннем и позднем каратавии и венде, чем в преществующей части позднего докембрия. Иначе говоря, уменьшение длительности подразделений, обладавших спецификой палеонтологической и хемотратиграфической характеристик, было связано с изменениями темпов как эволюции докембрийского биоса, так и вариаций изотопно-геохимических характеристик палеоокеана. Видимо, оно отражало общий тренд развития протерозойских экосистем во времени. К сказанному надо добавить, что таксономическое разнообразие и степень индивидуализации ассоциаций микрофоссилий и строматолитов, определяющих специфику упомянутых интервалов, также растут вверх по разрезу.

В современных хроностратиграфических шкалах докембрия границы общих стратонов, как известно, определяются геологическими событиями, проявленными в стратотипической местности соответствующего стратона или его нижней границы. Так, в стратиграфической шкале докембрия, принятой в 1990 г. для территории бывшего СССР, нижние границы трех эратем рифея, как говорилось ранее, формально закреплены в основании базальных силикокластических толщ бурзянской, юрматинской и каратавской серий, которые знаменовали начало новых этапов геологического развития стратотипического региона и предварялись несогласиями того или иного значения.

Эти толщи лишены палеонтологических остатков (если не считать нескольких примитивных акритарх в основании бурзянской серии) и по особенностям состава не могут служить источником C- и Sr-хемотратиграфической информации. Поэтому основная нагрузка в прослеживании (корреляции) границ хроностратиграфических подразделений рифея сейчас ложится на изотопно-геохронологические данные. Что же касается палеонтологических и хемотратиграфических данных, то они определяют специфику некоторых вещественных подразделений (отрезков разрезов) и их корреляцию со стратотипами эратем рифея или с определенными частями последних. Для привлечения этих данных к обоснованию границ названных эратем необходимо, во-первых, получение во внеуральских разрезах комплексной палеонтологической (микрофоссилии, строматолиты) и хемотратиграфической (C, Sr) характеристики отложений, прилежащих к границам эратем, а во-вторых, существенное повышение точности корреляции этих разрезов с уральскими стратотипами нижнего, среднего и верхнего рифея и их границ.

Имеющиеся данные показывают, что одним из перспективных разрезов для комплексного биостратиграфического и хемотратиграфического обоснования границы среднего и верхнего рифея является разрез Туруханского поднятия, а наиболее удачную модель для разработки приемов общего расчленения рифейских эратем на подчиненные хроностратиграфические единицы представляет верхний рифей Южного Урала. Ближайшая задача в изучении этой модели – получение детальной хемотратиграфической характеристики и отвечающих современным требованиям изотопных датировок разных горизонтов каратавской серии и детализация картины распределения в ней строматолитов и микрофоссилий на эколого-фациальной основе.

Таким образом, специфика био- и хемотратиграфической характеристик каждой из трех эратем рифея и некоторых их частей в совокупности с изотопно-геохронологическими, а иногда

и климатостратиграфическими данными позволяют не только распознавать названные подразделения в удаленных разрезах и коррелировать их между собой, но и создают заманчивую и реальную перспективу перехода к дефиниции этих подразделений (то есть к определению их нижних границ) на палеонтологической и хемостратиграфической основе.

Автор выражает искреннюю признательность Н.М. Чумакову, М.Е. Раабен и А.Ф. Вейсу за ценные замечания, сделанные при чтении рукописи этой статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09403), а также Международного научного фонда и правительства Российской Федерации (грант MLO-300).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бибикова Е.В., Горохов И.М., Неймарк Л.А., Семихатов М.А.* Различные изотопно-геохронологические системы и геохронометры в докембрии // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. II Всес. совещ. Тез. докл. Уфа: Башк. НЦ АН СССР, 1990. С. 7 - 13.
- Бурзин М.Б.* Основные тенденции в историческом развитии фитопланктона в позднем докембрии и раннем кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. С. 51 - 62.
- Вейс А.Ф.* Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47 - 64.
- Вейс А.Ф., Семихатов М.А.* Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36 - 55.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского поднятия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114 - 130.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41 - 58.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Зависимость систематического разнообразия комплексов органостенных микрофоссилий рифея Сибири от условия их формирования // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994а. С. 32 - 42.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994б. Т. 2. № 5. С. 97 - 129.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др.* Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископ. 1994. № 4. С. 49 - 76.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) // Абсолютный возраст геол. формаций. М.: Наука, 1964. С. 431 - 455.
- Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.
- Головенко В.К.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: надежды и реальность // Сов. геология. 1984. № 8. С. 43 - 54.
- Головенко В.К., Белова М.Ю.* "Гигантизм" в развитии микрофоссилий докембрия и его биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 33 - 39.
- Горохов И.М.* Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 152 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А.* Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископ. 1984. № 2. С. 87 - 109.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17 - 32.
- 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. 1995а. Т. 3. № 3. С. 3 - 33.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л.* Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995б. Т. 3. № 5. С. 54 - 65.
- Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А.* Rb-Sr и K-Ar возраст и месбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископ. В печати.
- Ивановская Т.А., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Минералого-геохимические аспекты использования глобулярных слоистых силикатов в изотопной геохронологии // Изотопные методы в геологии, геохимии и металлогении. Л.: Наука, 1988. С. 8 - 33.
- Келлер Б.М.* Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 62 с.
- Келлер Б.М.* (ред.) Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963. 716 с.
- Келлер Б.М.* Подразделения общей стратиграфической шкалы докембрия // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 6. С. 1405 - 1408.
- Келлер Б.М.* (ред.) Стратотип рифея. Палеонтология, палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Келлер Б.М., Раабен М.Е.* Горизонты верхнего докембрия // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 6 - 12.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А.* Опорные разрезы рифея материалов // Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология. М.: ВИНТИ, 1968. С. 5 - 108.
- Келлер Б.М., Хоментовский В.В.* Рифейская группа и ее подразделения. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 149 - 159.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др.* Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний

- протерозой) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 12. С. 26 - 41.
- Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А.* Поздний докембрий // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Наука, 1973. С. 307 - 322.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др.* Информация о Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия // Сов. геология. 1977. № 12. С. 145 - 149.
- Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар В.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.
- Комар В.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В. и др.* О трехчленном делении рифея по строматолитам // Геология докембрия. М.: Недра, 1964. С. 172 - 185.
- Королюк И.К.* Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. 1960. Т. 1. С. 112 - 161.
- Крылов И.Н.* О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 4. С. 895 - 898.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 133 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия. Проблемы-85 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 44 - 55.
- Крылов И.Н., Вейс А.Ф., Сергеев В.Н.* Микрофоссилии в стратиграфии докембрия: проблемы и перспективы // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 31 - 42.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полезн. ископ. 1991. № 4. С. 66 - 82.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Беляцкий Б.В. и др.* Рb-Рb возраст карбонатных пород среднего рифея Сибири: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 6. С. 789 - 793.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископ. 1995. № 6. С. 45 - 61.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13 - 40.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 80 - 100.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского массива (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245 - 1250.
- Покровский Б.Г., Герцев Д.О.* Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезн. ископ. 1993. № 1. С. 64 - 80.
- Пономарчук В.А., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. и др.* Прямое датирование строматолитов Оленекского поднятия К-Аг методом // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 3. С. 378 - 381.
- Пятилетов В.Г.* Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 47 - 104.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея Поллюдова кряжа и их вертикальное распространение // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 2. С. 86 - 101.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е.* Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976. С. 198 - 208.
- Раабен М.Е.* Нижнерифейский строматолитовый комплекс Индии и вопросы расчленения бурзьянской фитемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 35 - 43.
- Раабен М.Е., Комар В.А.* Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 84 - 96.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А.* Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3 - 21.
- Семихатов М.А.* Современные концепции общего расчленения докембрия: анализ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3 - 13.
- Семихатов М.А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6 - 20.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Комар В.А.* Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13 - 31.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10 - 32.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.
- Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др.* Анализ возможностей осадочных геохронометров на

- примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полезн. ископ. 1989. № 6. С. 3 - 18.
- 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 - 13.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Соколов Б.С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21 - 31.
- Соколов Б.С.* Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // Геология докембрия. М.: Наука, 1964. С. 135 - 150.
- Соколов Б.С.* Венд: принципы обоснования, границы и место в шкале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 42 - 61.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.* Микрофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25 - 33.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 201 с.
- Чумаков Н.М.* Ледниковые горизонты и проблемы палеомагнетизма верхнего докембрия // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 42 - 57.
- Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21 - 34.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. серия. Вып. 2(6). М.: Моск. об-во испыт. природы, 1945. 110 с.
- Шатский Н.С.* О нахождении спор наземных растений в древнейших кембрийских отложениях и значение этого открытия для геологии // Общее собр. АН СССР. 10 - 13 июня 1947 г. Докл. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. С. 82 - 90.
- Шатский Н.С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952а. № 1. С. 17 - 32.
- Шатский Н.С.* О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952б. № 5. С. 5 - 19.
- Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5 - 15.
- Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская складчатость // Избр. труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 600 - 619.
- Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др.* Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H. et al.* Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883 - 2894.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolite columnaires du Precambrian superieur, Sahara Nord-Occidental. C.N.R.S. Paris. Ser. geol. 1972. № 14. 245 p.
- Bertrand-Sarfati J., Walter M.R.* Stromatolite biostratigraphy // Precamb. Res. 1981. V. 15. № 3. P. 313 - 371.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Poushkine A., Amard B., Ait Kaci Ahmed A.* First Ediacara fauna found in Western Africa and evidence for an early Cambrian glaciation // Geology. 1995. V. 23. № 1. P. 133 - 136.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al.* Calibration rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. № 5126. P. 1293 - 1298.
- Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M.* Stable isotope calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian-Cambrian boundary) // Terra Nova. 1993. V. 5. № 2. P. 225 - 232.
- Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. et al.* A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia: report of IGCP Project 303 // Geol. Mag. 1994. V. 131. № 6. P. 767 - 783.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.
- Chumakov N.M.* Glacial events in the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. № 1/4. P. 319 - 346.
- Chumakov N.M.* The problems of old glaciations (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). Soviet Sci. Rev. Sec. G. Geol. Rev. N.Y.: Harwood acad. publ., 1992. V. 1. Pt. 3. 208 p.
- Clauer N.* Geochimie isotopique du strontium des milieux sedimentaires - Application a la geochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Sci. Geol. Mem. Strasbourg, 1976. 256 p.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A.* Proterozoic stromatolite zonation // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 11. P. 1017 - 1061.
- Cowie J.W.* Natural boudaries in the global stratigraphic time scale of IUGS // 28-th Intern. Geol. Congr. Abstr. Washington, 1989. V. 1. P. 336.
- Culver S.J., Pojeta J., Repetski J.S.* First record of Early Cambrian shelly microfossils from West Africa // Geology. 1988. V. 16. № 7. P. 596 - 599.
- DePaolo D.J., Ingram B.L.* High resolution stratigraphy with strontium isotopes // Science. 1985. V. 227. № 4689. P. 938 - 941.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al.* Sr isotopic variation in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 9. P. 2331 - 2339.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in Late Proterozoic: evidences from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317 - 1329.
- Eichmann R., Schidlowski M.* Isotope fractionation between coexisting carbonate pairs in Precambrian sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. № 5. P. 585 - 595.

- Faure G.* Principles of isotope geology. N.Y.: Wiley and Sons, 1986. 560 p. Русск. перевод Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
- Gebelein C.D.* The effect of the physical, chemical and biological evolution of the Earth // *Walter M.R.* (ed.). *Stromatolites. Develop. in Sedimentology*, 1976. V. 20. P. 499 - 516.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al.* Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East European Platform: implication for a multistage illite evolution // *Chemical Geol.* 1994. V. 112. N 1. P. 71 - 89.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from silicified stromatolitic carbonates of the Upper Proterozoic limestone-dolomite "Series", Central-East Greenland // *Geol. Mag.* 1989. V. 126. № 5. P. 567 - 585.
- Grey K., Thorne A.M.* Biostratigraphic significance of stromatolites in upward shallowing sequences of the Early Proterozoic Duck Creek Dolomite, Western Australia // *Precamb. Res.* 1985. V. 29. № 2. P. 183 - 206.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // *Controls on carbonate platform and basin development. Soc. Econ. Paleontol. and Mineralogists*, 1989. Spec. publ. 14. P. 79 - 106.
- Hambrey M.J., Harland W.B.* (eds) *Earth's Pre-Pleistocene glacial record.* Cambridge: Univ. Press, 1985. 1004 p.
- Harland W.B., Armstrong R., Cox A.V. et al.* *A geological time scale* 1989. Cambridge: Univ. Press, 1990. 263 p.
- Hayes J.M.* Geochemical evidence bearing on the origin of aerobiosis, a speculative hypotheses. *Schopf J.W.* (ed.) *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution.* Princeton: Univ. Press, 1983. P. 291 - 301.
- Hedberg H.D.* Basis for chronostratigraphic classification of the Precambrian // *Precamb. Res.* 1974. V. 1. № 1. P. 165 - 177.
- Hofmann H.* Precambrian biostratigraphy // *Geoscience Canada.* 1987. V. 14. № 3. P. 135 - 154.
- Horodyski R.J.* Paleontology of Proterozoic shales and mudstones: examples from the Belt Supergroup, Chuar Group and Pahrump Group, western USA // *Precamb. Res.* 1993. V. 61. № 2. P. 241 - 278.
- Jahn B.-M., Cuvellier H.* Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment // *Chemical Geol. (Isotope geosci. sec.)* 1994. V. 115. № 2. P. 125 - 151.
- Karhu J.A.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. № 371. 96 p.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: stratigraphic and biochemical implications // *Precamb. Res.* 1995. V. 79. № 1. P. 27 - 49.
- Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B.* Isotopic composition of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic succession in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism // *Precamb. Res.* 1991. V. 49. № 2. P. 301 - 327.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variation in seawater: implication for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. № 3. P. 409 - 430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al.* Isotopic chemostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar Region, northern Siberia // *Geol. Mag.* in press.
- Keller B.M., Semikhatov M.A.* Isotope geochronology for the Vendian of the USSR // *Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* (eds) *The Vendian System. Vol. 2. Regional geology.* Springer-Verlag, 1990. P. 184 - 190.
- Knoll A.H.* The early evolution of Eukaryotes: a geological perspective // *Science.* 1992. V. 256. № 5056. P. 622 - 627.
- Knoll A.H.* Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolutionary tempo // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1994. V. 91. № 6. P. 6743 - 6750.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic-Neoproterozoic transition // *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 1995. V. 195. № 1 - 3. P. 289 - 302.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // *Nature.* 1992. V. 356. № 6372. P. 673 - 678.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. № 4. P. 531 - 570.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwest Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. № 7. P. 823 - 850.
- Liang Yu., Zhu Sh., Zhang L. et al.* Stromatolite assemblages of Late Precambrian in China // *Precamb. Res.* 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 15 - 32.
- Magaritz M., Kirschvink J.L., Latham A.J. et al.* Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlation for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // *Geology.* 1991. V. 19. № 8. P. 847 - 850.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: a reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios.* 1989. V. 4. № 5. P. 519 - 532.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic and Early Cambrian acritarchs // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study.* Cambridge: Univ. Press, 1992. P. 219 - 232.
- Moore T.B., Horodyski R.J., Lipps J.H., Schopf J.W.* Distinctive problematical Proterozoic microfossils // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study.* Cambridge: Univ. Press, 1992. P. 233 - 240.
- Morton J.P., Long L.E.* Rb-Sr ages of glauconite recrystallization: dating times of regional emergence above sea level // *J. Sediment. Petrol.* 1984. V. 54. № 2. P. 495 - 506.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H.* Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implication for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1994. V. 106. № 12. P. 1281 - 1292.
- Odin G.S.* (ed.). *Numerical dating in stratigraphy. Part I.* New York: Wiley and Sons, 1982. 630 p.
- Preiss W.V.* Intercontinental correlations // *Walter M.R.* (ed.) *Stromatolites. Develop. in sedimentology.* 1976. V. 20. P. 359 - 370.
- Raaben M.E.* Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy // *Amer. J. Sci.* 1969. V. 267. № 1. P. 1 - 18.
- Schatsky N.C.* Les relations du Cambrien avec proterozoic et les plissement baikalien // *Les relations entre Precambrien et Cambrien. Coll. Intern. CNRS. Paris, 1957. № 76. P. 81 - 89.*

- Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan J.R.* Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Schopf J.W. (ed.) *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution*. Princeton: Univ. Press, 1983. P. 149 - 186.
- Schopf J.W.* Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbiota: a preliminary analysis // *Precamb. Res.* 1977. V. 5. № 1. P. 143 - 173.
- Schopf J.W.* Proterozoic Prokaryotes: affinities, geologic distribution, and evolutionary trends // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study*. Cambridge: Univ. Press, 1992. P. 195 - 218.
- Semikhatov M.A.* Experience in stromatolite studies in the USSR // Walter M.R. (ed.) *Stromatolites. Develop. in sedimentology*. 1976. V. 20. P. 337 - 358.
- Semikhatov M.A.* On the Upper Precambrian stromatolite standard of North Eurasia // *Earth Sci. Rev.* 1980. V. 16. № 2. P. 235 - 247.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // *Soviet Sci. Rev. Sec. G. Geol. Rev. N.Y.*: Harwood acad. publ., 1991. V. 1. Pt. 1. 192 p.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mezoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, Siberia // *Paleontol. Soc. Mem.* 1995. № 39. 37 p.
- Smalley P.C., Higgins A.C., Howarth R.J. et al.* Seawater Sr isotope variation through time: a procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks // *Geology*. 1994. V. 22. № 5. P. 431 - 434.
- Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // *Terra Nova*. 1993. V. 5. № 2. P. 244 - 248.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. № 2. P. 295 - 302.
- Walliser O.H.* Toward a more critical approach to bio-events // *Lecture notes in Earth sciences*. V. 8. Global bio-events. Berlin etc.: Springer-Verlag, 1986. P. 5 - 16.
- Walter M.R.* Stromatolites and biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Paleontol. Assoc. Spec. pap.*, 1972. V. 1. 190 p.
- Yakovleva O.V., Gorokhov I.M.*  $^{57}\text{Fe}$  Mössbauer control of ancient glauconite feasibility to numerical stratigraphy // *Terra Abstr. Supplement to Terra Nova*. 1995. V. 7. № 1. P. 327.
- Zhu Sh., Chen H.* Characteristics of Paleoproterozoic stromatolites in China // *Precamb. Res.* 1992. V. 57. № 1. P. 135 - 163.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.732:563.1

**ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА И “НЕОПРОТЕРОЗОЙ-III”**

© 1995 г. Б. С. Соколов

*Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия*

Поступила в редакцию 20.07.95 г.

После утверждения Международной стратиграфической комиссией новой сводной шкалы геологического времени с разделением протерозоя на три эры и десять периодов по геохронометрическим меткам, отвлеченным от их конкретных стратиграфических носителей, в рамках неопротерозойской эры (от 1 млрд. лет до подошвы кембрия) определился только один период “Neoproterozoic-III”, начинающийся с геохронологической даты 650 млн. лет, который может стать выразителем времени реальной геологической системы, поскольку ее верхняя граница уже дана в определении эры (Plumb, 1991; Cowie et al., 1989). Установленному таким путем хронометрическому интервалу и хроностратиграфическому подразделению в полной мере отвечает вендская система. Рассматриваются некоторые вопросы истории становления последней, определения ее границ, расчленения и корреляции на основе методов биостратиграфии и глобальных биогеосферных событий. Подвергается критике место и критерии определения типовой стратиграфической границы докембрия и кембрия.

**Ключевые слова.** Вендская система (венд), синий, эдиакарий, юдомий, нижний кембрий, рифей, верхний протерозой, неопротерозой, томмотский ярус, горизонты: лашландский, редкинский, котлинский, ровенский, немакит-далдынский, суннагинский, платформы: Русская, Сибирская, Южно-Китайская, бесскелетные Metazoa, мелкораковинные ископаемые, сабеллидитиды, вендотениды, микрофитопланктон, строматолиты, эдиакальская фауна, стратотип стратиграфической границы.

После выхода в свет нашей двухтомной “Вендской системы” на русском и английском языках (Соколов, Ивановский, 1985; Соколов, Федонкин, 1985; Sokolov, Ivanovsky, 1990; Sokolov, Fedonkin, 1990), дополненной библиографией “Палеонтология венда” (Ивановский, 1988), уже нет нужды приводить региональную и палеонтологическую характеристику вендских отложений Евразии в рамках бывшего Союза ССР и повторять сложившиеся к тому времени представления о планетарной корреляции венда. Однако прошедшее десятилетие вызвало в разных странах такой взрыв научного интереса геологов, биологов и вообще естествоиспытателей к периоду предкембрийского состояния биосферы Земли, что представляется необходимым более подробно коснуться некоторых обстоятельств становления венда, как совершенно неординарного крупного стратиграфического подразделения – прежде всего в его типовой области Русской платформы, характеризующейся уникальной неизменностью осадков столь древнего происхождения и его богатейшей биотой животного, растительного и бактериального состава. Вполне естественно, что это требует и обращения к материалам по некоторым другим регионам, к ряду других оригинальных исследований, касающихся близких по возрасту отложений и заключенных в них ископаемых, открытых в разное время, на разных континентах и по-разному интерпретированных. Возникла потребность вернуться и к ряду общих представлений в свете

новых знаний. Не все из моих прошлых обобщений, связанных с вендским периодом, оказались верными, а некоторые сейчас требуют дополнений и разъяснений.

**I. ИСТОКИ. РУССКАЯ ПЛАТФОРМА**

Несомненно было даром судьбы, что в конце 40-х годов, включившись в беспрецедентную программу глубокого и опорного бурения на Русской платформе (1946 - 1960-е годы) и обобщения материалов по древнейшему осадочному чехлу, я подошел к выделению венда, направляясь от известного к неизвестному: от древнейших слоев нижнего кембрия – феноменально свежих лепных “синих глин” Прибалтики с редкой, но явно до трилобитовой фауной и их аналогов в Балтоскандии вообще – к мощным подстилающим толщам, природу и возраст которых еще предстояло расшифровать, а для чехла в целом – дать первые литолого-фациальные и палеогеографические карты (Соколов, 1952, 1953, 1956, 1958 и др.). Вскрытые до кристаллического фундамента бурением (от Балтийского и Баренцева морей до Черного и от Польши до Урала) и обнаженные по западной окраине Русской платформы (северо-западные районы, Белоруссия, Вольнь, Подолия), эти отложения оказались представленными в основном морскими толщами глин, алевролитов, разнородных песчаников с эффузивно-осадочными и гляциальными образованиями в основании (юго-запад

платформы). На первых порах все они воспринимались как “немые” и условно относились то к кембрию (традиционная точка зрения ленинградских геологов), то к нижнему палеозою вообще, то к ордовику и силуру, как в Подолии. Решающее значение в определении подлинного возраста этих толщ, их расчленении и корреляции имели уже первые находки *Sabellidites cambriensis* Yan. и *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (Московская синеклиза, Вольтынь, Подолия), четко определившие положение нижнекембрийских зон в разрезе и опорное значение северо-западной схемы с ее двумя комплексами: балтийским (нижнекембрийским) и вендским (докембрийским).

В дальнейшем развитии стратиграфии древних толщ и в ее детализации это имело огромное значение для возрастных заключений об ассоциациях микрофитопланктона (акритарх) нижнего кембрия и венда, для изучения вендотениевой флоры (важнейшей для котлинского горизонта), для определения стратиграфической позиции первых редких находок вендских макроорганизмов: *Beltanelloides sorichevae* Sok. (Прионежье, Причерноморье, Приднестровье), *Cyclomedusa plana* Glaessn. (Подолия), *Vendia sokolovi* Keller (север Европейской России), *Charnia massoni* Ford (район Чешской губы) и некоторых других. Характерная эдиакарская ассоциация бесскелетных Metazoa нашла, таким образом, четкое положение в средней части венда Русской платформы: редкинский горизонт, непосредственно следующий за лапландским или варангерским гляциогоризонтом нижнего венда (Соколов, 1972, 1976, 1984). В дальнейшем огромное разнообразие венд-эдиакарской ассоциации было установлено в разрезах Зимнего и Летнего берегов Белого моря, Онежского полуострова и Украинского Приднестровья (Федонкин, 1981, 1983, 1987; Fedonkin, 1992). Нет сомнения, что это самая яркая биота бесскелетных Metazoa в Северном полушарии, а может быть и во всем мире. По четкости своего стратиграфического положения в практически непрерывном платформенном разрезе Русской платформы и по сопутствующей полноте палеофитологических и палеоихнологических ассоциаций, охватывающих весь венд и нижний кембрий, у него нет аналогов в этом фациальном типе морских отложений. Соперничать может только венд-кембрийский карбонатный (преимущественно) разрез Сибирской платформы, но оба они сейчас хорошо коррелируются по пограничному горизонту с сабеллидитами.

Установленная полнота стратиграфической последовательности и разнообразие ассоциаций фауны и флоры в венд-кембрийском комплексе отложений несомненно ставят Русскую платформу на одно из первых мест для выбора наиболее полноценной типовой или опорной региональной границы нижнего кембрия, т.е. границы кембрий-

ской системы и докембрия. Глобальный стратотип последней, как известно, недавно был выбран рабочей группой экспертов Международной стратиграфической комиссии на Ньюфаундленде (Narbonne, 1987; Brasier et al., 1994 и др.), но его одобрение было отнюдь не единодушным. Одна из причин расхождения взглядов заключается в том, что впервые в истории биостратиграфии глобальный стратотип границы столь высокого ранга был установлен не в результате изучения исторических изменений в развитии фауны, а формально выбран среди некоторой последовательности следов жизнедеятельности неизвестных организмов-илоедов – *Harlaniella podolica* Sok. и *Phycodes pedum* Seil. Таким образом trace fossils совершенно неожиданно проделали ключевой ход к заветному “золотому гвоздю”. В течение многих лет я являлся членом этой группы экспертов, в разное время знакомился с лучшими разрезами, заключающими возможный для выбора стандарт границы докембрия и кембрия – в Англии, Канаде, Австралии, Китае, Сибири, Европейской России, Украины, даже во Франции, Испании и в Северной Африке. В 1972 г. я имел возможность познакомиться и с разрезами позднего докембрия (группа Концепшн с эдиакарской фауной) и кембрия Ньюфаундленда, но тогда и в голову не могло прийти, что финалом огромного опыта экспертных наблюдений на всех континентах окажется выбор границы – фантома. Такая типовая граница может быть и включает некоторое удобство в рамках специфических палеоихнологических сукцессий, но она не отвечает одному из главнейших принципов стратиграфии – максимальной полноте возможностей “передачи корреляционной функции” от одной группы организмов к другой (Соколов, 1974а), или принципу “хронологической взаимозаменяемости признаков” (Мейен, 1989), столь важной основе планетарной стратиграфии вообще.

Конечно, доля ответственности за недостаточное проявление интереса упомянутой группы экспертов к венд-кембрийской последовательности на Русской платформе лежит и на нас самих. Уже к концу 50-х годов научные интересы многих исследователей оказались перемещенными к изучению карбонатных разрезов уральского, а затем и сибирского рифея, но особенно – к превосходным карбонатным разрезам кембрия Сибирской платформы и ее южного складчатого обрамления. Тем, в конечном счете, была и выработана классическая схема стратиграфии нижнего кембрия, получившая мировое признание (Розанов, Соколов, 1984; Соколов, Журавлева, 1983). Главенствующей идеей стало применение палеонтологического метода к изучению заведомо морских по происхождению рифейских и кембрийских толщ, в первом случае – к изучению строматолитов и микрофитолитов, а во втором – археоциат и три-

лобитов, еще в 30-х - 40-х годах давших блестящие результаты, что отражено в работах А.Г. Володина и Е.В. Лермонтовой. Позднее в круг исследований вошла и мелкораковинная фауна (в современной аббревиатуре SSF), особенно с выделением в основании кембрия томмотского яруса (Розанов и др., 1969). Для биостратиграфии в морских карбонатных отложениях Сибири усматривалось их решающее преимущество перед терригенными комплексами венда и кембрия Русской платформы. С обоснованием же юдомского комплекса Сибирской платформы, как карбонатного эквивалента венда Русской платформы, решение проблемы нижней границы кембрийской системы, т.е. границы докембрия и кембрия автоматически переместилось в Сибирь. При этом первоначально большинством исследователей Сибири юдомский комплекс приравнивался к венду Русской платформы, но рассматривался не самостоятельно, а как IV-е, венчающее подразделение рифея (Решение..., 1962). Для сторонников "строматолитовой биостратиграфии" рифейской группы или верхнего докембрия это решение было очень важным, так как путем отдаленной корреляции через разрезы Сибири "наращивалась" строматолитовая последовательность типового разреза рифея Урала (Соколов, 1978), в котором IV-е подразделение, т.е. ашинская свита, лишена карбонатных слоев, содержащих строматолиты и микрофитолиты "IV-го - юдомского комплекса". Последний был обнаружен лишь в более древней укской свите каратауской серии рифея, что, в конце концов, и породило недолговечную концепцию "терминального рифея" или синтезированного вендомия (Келлер, 1973). Первоначально это новое подразделение получило от Б.М. Келлера (1966) название вендской системы (протосистемы) с возрастным объемом 700 - 550 млн. лет, что приближается к современной синийской системе s. str. Южного Китая. При этом Б.М. Келлер писал, что "практическое значение в выделении венда может иметь комплекс строматолитов и других проблематических остатков растительного происхождения и данные абсолютного возраста" (с. 1408). Это неожиданное заключение решительно уводило исследовательскую мысль от, хотя и морских, но терригенных комплексов венда Русской платформы, несмотря на то, что только палеонтологическое обоснование верхней границы венда, как докембрийской системы и его корреляция с ашинской свитой Урала стали первым научно обоснованным доказательством довендского и, таким образом, докембрийского возраста и самой рифейской группы в принятом теперь ее трехчленном объеме (бурзянская, юрматинская и каратауская фитемы или эратемы). Но перемещение научных интересов большинства исследователей к изучению, в основном, карбонатных разрезов рифея и венда Сибири стало фактом, и

проблема границы докембрия и кембрия, как уже отмечено, должна была решаться в новом фациальном типе разрезов юдомской и пестроцветной свит и их аналогов, в целом издавна считавшихся нижнекембрийскими. В этом смысле аналогию с первоначальной трактовкой объема нижнего кембрия на погружениях Балтийского щита отнюдь нельзя считать случайностью: в обоих случаях речь идет о структурно целостном древнейшем осадочном чехле платформ, получивших название "докембрийских", которые в действительности, в существенной степени, были довендскими и даже досинийскими (в понимании синийской системы Южно-Китайской платформы), как я представлял первоначально (Соколов, 1958). Однако связав венд с синийской системой в ее китайском понимании (Grabau, 1922 и др.), я сделал ошибку, включив венд в состав палеозоя, как равноценное кембрийской системе подразделение (Соколов, 1952), хотя у меня вскоре оказалось немало последователей (Хоментовский, 1976 и др.), существующих и по сей день.

## II. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Изучение карбонатных, по преимуществу, разрезов верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы привело к массе замечательных открытий в области палеонтологии и биостратиграфии пограничных венд-кембрийских отложений, привлекло к ним чрезвычайно широкий международный интерес и вызвало целый поток оригинальных публикаций, открывших новую сферу, как для дальнейших исследований (например, мелкораковинных групп различных скелетных организмов), так и для плодотворной полемики. Попытка заменить в общей шкале стратиграфических подразделений верхней части докембрия венд на юдомский комплекс (юдомий) успеха не имела, да и не могла иметь, но пограничная часть юдомской свиты и пестроцветных слоев нижнего кембрия предельно сузила зону поисков наиболее удовлетворительной границы кембрия и докембрия. Исследования международных групп специалистов с 1973 г. приобрели регулярный характер (Путеводитель экскурсии..., 1973; Cowie, Rozanov, 1974; Соколов 1974б, Cowie, 1981; Rozanov, Sokolov, 1982; Astashkin et al., 1991). Отправное значение имели исследования А.Ю. Розанова и его коллег, связанные с выделением томмотского яруса и определением его границ (Rozanov, 1967; Розанов и др., 1969; Розанов, 1976). Основание суннагинского горизонта или зоны *Aldanocyathus* (= *Nochoroicyathus*) *sunpagicus* этого яруса представлялось в качестве нижней границы кембрийской системы как наиболее строго отвечающее палеонтологическому принципу типизации стратиграфических границ. Это заключение стало очень популярным в мире,

хотя, в отличие от атдабанского яруса, выделение томмотского яруса во многих областях развития кембрийских отложений на первых порах встретило более или менее значительные трудности.

Тем не менее, именно Сибирская платформа на многие годы привлекла к себе внимание экспертов, как область с наиболее благоприятными палеонтологическими, седиментологическими и геохимическими характеристиками пограничных отложений юдомской и пестроцветной свит для выбора стратотипа границы докембрия и кембрия, т.е. вендской и кембрийской систем. Было предложено несколько опорных детально изученных разрезов в бассейнах рек Алдан и Лена, которые дублировались прекрасными разрезами Оленекского поднятия, склонов Анабарского массива и северо-запада платформы.

Крупнейшим событием в изучении нижнего кембрия и верхнего венда Сибирской платформы стало открытие в дотрилобитовых и в доархеоциатовых слоях разнообразной мелкораковинной, тубулярной и склеритоморфной (по своим остаткам) фауны, далеко еще нерасшифрованной природы. Одним из важнейших ее компонентов оказался новый род *Anabarites* (Миссаржевский в работе: Розанов и др., 1969). Его тубулярно-иглообразные мелкие формы с карбонатно-фосфатной раковинной в огромных скоплениях я впервые обнаружил еще в 1956 г. во время полевых работ на южном склоне Анабарского массива (р. Кенгеэдэ) в терригенно-карбонатной толще, позднее отнесенной к немакит-далдынскому горизонту (Савицкий, 1962, 1975), которая залегает на старореченских строматолитовых доломитах (будущий юдомский комплекс). В изучении этой новой мелкораковинной (SSF) пограничной венд-томмотской фауны большую роль сыграли многолетние исследования В.В. Миссаржевского (1969, 1989 и др.), А.К. Валькова (1975, 1982, 1987 и др.) и других, вызвавшие целый ряд новых открытий и поток новой литературы в Китае, Англии, Канаде, США, Швеции. Открылся путь для поисков альтернативной границы докембрия и кембрия среди транзитных представителей этой группы мелкораковинной фауны. В результате проведенных исследований сформировались новые представления о 1) "полной зоне *Al. sunnaginicus*" в составе нижнего кембрия и 2) немакит-далдынском (манькайском) горизонте или ярусе, предшествующем томмотскому. Одни исследователи включали его, как дополнительный, в состав нижнего кембрия, другие рассматривали как конечное подразделение верхнего венда. Решительным сторонником последнего представления стал В.В. Хоментовский (1976), считающий подошву зоны *Al. sunnaginicus*, как основание томмотского яруса, "единственной четкой синхронной биостратиграфической границей во всей последовательности венд-кембрийских отложений"

(Хоментовский, Карлова, 1992). В понимание "полной зоны *Al. sunnaginicus*" мы (Розанов, Sokolov, 1980; Соколов, 1974а, б) вкладывали представление не о буквально точном совпадении точки первооявления *Aldanocyathus sunnaginicus* с подошвой томмотского яруса, что исключалось установленной зональностью различных фациальных обстановок в раннем кембрии Сибирской платформы (Савицкий, 1972, Хоментовский, 1976), а некую полноту суннагинского горизонта, в палеонтологическом отношении заключающую транзитных представителей ассоциации SSF и еще возможных археоциат. В этом смысле стратотип границы докембрия и кембрия предложенный экспертам (1973 г.) в разрезе Улахан-Сулугур на Алдане и позднее уточненный в том же страторегии исследованиями В.В. Хоментовского, а также венд-томмотский разрез кессюсинской свиты на Оленекском поднятии, обладают неизмеримо большими преимуществами по полноте своего биостратиграфического корреляционного потенциала, чем избранный стратотип на Ньюфаундленде. В этом весьма маргинальном разрезе, где нет подлинно нижнекембрийской макрофауны, предпочтение было отдано фекалиям таинственного *Phycodes pedum* Seil. Проблему границы докембрия и кембрия утомленным экспертам лучше было бы совсем не решать, чем решать таким образом. К сказанному по этому поводу выше хотелось бы еще сделать некоторые общие замечания, касающиеся процедуры типовой стандартизации границ между геологическими системами. Они вытекают из моего личного опыта работы в различных экспертных стратиграфических группах (PЄ/Є; O/S; S/D; ярусные подразделения этих систем). Во-первых, в определении фанерозойских стратиграфических границ (а нижняя граница кембрийской системы это еще фанерозойская граница, даже *sensu stricto*) необходимо строго придерживаться принятого на Монреальской сессии МГК (1972 г.) "биологического принципа" ее обоснования, то есть опоры лишь на хорошо изученные группы морской фауны (обычно их называли "архистратиграфическими"), а не на ее следы или другие второстепенные признаки биологической природы (например биоседиментарные). Во-вторых, базальная биостратиграфическая зона (например, *Al. (Noch.) sunnaginicus*) должна параллельно содержать ассоциацию других групп фауны, которые в иных районах и иных переходных фациальных типах разрезов могли бы брать на себя передающие функции при корреляции. Именно из этого положения, выработанного в результате 12-летней работы экспертов по границе S/D (1960 - 1972), возник самостоятельный проект МПГК по экостратиграфии, открывший возможность устанавливать в континентально отдаленных регионах эквиваленты первично избранного стратотипа

(голостратотипа), то есть своеобразные трансстратотипы, передающие функции голостратотипа. В-третьих, из принципа “золотого гвоздя” следует, что граница смежных геологических систем является всего лишь границей смежных зон этих систем, что далеко не всегда отвечает иерархическому (ранговому) содержанию определяемой границы (например, венд-кембрийская граница одновременно является границей протерозоя и фанерозоя или палеозоя). По-видимому этот принцип должен быть развит в более всеобъемлющую концепцию, учитывающую и рубежи экосистемных перестроек. В-четвертых, новые альтернативные методы изучения стратотипической границы, основанной на биологическом (палеонтологическом) методе, такие как радиоизотопные, хемо- и магнитостратиграфические, могут играть пока вспомогательную роль при всей их неоспоримой важности, так как для хроностратиграфической корреляции только биостратиграфия продолжает контролировать тот или иной уровень их эффективности; сами по себе в глобальном смысле они лишь относительно автономны (Knoll, Walter, 1992; Narbonne et al., 1994). Но в бассейновой стратиграфии роль всего комплекса методов огромна и будет возрастать. В-пятых, в деятельности международных экспертных групп, принимающих решение об избрании стратотипа стратиграфической границы мирового значения, следует рекомендовать достижение консенсуса, а не голосования, которое противоречит самому духу науки и не отвечает задачам практики (например, геологической картографии).

### III. НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ (МАНЫКАЙСКИЙ) И РОВЕНСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

Принципиальное значение установления нижней границы кембрийской системы в Сибири по подошве суннагинского горизонта, включающего не только древнейших археоциат, но и “суннагинскую ассоциацию” мелкораковинной фауны, появившейся значительно раньше, заключается в двух важных следствиях. Во-первых, устанавливалась возможность освободиться от навязчивой идеи определения нижней границы системы по первопоявлению скелетных организмов (а оно оказалось асинхронным). Во-вторых, становилось более определенным решение судьбы несомненно самостоятельного нового стратиграфического горизонта, уже получившего название немакит-далдынского или маныкайского, и имевшего свою палеонтологическую характеристику, определенно связанную с зоной *Anabarites trisulcatus*, а не с зоной *Al. sunnaginicus*. Одни исследователи видели в нем особое предтоммотское подразделение нижнего кембрия и включали в состав алданского яруса (Савицкий, 1975),

другие ставили еще знак равенства между суннагинским и немакит-далдынским горизонтами (Журавлева), третьи связывали его с верхней частью юдомия как терминальной частью рифея (Миссаржевский, Розанов), четвертые относили к венду, считая последний палеозойской системой (Хоментовский). Все эти точки зрения отражены в одной книге (Соколов, Хоментовский, 1975). Мое знакомство с палеонтологической характеристикой этого горизонта (помимо анабаритид) началось с изучения сабеллидитид нижней части платоновской свиты Сухой Тунгуски (Туруханская окраина Сибирской платформы) в 1965 г. и продолжалась до исследований на Оленекском поднятии в 1981 г., когда в нижней части кессюсинской свиты, вообще хорошо палеонтологически охарактеризованной, была открыта такая же ассоциация сабеллидитид: *Sabellidites cambriensis*, *Paleolina evenkiana* и др. (Соколов, 1965, 1967; Sokolov, 1968, 1972, 1973; Sokolov, Fedonkin, 1984; Sokolov, Ivanovski, 1990). Но еще раньше в Иркутске в 1956 г. я сделал первое определение *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Yan., по образцам, доставленным иркутскими геологами-нефтяниками из верхней части мотской свиты (=иркутский горизонт). Этот характернейший представитель фауны самой нижней части нижнего кембрия Прибалтики по тогдашним представлениям решал вопрос и о нижнекембрийском возрасте мотской свиты.

Позднее возраст всех доусольских палеонтологических находок пришлось признать вендским (Соколов, 1975; Соколов, Хоментовский, 1980), хотя представление о их нижнекембрийском возрасте было весьма устойчивым. Но важно было другое: открытие сабеллидитид в Сибири открыло и совершенно новое, достаточно неожиданное направление корреляции венд-кембрийских отложений Сибирской и Русской платформ. На территории последней и по ее западной окраине (вся Балтоскандия, Московско-Мезенская синеклиза, Волынь, Молдавия, Украинское Приднестровье, Польша) сабеллидитиды были обнаружены во множестве районов, причем их массовое скопление ограничивалось сравнительно узким интервалом, коррелируемым с нижней частью синих глин Прибалтики, то есть с низами балтийской серии (комплекса). Зноско (Znosko, 1961) ошибочно приравнял ее к зоне *Holmia* Скандинавии, но и я ошибочно отнес всю толщу синих глин Русской платформы к новому балтийскому ярусу нижнего кембрия, обнимающему все слои до подошвы зон *Volborthella tenuis* – *Holmia* (*Schmidtellus*) *mickwitzii* (Соколов, 1965). У польских геологов синонимом этого субхолмиевого подразделения стал климонтовский ярус (Арень, Лендзен, 1974) в составе двух горизонтов или зон: *Sabellidites-Platysolenites* и *Mobergella*, на рубеже которых Лендзен (Lendzion, 1983) справедливо увидела существенную

перестройку палеогеографического плана раннекембрийских бассейнов.

Но наиболее существенную биостратиграфическую ревизию этой части разреза дал В.В. Кирьянов, широко использовавший данные микропалеонтологических исследований – своих, Н.А. Волковой и др. Для северо-западной части Волыни в 1966 г. он обосновал деление нижней части балтийской серии на ровенские слои с *Sabellidites cambriensis* Yan., *Serpulites* (?), то есть *Yanichevskites petropolitanus* (Yan.) и др. и стоходские соли с *Platisolenites antiquissimus* Eich. и очень редкими сабеллидитидами (Кирьянов, 1967, 1968, 1969). Ровенский горизонт приобрел значение опорного базального горизонта для балтийской серии всей Русской платформы. Столь же определенное стратиграфическое положение занял вышележащий лонтоваский горизонт Эстонии (Менс, 1981), в составе которого оказались стоходские слои Волыни, збручские Подолии, мазовецкие Польши, словом все нижнекембрийские отложения, подстилающие зону Mobergella (Келлер, Розанов, 1979).

Как видим, ни трилобиты, ни археоциаты – эти важнейшие для стратиграфии кембрия группы ископаемых – не могли быть использованы для установления стратотипа нижней границы кембрийской системы. Эта роль целиком перешла к более древней группе мелкораковинных ископаемых (SSF). Она явно разнородна по своему происхождению и составу, принадлежит несомненно целому ряду очень крупных таксонов, не несет непосредственных черт родства с классической эдиакарской биотой венда и представляет исключительный интерес для изучения биоминерализации и становления форм минерального скелета (кремнистого, фосфатного, карбонатного) у древнейших беспозвоночных. Биостратиграфическая роль SSF, как уже говорилось, превосходно выявилась при изучении венд-кембрийской последовательности карбонатных отложений Сибирской платформы и в ряде других мест, но она оказалась весьма скромной для соответствующего возрастного интервала Русской платформы. Для лонтоваского горизонта мы можем назвать пока только редкие формы *Aldanella kunda* (Öpik), неопределенные формы *Hyolithellus*, *Yanichevskites* (*Serpulites*?) *petropolitanus* (Yan.), некоторые склеритоморфные образования и более часто – *Platisolenites antiquissimus* Eichw. и *P. lontowa* Öpik, отсутствующие в сибирской ассоциации. Однако подстилающий ровенский горизонт повсеместно богат сабеллидитидами, особенно такими родами как *Sabellidites*, *Sokoloviina*, *Paleolina*, *Saarina*. В этом отношении различия между ним и немакит-далдыньским горизонтом Сибири касаются в некоторой степени только количественных соотношений между отдельными родами: например, *Paleolina* преобладает в немакит-далдыньском горизонте, *Sokoloviina* – в ровенском; оба

рода возможно образуют викарирующую группу. Но в результате независимых исследований и приоритетном внимании в Сибири к ассоциации SSF возник стратиграфический парадокс: немакит-далдыньский горизонт большинством исследователей стал рассматриваться как досуннагинский, то есть докембрийский (вендский, юдомский), в то время как ровенский горизонт (со своими региональными аналогами) в Европейской России, в Прибалтике, на Украине, в Молдавии, Польше, Румынии, повсеместно заключающий зону *Sabellidites*, связывали с низами балтийской серии, то есть с основанием нижнего кембрия (например, Patruilus, Jordan, 1974 и др.). Еще в 1965 г., до введения в обиход используемой здесь стратиграфической номенклатуры, я счел необходимым предложить соответствующую корреляцию сибирского и европейского разрезов в рамках нижнего кембрия, а в 1971 - 1974 гг. (Соколов, 1965, 1971, 1974а) уже прямо сопоставил немакит-далдыньский и ровенский горизонты и оба включил в состав венда как самое верхнее подразделение. Важным дополнительным аргументом послужило открытие в ровенском горизонте Подолии (р. Тернава) последних представителей венд-эдиакарских *Kullingia* и др. “медузоидных” форм, позднее изученных Ю.А. Гуревым (Гурев, 1987): *Beltanelloides simplex* (Palij), *Cyclomedusa minuta* Fed., *Kullingia concentrica* Glaessn. Полное развитие эта точка зрения нашла в “Вендской системе”, хотя некоторые эстонские и польские геологи продолжают рассматривать ровенский горизонт как нижнекембрийский.

Изучая разных сабеллидитид из множества местонахождений, я выделил их в особый крупный таксон *Sabelliditida* (возможно класс) и довольно определенно высказал гипотезу о его принадлежности древнейшим погонофорам, что встретило поддержку у таких выдающихся зоологов как А.В. Иванов и Л.А. Зенкевич. В стратиграфической литературе сабеллидитиды, со времен М.Э. Янишевского (Янишевский, 1939), чаще всего относятся к седентарным “червям”-трубкожилам, что, впрочем, некоторыми исследователями допускается и в отношении самих погонофор. Древность сабеллидитид совершенно не исключает мою гипотезу, но проведенные сравнительные ультрамикроструктурные исследования трубок сабеллидитид (Урбанек, 1979; Иванцов, 1989) ни доказали ее, ни опровергли, а скорее обнаружили специфический характер. Ни с анабаритидами, ни с хиолитидами, хиолителльминтами или платисоленидами их связать нельзя, но одно их объединяет – это трубчатый тип раковины-оболочки. Однако у разных родов сабеллидитид оболочки отличаются необычайной длиной, эластичностью и составом – в основе своем органическом (редкинские *Calyptrina*, *Saarina*) с разным уровнем хитинизации (ровенские и немакит-дал-

динские *Paleolina*, *Sokoloviina*, *Sabellidites*); в первом случае они хорошо сохраняются только благодаря пленочной пиритизации. Полное отсутствие минерализации трубок-оболочек сабеллидитид исключает возможность их помещения в группу SSF, а органическая и хитиноидная природа покровных структур скорее сближает их с бесскелетными Metazoa венда, также изначально лишённых минерализованных покровных образований. Палеонтологическая история сабеллидитид по-прежнему замыкается на уровне ровенского и немакит-далдынского горизонтов, хотя ее начало, возможно, относится к раннему венду или позднейшему рифею.

#### IV. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ВЕНДА

Все приведенные выше данные и рассуждения, в конечном счете, сводились к обоснованию прежде всего палеозоологических подходов определения границы кембрия и венда как терминальной системы протерозоя. Особое внимание к ровенскому и немакит-далдынскому горизонтам диктовалось решением этой же задачи, так как в биостратиграфическом отношении этот уровень хроностратиграфической корреляции имеет принципиальное значение, поскольку с ним связана возможность использования палеонтологического метода – типового для фанерозоя (Sepkoski, 1978). Для большинства из нас это – *modus vivendi*, но не отклоняясь от принятого метода, некоторые исследователи отдают предпочтение подошве ровенского горизонта балтийской серии (зона *Sabellidites cambriensis*) в качестве нижней границы кембрийской системы (Mens, Pflug, 1986). Другие же допускают отнесение к венду даже лонтоваско-го горизонта, то есть поднимают венд до подошвы зоны *Mobergella*, что отвечало бы и классической нижней границе кембрия в Балтоскандии. Особая позиция у сторонников ньюфаундлендского стратотипа (Landing, 1994), что и естественно. В отношении немакит-далдынского горизонта делается попытка поставить под сомнение принадлежность к венду (юдомию) зоны *Anabarites trisulcatus* на основании данных хемотратиграфии, однако пока это можно принять лишь как региональный опыт, далекий еще от успеха планетарного интегрирования, способного заменить биостратотипы и биостратиграфическую корреляцию (Brasier et al., 1994; Knoll, Walter, 1992).

Но залегающие ниже ровенского горизонта Русской платформы котлинский (= каниловский) и редкинский горизонты уже ни у кого не вызывают сомнений как основные подразделения венда, несущие самые характерные черты биоты вендского периода. Уже много писалось о том, что только с обособлением венда в общей стратиграфической шкале и установлением хронологи-

ческой последовательности его горизонтов между стратотипической кровлей рифея (каратавия – 650 ± 20 млн. лет) или теперешней “кровлей” криогения (650 млн. лет) вновь сконструированной шкалы докембрийского времени, с одной стороны, и подошвой кембрийской системы, с другой, наиболее четко определилась позиция загадочной фауны бесскелетных Metazoa, широко известной под названием эдиакарской. Называвшаяся первоначально то древнейшей, раннекембрийской и даже более молодой в работах австралийских, немецких, английских, русских и украинских авторов, имевших дело со спорадическими находками на разных континентах, она только с 1958 - 1959 гг. стала определенно относиться к верхнему докембрию (Ford, 1958; Glaessner, 1959, 1984 и др.), но воспринималась как феномен чисто региональный, не связанный с какой-либо строго определенной эпохой нерасчлененного протерозоя. Как основа для отдаленной и межконтинентальной корреляции отложений, содержащих ископаемых эдиакарского типа, венд наиболее широко стал использоваться с 70-х - 80-х годов (Glaessner, 1971; Соколов, 1972 - 1985; Webby, 1973; Pflug, 1974; Sepkoski, 1983; Brasier, 1985; Chen Junyan, 1988; Hofmann et al., 1990; Fedonkin, 1992 и мн. др.).

В венде Русской платформы эдиакарская фауна бесскелетных Metazoa образует характернейшую биоту редкинского горизонта и его региональных эквивалентов – усть-пинешской серии Беломорья и могилев-подольской серии Подолии. Она многообразна, обильна и хорошо теперь изучена (Федонкин, 1981, 1983, 1987 и др.). Открытие эдиакарской фауны в венде Оленекского поднятия Сибири примерно в такой же стратиграфической позиции (хатыспытская свита хорбусонской серии юдомия) еще более укрепило опорное значение этого уровня с бесскелетными ископаемыми для корреляции вендских отложений (Sokolov, Fedonkin, 1984). По всей видимости этот уровень устойчив и в планетарном масштабе; он почти одинаково выявляется в терригенных, терригенно-карбонатных и реже в чисто карбонатных типах разрезов. На огромных расстояниях он не слишком разнообразен в биогеографическом отношении, а там, где в основании венда и его аналогов выявляются тиллитовые или тиллитоподобные образования, он везде является либо отчетливо постгляциальным, либо заключенным в трансгрессивных сериях как на Сибирской платформе (Cloud, Glaessner, 1982; Sokolov, Fedonkin, 1984, 1985). Величайшая гляциальная эпоха (предвендская и ранневендская), постгляциальный эвстатический подъем уровня Мирового океана и бурная экспансия бесскелетных Metazoa предстают событиями, сопряженными в биосферной эволюции. Однако эта общая эмпирическая конструкция, кажущаяся верной в своих основных

чертах, несомненно нуждается в доработке и поиске ответов на многие важные вопросы: например, о корнях Metazoa эдиакарского типа – несомненно рифейских; об удивительной устойчивости некоторых Cusclozoa, известных и в межтиллитовых отложениях (“*Beltanelloides*”, *Nimbia*, *Vendella*), и в ровенском горизонте с сабеллидитидами; о бесследно исчезнувших покровных оболочках нередко гигантских (метровых!) форм “Vendobionta” или “Vendiata”, как их теперь обобщенно иногда называют; о способе питания этих организмов – осмотическом, ведь в отпечатках нет форм со следами ротового отверстия. Наконец, какова же истинная природа, особняком стоящих на этом же стратиграфическом уровне, Cloudinidae и Redkiniidae (Hahn, Pflug, 1985; Соколов, 1985).

Теперь уже хорошо известно, что эдиакарские Metazoa составляли только часть биотического комплекса венда. Одновременно существовала бентосная и планктонная флора вендотенид, богатейший микропланктон, среди которого так и не удается выделить группы фито- и зоопланктона; с несомненностью доказано развитие актиномицет, различных цианей. Совершенно особый мир составляли систематически не определенные пока обитатели дна – илоеды, оставившие разнообразные следы своего движения и питания. Нуждается в объяснении определенно критическая эпоха в существовании многих таксонов бескелетных Metazoa на рубеже редкинского и котлинского времени, когда эдиакарская биота практически исчезла (или была куда-то оттеснена), а необычайного расцвета достигли представители нового класса водорослей Vendophyceae (Гниловская, 1988). Ответы на все эти и многие другие вопросы, связанные с существованием неожиданно столь многообразной биоты вендского периода, несомненно будут иметь и важные стратиграфические следствия.

Котлинский горизонт и такие его региональные эквиваленты как каниловская серия Подолы, поваровская серия Московской синеклизы и верхняя часть валдайской серии северо-запада Русской платформы (от годовской свиты до воронковской), образуют, быть может, самую характерную часть венда Европейской России, Прибалтики, Белоруссии и Молдавско-Украинского Приднестровья. Его основу некогда составляла, так называемая, ламинаритовая свита с сапропелитовыми пленками, ошибочно определенными как бурая водоросль “*Laminarites antiquissimus*” Eichw. Во избежание недоразумений, я дал ей новое название – котлинская (Соколов, 1958; Мянниль, 1958), широко вошедшее в употребление. Отложения котлинского бассейна представлены тонкослоистыми глинами, аргиллитами, алевролитами, различного состава песчаниками от зеленовато-серой до пестрой окраски.

По сравнению с типично морским редкинским бассейном, здесь наблюдаются некоторые черты опреснения и холодноводности, что, возможно, связано со вторым вендским кратковременным гляциальным периодом (Chumakov, 1992). Котлинская биота существенно меняется: исчезают все группы бескелетных Metazoa, снижается разнообразие в фитопланктоне, но обильны следы жизнедеятельности донных организмов и илоедов, в основном тех же ихнотаксонов, что и в редкинском горизонте. Специфическим обитателем дна является только *Harlaniella podolica* Sok. Этот вид не переходит в ровенский горизонт (зона Sabellidites), где впервые появляется *Phycodes pedum* Seil. среди изобилия сабеллидитид: *Sabellidites cambriensis* Yan., *Sokoloviina costata* Kir. и др., которые также полностью отсутствуют в котлинском (каниловском) горизонте. Это важно отметить, так как в старой геологической литературе иногда встречаются ошибочные упоминания о находках фрагментов *Sabellidites* в “ламинаритовых слоях”.

Главным же элементом котлинского горизонта являются вендотениевые водоросли, имеющие повсеместное распространение, но особенно хорошо изученные в разрезах каниловской серии Приднестровья (Коренчук, Ищенко, 1980, 1981). Появление этих древнейших многоклеточных слоевищных водных растений несомненно относится еще к рифею, но в венде наступает их расцвет. В редкинском горизонте известны сравнительно редкие *Eoholynia*, *Kalusina* и *Serebrina*, которые в котлинском горизонте сменяются уже огромными скоплениями лент рода *Vendotaenia*, образующими целые прослои из неминерализованных слоевищ, сохраняющих первичную эластичность, клеточную структуру, спорангии и даже селящиеся на слоевищах колонии актиномицет рода *Primoflagella* и других микроорганизмов. Для верхней части котлинского горизонта характерны *Aataenia*, *Tyrasotaenia* (также образующая обширные скопления длинных лент), *Kanilovia* и другие роды, в ровенском горизонте появляется *Dvinia* (Гниловская, 1971, 1988), окончательно исчезающая в лонтоваское время.

По таксономическому разнообразию все группы макрофоссилий венда превосходят различные одноклеточные микрофоссилии и нитчатые сине-зеленые водоросли вытянутой или спиральной формы, как *Volyniella* (= ? *Grypania*) (Асеева, 1974), отличающиеся совершенной сохранностью органикостенной оболочки. За десятилетия ажиотажного интереса к их изучению было внесено много путаницы в их таксономию и номенклатуру, что хорошо известно по обширной литературе. Но в последние годы, после начавшейся ревизии бесчисленных новых таксонов, устанавливаются вполне определенные группы и ассоциации, позволяющие судить об основных тенденциях в

историческом развитии фитопланктона в позднем докембрии и раннем кембрии (Бурзин, 1994 и др.).

Котлинский горизонт занимает очень четкое положение в верхнем венде Русской платформы, но экологическое и биогеографическое своеобразие его биоты вызывает известные трудности в корреляции разновозрастных с ним горизонтов в верхнем юдомии Сибири, верхнем синии Южного Китая; его биостратиграфических аналогов физически пока нет в эдиакарской системе Австралии (письменное сообщение М. Глесснера от 4 февр. 1983 г., отражающее и точку зрения П. Клауда). Вместе с тем находки вендотениевой флоры и в первую очередь таких характерных родов как *Vendotaenia* и *Tyrasotaenia* оказались чрезвычайно частыми и в Сибири, и в Китае, реже в Западной Европе – в отложениях, связанных с нормальным морским режимом. В большой массе они обнаружены нами в юдомском комплексе на Оленекском поднятии, где слагают целые пропластки, на склонах Анабарского массива; они широко распространены в платоновской свите Приенисейской части Сибирской платформы, в юдомии Иркутского амфитеатра. Многочисленны указания на находки *Vendotaenia* и *Tyrasotaenia* в верхней части синийской системы Китая (ярус или формация Дэнин), но они еще недостаточно изучены и иногда скрываются под неопределенным названием “*Laminarites antiquissimus*” (Sinian System..., 1976; Sin Yu-sheng, Liu Kui-chih, 1976; Xing Yucheng et al., 1982).

Понятие “синийская система” пережило в Китае сложную метаморфозу: от системы (1922) к субэратеме (1975 - 1976), далее – к расчленению субэратемы на ряд новых систем и, наконец, к обособлению новой синийской системы Южного Китая. Объем последней до сих пор еще окончательно не устоялся: какую-то часть формации Дэнин составляет мейшущуньский ярус нижнего кембрия, а нижние тиллитоносные формации отражают только фрагменты какого-то длительного этапа, предшествовавшего формации Доушаньто. Предположение, что только эта регионально отдаленная и “неустроенная” часть южного синия отвечает венду Русской платформы, я высказал в Пекине еще в 1959 г. (Всекитайское стратиграфическое совещание). Полагаю, что очень близко этой идее отвечает недавно предложенная для платформы Янцзы новая схема корреляции подразделений синия (Wang, Zhang, 1984), в соответствии с которой к пострифейскому венду здесь отнесены формации Наньто, Доушаньто и Дэнин. Но это еще не исключает трудности корреляции основных подразделений венда Русской платформы с названными формациями (или ярусами, как их теперь квалифицируют китайские исследователи). Во-первых, нуждается в точной демаркации граница докембрия и кембрия в пределах верхней части Дэнин и полно-

ценное изучение поздних сабеллидитид, которые, практически, указываются по всему разрезу синия. Во-вторых, в таком же изучении нуждается вендотениевая флора, особенно ее характерные ассоциации редкинского и котлинского горизонтов. Похоже, что наиболее важные для стратиграфии ассоциации сабеллидитид и вендотенид связаны с верхней частью Дэнин (Xing Yusheng, 1984; Xing Yusheng et al., 1984), однако, своеобразные *Sinosabellidites* вместе с другими аннелидоморфами указываются для отложений с возрастом около 740 млн. лет (нижний синий) (Sun Weigu et al., 1986). В-третьих, не является ли новая ассоциация Metazoa эдиакарского типа (медузоиды и *Paracharnia*), открытая в средней части Дэнин, более молодой чем редкинская, приходящейся уже на котлинский уровень, где ни в России, ни в Австралии эдиакарской фауны нет, но теоретически она возможна (Sun Weigu, 1986). В-четвертых, очень недостаточна пока палеонтологическая характеристика Доушаньто, кроме коккоидных микрофоссилий (Zhan, 1985), для правильной корреляции этой формации. В-пятых, и это касается не только Южного Китая, но Северной Норвегии и северо-западной части Канады, необходимы более полные и точные данные о палеонтологической характеристике межледниковых отложений (Siedlecka, Roberts, 1992; Hofmann et al., 1990). Открытые здесь Protoarenicolida и Cyclozoa могут оказаться древнейшими вендскими или позднерифейскими представителями бентосных и пелагических Metazoa (Chen Junyuan, 1988; Hofmann et al., 1990), хотя хронометрические данные еще нуждаются в проверке.

## В. ЛАПЛАНДСКИЙ (ВАРАНГЕРСКИЙ) ГОРИЗОНТ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ВЕНДА

Отложения редкинского и котлинского горизонтов в русской литературе часто объединяются общим названием валдайский комплекс (иногда надгоризонт). Это название не синоним венда, как когда-то считалось, но оно широко используется стратиграфами-докембристами, хотя и является гомонимом валдайского надгоризонта четвертичной системы. Им объединяются горизонты, резко различные по истории осадконакопления и по их биоте, в составе которой, однако, известную объединяющую роль играют акритархи, вендотениды и палеоихнологические данные. Но наиболее существенно вероятно то, что весь комплекс этих отложений Русской платформы, измеряемый многими сотнями метров по своей мощности, является постгляциальным. Пограничное рифей-вендское похолодание климата составило целую эпоху в гляциальной климатической эре Земли, которую Н.М. Чумаков называет африканской (Chumakov, 1992). Эту эпоху он считает ранневендской, а отложения, с нею связанные

(тиллиты, тиллоиды, марино-гляциальные образования, плохо сортированные продукты разрушения коренных пород), объединяет в лапландский гляциогоризонт, аналоги которого хорошо коррелируются по многим континентам и странам Северной Европы, Урала, Китая, Австралии, Канады, Африки (Чумаков, 1974; Chumakov, 1987, 1992). На Русской платформе лапландский горизонт хорошо вскрыт буровыми скважинами в Вольно-Оршанской, Пачелмской и Приладожской впадинах. Он имеет сложное строение, содержит не один уровень тиллитов и тесно связан с перекрывающими морскими отложениями редкинского горизонта и его возрастных аналогов, содержащих первую богатую фауну бесскелетных Metazoa. О ее редких находках в межтиллитовых отложениях говорилось выше. Я всегда усматривал тесную историко-геологическую связь между отложениями тающего ледника и наступающей морской трансгрессией, поэтому лапландский горизонт в таких его региональных типах, как вильчанская и вольнская серии Белоруссии, Волыни, Пачелмы, рассматривал как базальный горизонт вендской системы. Эта точка зрения поддерживалась белорусскими и украинскими исследователями (Бессонова, Чумаков, 1969; Махнач и др., 1970, 1976). В таком содержании вендская система принята при изучении Северной Европы и вошла в общую шкалу основных стратиграфических подразделений (система – период) верхнего докембрия (Harland, 1993; Harland et al., 1989).

Однако некоторые исследователи при определении нижней границы венда предпочтение оказывают появлению бесскелетных Metazoa эдиакарского типа. Эта позиция мне представляется столь же бесперспективной, как и определение нижней границы кембрийской системы по появлению скелетных беспозвоночных. Первые скелетные организмы известны уже из средней части венда – редкинско-эдиакарского горизонта: *Cloudina* в группе Нама Намибии (Germis, 1972 и др.), а древнейшие “медузоидные” Cuscozoa открыты в межтиллитовых отложениях Уиндермирской супергруппы (венд) гор Маккензи в Канаде – значительно древнее обычного положения эдиакарской фауны (Hofmann et al., 1990). Но было бы крупной ошибкой повсеместно в основании вендской системы искать базальный гляциогоризонт. Ни одна геологическая система не имеет планетарно однотипных базальных отложений. Тем более это относится к такой системе как вендская, характеризующейся на переходе от рифея крупными перестройками климатического, тектонического и экосистемного характера. Ранневендская трансгрессия во многих областях Русской платформы (в том числе в Московской синеклизе), перекрыв площадь примерно в 100000 км<sup>2</sup>, занята тиллитоносными вильчанско-вольнски-

ми отложениями, оставила толщу редкинского горизонта непосредственно на породах фундамента.

Трансгрессивный покров юдомского комплекса (юдомия) на Сибирской платформе находится в таком же соотношении с более древними отложениями рифея и фундаментом, перекрывая их на огромной площади без всяких признаков тиллитоносных отложений в основании; но последние, видимо, есть в более погруженных зонах периферии платформы. Верхний синий Южного Китая, а это и есть эквивалент юдомия, так же как и на Русской платформе, местами прямо ложится на кристаллической фундаменте без тиллитоносных горизонтов, но последние (формация Наньто) имеют классическое развитие в ряде других мест (например, по р. Янцзы и в Дабашане). Структурное положение синийского чехла ясно показано в китайской геологической картографии (см. Holland, 1989 и др.). По ряду косвенных предположений, некоторые исследователи России и Китая считают, что даже в тех случаях, когда в основании трансгрессивного чехла юдомия или синия нет базального гляциального комплекса, оба эти подразделения превосходят по своему возрастному объему венд Русской платформы. Выдвинутая мною концепция гляциоэвстатического определения нижней границы вендской системы свидетельствует скорее об обратном, и в этом отношении мне более близки, например, взгляды тех, кто, обосновывая вендский возраст манькайского (немакит-далдынского) яруса, видит в юдомии недостаточно полный эквивалент венда (Matthews, Missarzhevsky, 1975). В защиту более древнего положения основания формации Доушаньто, чем основание венда Русской платформы, выдвигаются отнюдь не палеонтологические факты, а сомнительные радиоизотопные расчеты (700 млн. лет). Значительно более доказательно, что лапландский горизонт и тиллитовая формация Наньто (и только она!) оказываются на одном уровне (Wang, Zhang, 1984) как феномены общепланетарного событийного процесса, ознаменовавшего конец длительной многостадийной гляциальной эры позднего протерозоя, охватившей конец рифея и начало венда.

Это был важнейший рубежный процесс в истории Земли, сопровождавшийся напряженной литосферной и климатической динамикой, биотическими кризисами и выходами из них. В раннем венде пока мало обнаружено документов, позволяющих реконструировать среду и жизнь в зонах относительной стабильности этой эпохи. Поэтому так важно обратиться к изучению наиболее полных разрезов венда и отложений “переходных” от рифея к венду. Важнейшими объектами представляются разрезы Урала (серебрянская серия) и, конечно, вся область Арктики, лежащая за Полярным кругом.

## VI. ПОЛОЖЕНИЕ ВЕНДА В ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ПРОТЕРОЗОЯ

Все сказанное дает основание для некоторых обобщений, касающихся терминальной системы докембрия – единственного пока возможного подразделения в этом ранге во всей колонне отложений, предшествующей основанию кембрийской системы. Этот рубеж вошел в наши представления как граница между зоном явной жизни (фанерозой) и зоном скрытой жизни (криптозой). Концепция Г. Чэдвика (Chadwick, 1930), не очень популярная вначале, получила широкое распространение двадцать лет спустя, когда Национальный центр научных исследований Франции предпринял в 1957 г. широкое обсуждение проблемы промежуточных инфракембрийских серий (Les galations..., 1958), привлечших к себе особое внимание во многих странах в связи с неопределенностью их положения и перспективой заполнить волнующий пробел в геологической летописи. Ныне намеченный рубеж вновь утратил свое значение, так как у границы фанерозоя и криптозоы определился устойчивый дрейф к истокам жизни, но не исчезла проблема предкембрийских осадочных серий, заключающих разнообразные остатки былых биологических систем и крупных таксонов, прошедших путь глубокой диверсификации.

Представление о геологическом времени (наиболее конкретное в естественной истории) нашло, как известно, свое выражение в классическом фанерозое и в докембрии два способа выражения: хронометрическое, основанное на изотопии, и хроностратиграфическое, основанное на физических носителях так называемого относительного геологического времени – последовательностях напластований и заключенных в них непосредственных источниках хронологической информации, биологической (палеонтологической), геохимической (радиоактивные элементы) и геофизической (палеомагнетизм). Первый способ, как уже отмечалось, исключает в геологической практике использование каких-либо типовых природных эталонов, но может дать множество абстрактных “линеек времени” – от стандартных в годовом измерении (например, отрезки по 10 - 100 млн. лет) до любых расчетных с привязкой дат к границам условных подразделений, имеющих свою номенклатуру (например, криогений, тоний и т.п.). Второй способ всегда связан с конкретными стратиграфическими разрезами и в геологической корреляции опирается не на россыпь изотопных датировок, а на стратотипы подразделений и стратотипы (лимнитотипы) их стратиграфических границ, что только и может обеспечить максимальное приближение к точности планетарной хроностратиграфической корреляции.

Уже было отмечено, что Международная подкомиссия по стратиграфии докембрия для шкалы геологического времени ограничилась пока только чистым хронометрическим подходом (Plumb, 1991), предоставив свободу действий стратиграфам только в верхней, предкембрийской трети неопротерозоя, который еще А. Грабау (Grabau, 1922) назвал “неопределенным и вводящим в заблуждение термином”. Рамки этой трети (“Неопротерозой-III”) подкомиссией определены: 650 млн. лет начало, а в качестве уже хроностратиграфической кровли – подошва кембрийской системы. Было показано, что только эта последняя и может быть отправным уровнем для хроностратиграфического наполнения определенного таким путем отрезка геологического времени. Естественно, что на практике неизбежны те или иные отклонения, поскольку речь идет о геологической системе как хроностратиграфическом подразделении, для которого нельзя заранее определить возрастные рамки; процедуры в стратиграфии имеют обратный порядок. Если исходить из принятых представлений о верхней границе терминальной системы докембрия – физически установленной или принимаемой в таком качестве, – то конкурирующими оказываются только три системы (и, соответственно, периода): вендская, эдиакарская и синийская s. str. (см. схему). Первая детально рассмотрена здесь и хорошо известна по монографиям (Соколов, Ивановский, 1985; Sokolov, Ivanovsky, 1990; Соколов, Федонкин, 1985; Sokolov, Fedonkin, 1990). По своему содержанию, она сразу устанавливалась (1949 - 1952 гг.) как подразделение, адекватное нижнему кембрию, возводимому рядом исследователей в самостоятельную систему (Шатский, 1952 и др.); она многократно определялась в качестве таковой, начиная с 1962 г. (Келлер, Соколов, 1962), и принята Стратиграфическим комитетом СССР, как единственная надрифейская система докембрия в целом ряде его постановлений, включая утвержденную в 1991 г. общую стратиграфическую шкалу докембрия (Глебовицкий, Шемякин, 1994; Семихатов 1994). Основание лапландского горизонта, как основание вендской системы, имеет возраст  $650 \pm 20$  млн. лет. М.А. Семихатов считает этот возраст более обоснованным, чем полученные путем сложных заключений цифры 610 - 590 млн. лет, приписываемые возрасту варангерского (? – Б.С.) оледенения (Bowring et al., 1993). Но уже в свете этого вывода недавно рассмотрена эволюция эдиакарских и кембрийских фаун (Conway Morris, 1993).

Эдиакарская система и период как первый период фанерозойского зона, а не протерозоя, вошли в широкое употребление после известной публикации П. Клауда и М. Глесснера (Cloud, Glaessner, 1982). Но первоначально это название было использовано супругами Термье (Termier et Termier, 1960) для обозначения “premier étage paleontologique”, однако П. Клауд (Cloud, 1970)

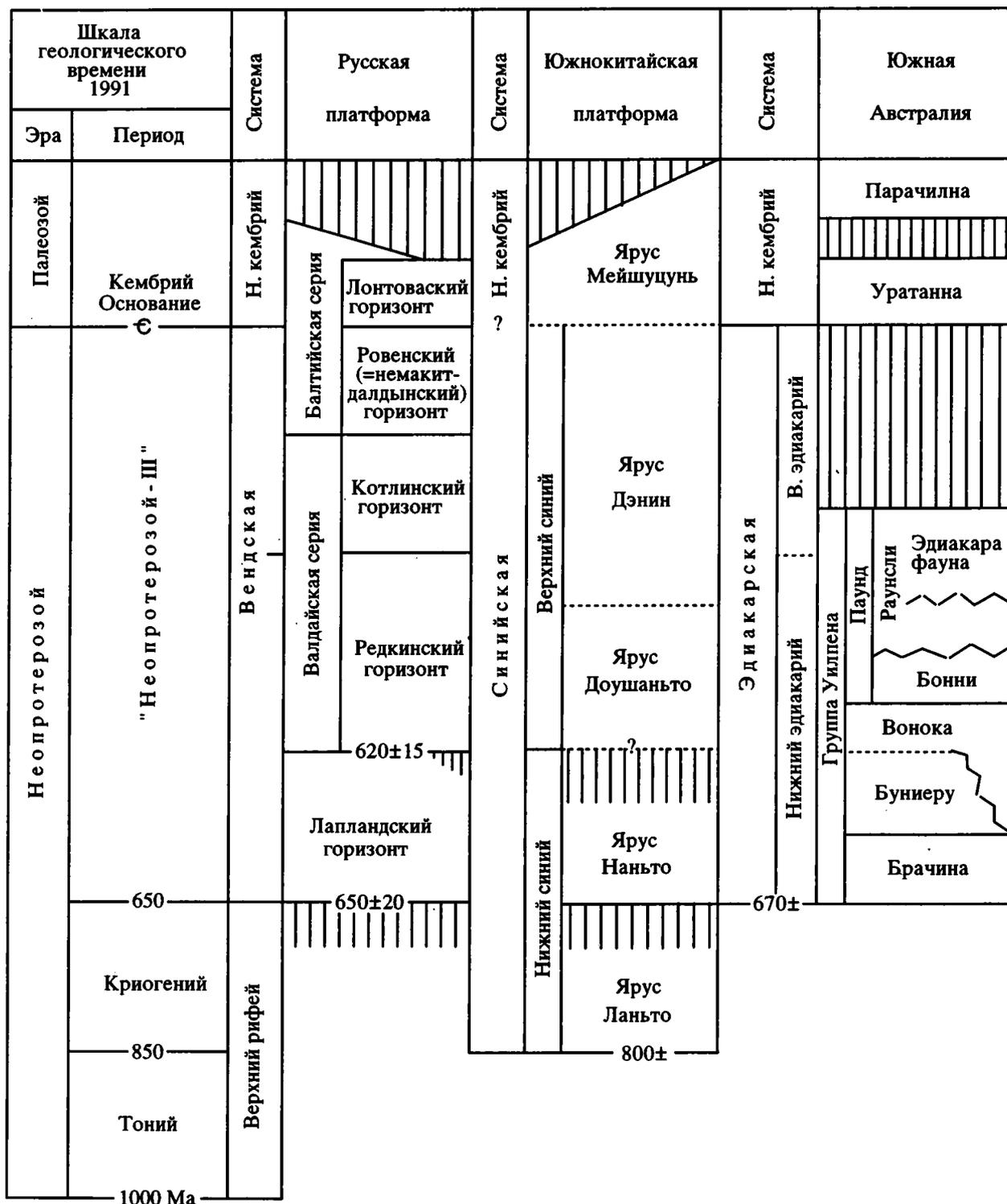


Схема соотношений вендской, синийской и эдиакарской систем и шкалы геологического времени неопротерозоя.

назвал его системой. В этом же ранге, но в другом стратиграфическом объеме с названием Ediacagan, соответствующие отложения Австралии были обособлены Р. Дженкинсом (Jenkins, 1981). Во всех трех случаях центральное звено подраз-

деления составляла знаменитая фауна Эдиакары, заключенная в средней части песчаников Паунд. Позднее эта толща получила в хребте Флиндерс более сложное расчленение, была сопоставлена с нижними песчаниками Арумбера в бассейне Ама-

деус, но в стратотипическом районе осталось зияние между отложениями с бесскелетными Metazoa и нижним кембрием, находящимся в сложных условиях залегания на подстилающих породах; последние местами подверглись глубокой эрозии. Как уже отмечалось, в разрезах Австралии при их превосходной обнаженности не удалось пока установить отложения, отвечающие верхнему венду Русской платформы. Несмотря на это, эдиакарий условно делится на нижний, к которому в основном приурочена эдиакарская фауна (в этом смысле он близок к нижнему венду в моем понимании), и верхний, на большую часть которого приходится перерыв или отложения еще недостаточно исследованные. Изотопные ограничения эдиакария близки к венду:  $670 \pm 550$  млн. лет, но они также являются условными. Весь комплекс эдиакарских отложений моложе тиллитоносных толщ позднего протерозоя.

О синийской системе Южного Китая в его современном понимании (1975 - 1976 гг.) было приведено много сравнительных данных выше. Во многих работах она все еще рассматривается как верхнее подразделение синийской субэратемы, то есть верхнего докембрия, близко соответствующего объему рифейской группы в первоначальной трактовке Н.С. Шатского (1945). Но достаточно популярен и другой взгляд – включение ее в состав уже фанерозойских систем. Она также подразделяется на нижний и верхний синий, причем только верхний синий и верхняя часть нижнего синия сопоставимы с вендской системой. В целом такая корреляция представляется весьма обоснованной, так как опирается на общность основных групп ископаемых, характеризующих обе системы: бесскелетные Metazoa (хотя в Китае значительно более бедного состава), вендотениевая флора, некоторые группы акритарх, палеоихнологические данные. Но ярусная корреляция пока затруднена из-за недостаточной изученности фауны и флоры, множества новых таксонов родового и видового уровня и несколько иного распределения ископаемых по разрезу.

Если корреляция границы синия и нижнего кембрия с границей венда и нижнего кембрия не включает в себе принципиального противоречия, то по нижней границе синийская и вендская системы коренным образом различны: венд фактически входит в состав синия. Выход из этого противоречия был предложен Харландом, который в ряде публикаций со своими коллегами (Harland et al., 1975, 1982, 1993) в конечном счете сформулировал более общую концепцию в следующей схеме:

		(540 ± 10)
Sinian Èra	Vendian Period	Ediacara Epoch
		Varanger Epoch
	Sturtian Period	610 ± 20 Ma
		800 Ma

Если основание синийской эры датируется не по продуктам разрушения фундамента, а по первичным породам синийского чехла, то при такой огромной продолжительности синий – конечно, геологическая эра. По тектоническим соображениям эта точка зрения уже высказывалась и в отношении ранга венда (Меннер, Штрейс, 1971). В схеме Харланда вендский период занимает более определенное положение, которому вполне соответствует вендская система Русской платформы, хотя новые изотопные датировки границ еще нуждаются в обсуждении. Но трудно согласиться, что название эдиакарская эпоха может быть распространено на все верхнее подразделение венда. В этом отношении схемы, предложенные П. Клаудом и М. Глесснером и нами, представляются более согласованными с результатами сравнительных палеонтологических исследований и подлинным стратиграфическим положением эдиакарской фауны в средней части венда над лапландским гляциогоризонтом.

Как видим, все три кандидата на положение терминальной системы, предшествующей кембрию, и в той или иной мере претендующие занять в шкале геологического времени место, обозначенное как “Неопротерозой-III”, являются резко разновеликими, по-разному расчлененными и имеющими очень противоречивые изотопные датировки своих границ и границ внутренних подразделений. С той или иной полнотой все они имеют разнообразную и часто очень богатую палеонтологическую характеристику. На этом основании их исключение из состава криптозооя не вызывает сомнений, как фактически и логически оправданное. Однако многими исследователями допускается их включение в состав фанерозоя, или еще уже – палеозоя. До начала шестидесятих годов такого взгляда на положение вендской системы придерживался и я. Но уже Новосибирский (первый) симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (Соколов и др., 1965) и огромные последующие успехи в палеонтологии докембрия, заставили совершенно по-новому оценить и исключительное своеобразие органического мира венда, и так называемый кембрийский “популяционный взрыв”. К образной характеристике, особенно мира беспозвоночных раннего кембрия, эта метафора действительно подходит, но не фауна бесскелетных Metazoa эдиакарского типа его подготовила. Биота венда столь специфична в таксонах высшего порядка, не получивших дальнейшего развития, что она воспринимается как особое явление в органической эволюции, фактически уже замкнувшее, вероятно, не очень продолжительный, но ранее начавшийся процесс. Фауна же кембрийского периода имела свои независимые корни и их нужно искать в мире позднепротерозойских микроорганизмов и, вероятно, в пока нераспознанном бендосе дна вендских морей.

Многие исследователи в разных странах сейчас озабочены выбором стратотипа терминальной системы протерозоя, вписывающейся в "приготовленный" для нее отрезок геологического времени. Этот подход вообще беспрецедентен в стратиграфической геологии и лишен научного смысла. Ни одна из существующих геологических систем, которые начали устанавливаться на европейском пространстве с двадцатых годов прошлого столетия и уже изучаются два столетия, не имела, не имеет и не может иметь стратотипа такого высокого ранга в стратиграфической иерархии. В качестве примера можно взять любую геологическую систему, начиная от кембрия и кончая квартетом. В качестве иллюстрации приведу лишь девон: название системы родилось в Великобритании (1839 г.), стратотипическое ярусное расчленение девона сформировалось в результате многолетних исследований на территории Германии и Бельгии, а стратотип нижней границы системы был избран в Чехии лишь в 1972 г. Уже сейчас видно, что этот путь неизбежен и для терминальной системы докембрия. Рекомендовать можно лишь одно – не слишком удаляться в выборе необходимых стратотипов подразделений и их границ от стратотипического региона самой системы. Для вендской системы территория России и смежных западных стран, с полнотой их хорошо изученного разреза на двух древних платформах и в их складчатом обрамлении, представляется сейчас наиболее удачной при развитии дальнейших национальных и международных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арень П., Лендзен К.* Распространение и стратиграфия климонтовского яруса нижнего кембрия на платформе в Польше // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974. С. 30 - 35.
- Асеева Е.А.* О спирале- и кольцевидных образованиях в верхнедокембрийских отложениях Подолии // Палеонтол. сб. Львов. 1974. № 11. Вып. 2. С. 95 - 99.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М.* Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР // Литол. и полезн. ископ. 1969. № 2. С. 73 - 89.
- Бурзин М.Б.* Основные тенденции в историческом развитии фитопланктона в позднем докембрии и раннем кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Наука, 1994. С. 51 - 62.
- Вальков А.К.* Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Вальков А.К.* Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 92 с.
- Вальков А.К.* Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1987. 137 с.
- Глебовицкий В.А., Шемякин В.М.* (ред.). Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. 156 с.
- Гниловская М.Б.* Древнейшие водные растения венда Русской платформы // Палеонтол. журн. 1971. № 3. С. 101 - 107.
- Гниловская М.Б.* (ред.). Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 144 с.
- Гуреев Ю.А.* Морфологический анализ и систематика вендиат. Киев: Изд. ИГН АН УССР. Препринт, 1987. 55 с.
- Ивановский А.Б.* Палеонтология венда. Библиография. М.: Наука, 1988. 76 с.
- Иванцов А.Ю.* Ультраструктура трубки *Sabellidites cambriensis* Jan. (погонофоры? венда) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 5. С. 129.
- Келлер Б.М.* Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 6. С. 1405 - 1408.
- Келлер Б.М.* Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 86 - 92.
- Келлер Б.М., Розанов А.Ю.* (ред.). Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С.* Вендский комплекс – первое подразделение палеозойской группы // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962. С. 34 - 36.
- Коренчук Л.В., Ищенко А.А.* Стратотипические разрезы каниловской серии венда Приднестровья. Киев: Изд. АН УССР. Препринт, 1980. 58 с.
- Коренчук Л.В., Ищенко А.А.* Седиментационная цикличность вендских отложений Приднестровья. Киев: Изд. АН УССР. Препринт, 1981. 56 с.
- Кирьянов В.В.* Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Вольно-Подолы // Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Вольно-Подолы. Киев: Наук. думка, 1968. С. 5 - 25.
- Кирьянов В.В.* Схема стратиграфии кембрийских отложений // Геол. журн. Киев. 1969. Т. 29. Вып. 5. С. 48 - 62.
- Кирьянов В.В., Чернышева Н.Е.* О нижнекембрийских отложениях северо-западной Волыни и находке древнейшего трилобита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 119 - 125.
- Махнач А.С., Бессонова В.Я., Веретенников Н.В.* Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии и смежных районов // Докл. АН БССР. 1970. Т. 14. № 2. С. 150 - 153.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.И.* Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.
- Меннер В.В., Штрейс Н.А.* О тектонических аспектах геохронологической шкалы // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 300 - 309.
- Менс К.А.* Об этапности осадконакопления в раннем кембрии Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 82 - 90.

- Миссаржевский В.В.* Древнейшие скелетные окаменелости пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 238 с.
- Мянниль Р.М.* К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1958. Т. 7. С. 350 - 352.
- Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Международная экскурсия по проблеме границы кембрия и докембрия. Москва, Якутск, 1973. 118 с.
- Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1962. 9 с.
- Розанов А.Ю.* Граница докембрия и кембрия // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 31 - 53.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др.* Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Изд. АН СССР, 1969. 380 с.
- Розанов А.Ю., Соколов Б.С.* (ред.). Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.
- Савицкий В.Е.* О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962. С. 53 - 54.
- Савицкий В.Е.* Палеогеографический и палеобиогеографический аспекты ярусного деления кембрия Сибирской платформы // Международный геол. конгресс, 24 сессия. Докл. советских геологов. Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 80 - 85.
- Савицкий В.Е.* Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 43 - 61.
- Семихатов М.А.* Современные концепции общего расчленения и новая стратиграфическая шкала докембрия Северной Евразии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 9 - 26.
- Соколов Б.С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21 - 31.
- Соколов Б.С.* Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы // Девон Русской платформы. Л. - М.: Гостоптехиздат, 1953. С. 16 - 38.
- Соколов Б.С.* Сравнительная характеристика доэфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы // Геологический сборник 2. Тр. ВНИГРИ. Вып. 95. Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 36 - 88.
- Соколов Б.С.* Проблема нижней границы палеозоя и древнейше отложения досинийских платформ Евразии // Геологический сб. 3. Тр. ВНИГРИ. Вып. 126. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 5 - 67.
- Соколов Б.С.* Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидитиды // Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (тезисы докладов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965. С. 78 - 91.
- Соколов Б.С.* (ред.). Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (тезисы докладов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965. 115 с.
- Соколов Б.С.* Древнейшие погонофоры // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 1. С. 201 - 204.
- Соколов Б.С.* Венд Севера Евразии // Геология и геофиз. 1971. № 6. С. 13 - 22.
- Соколов Б.С.* Вендский этап в истории Земли // Международный геол. конгресс, 24 сессия. Доклады советских геологов. Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 114 - 124, табл. I - V.
- Соколов Б.С.* Проблема границы докембрия и кембрия // Геология и геофиз. 1974а. № 2. С. 3 - 29.
- Соколов Б.С.* Основные результаты Международного симпозиума по границе докембрия и кембрия // Геология и геофиз. 1974б. № 4. С. 18 - 26.
- Соколов Б.С.* О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 112 - 117.
- Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126 - 143.
- Соколов Б.С.* Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж // Палеонтол. журн. 1976. № 1. С. 3 - 18.
- Соколов Б.С.* Некоторые вопросы стратиграфии верхнего докембрия и положение венда // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд. МГУ, 1978. С. 20 - 29.
- Соколов Б.С.* Вендская система: предкембрийская геобиологическая среда // Международный геол. конгресс, 26 сессия. Докл. советских геологов. Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 9 - 21.
- Соколов Б.С.* Вендская система: положение в стратиграфической шкале // 27-й Международный геол. конгресс. Стратиграфия. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 111 - 127.
- Соколов Б.С.* Вендский период в истории земли // Природа. 1984. № 12. С. 3 - 18.
- Соколов Б.С.* Вендские полихеты // Вендская система. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 198 - 200.
- Соколов Б.С., Журавлева И.Т.* (ред.). Ярусное расчленение нижнего кембрия Сибири. Атлас окаменелостей. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Соколов Б.С., Ивановский А.Б.* (ред.). Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. 222 с.
- Соколов Б.С., Федонкин М.А.* (ред.). Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 238 с.
- Соколов Б.С., Хоментовский В.В.* (ред.). Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Соколов Б.С., Хоментовский В.В.* Возраст нефтегазонасыщенной толщи юго-запада Сибирской платформы // Сов. геология. 1980. Вып. 5. С. 45 - 56.
- Урбанек А.* Сабеллидитиды. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 88 - 92.
- Федонкин М.А.* Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.
- Федонкин М.А.* Органический мир венда // Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1983. 128 с.

- Федонкин М.А.* Бескелетная фауна венда и ее место в эволюции Metazoa. М.: Наука, 1987. 176 с.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геол. и геофиз. 1992. № 11. С. 3 - 26.
- Чумаков Н.М.* Лапландское оледенение // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 71 - 96.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд. МОИП, 1945. 132 с.
- Шатский Н.С.* О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 36 - 49.
- Янишевский М.Э.* Кембрийские отложения Ленинградской области // Уч. зап. ЛГУ. Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. № 25. С. 3 - 31.
- Astashkin V.A., Pegel' T.V., Repina L.N., Rozanov A.Yu., Shabanov Yu.Ya., Zhuravlev A.Yu., Sukhov S.S., Sundukov V.M.* Cambrian System of the Siberian Platform. Correlation Chart and Explanatory Notes. Herndon-Trondheim: I.U.G.S. 1991. Publ. № 27. 133 p.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al.* Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. № 5126. P. 1293 - 1298.
- Brasier M.D.* Evolutionary and geological events across the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Today. 1985. Sept.-Oct. P. 141 - 146.
- Brasier M., Cowie J., Taylor M.* Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. № 1 - 2. P. 3 - 8.
- Brasier M.D., Corfield R.M., Derry L.A., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu.* Multiple  $\delta^{13}\text{C}$  excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia // Geology. 1994. V. 22. № 5. P. 455 - 458.
- Chadwick G.H.* Subdivision of geologic time // Bull. Geol. Soc. Amer. 1930. V. 41. P. 47 - 48.
- Chen Junyuan.* Precambrian metazoans of the Huai River drainage area (Anhui, E. China): their taphonomic and ecological evidence // Senckenberg. Lethaea. 1988. Bd. 69. № 3/4. S. 189 - 215.
- Chumakov N.M.* Laplandian glaciohorizon and its stratigraphic analogues // Abstracts. Intern. Symp. Terminal Precambrian and Cambrian Geology. Yichang. Hubei, 1987. P. 7 - 8.
- Chumakov N.M.* The Problems of Old Glaciations (Pre-Pleistocene Glaciogeology in the USSR) // Sov. Sci. Rev. Sect. G. Geol. Rev. N.Y.: Harwood acad. publ., 1992. V. 1. Part 3. 208 p.
- Cloud P.* (ed.). Adventures in Earth History. San Francisco, 1970. 992 p.
- Cloud P., Glaessner M.F.* The Ediacarian Period and System: Metazoa Inherit the Earth // Science. 1982. V. 217. № 4562. P. 783 - 792.
- Conway Morris S.* The fossil record and the early evolution of the Metazoa // Nature. 1993. V. 361. P. 219 - 225.
- Cowie J.W.* The Proterozoic-Phanerozoic transition and the Precambrian-Cambrian boundary // Precamb. Res. 1981. V. 15. P. 199 - 206.
- Cowie J.W., Rozanov A.Yu.* I.U.G.S. The Precambrian-Cambrian boundary Working Group in Siberia, 1973 // Geol. Mag. 1974. V. 111. P. 237 - 253.
- Cowie J.W., Ziegler W., Remane J.* Stratigraphic Commission Accelerates Progress, 1984 - 1989 // Episodes. 1989. V. 12. № 2. P. 79 - 83.
- Fedonkin M.A.* Vendian Faunas and the Early Evolution of Metazoa // Origin and Early Evolution of Metazoa (ed. J.H. Lipps and Ph. Signor). N.Y.: Plenum Press, 1992. P. 87 - 129.
- Ford T.D.* Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest // Proc. Yorks. Geol. Soc. 1958. V. 31. P. 211 - 217.
- Germis G.J.B.* New shelly fossils from the Nama Group, South West Africa // Amer. J. Sci. 1972. V. 272. P. 752 - 761.
- Glaessner M.F.* Precambrian Coelenterata from Australia, Africa and England // Nature. 1959. V. 183. P. 1472 - 1473.
- Glaessner M.F.* Geographic distribution and time range of the Ediacara Precambrian fauna // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. V. 82. P. 509 - 514.
- Glaessner M.F.* The dawn of animal life. A biohistorical study. Cambridge: Univ. Press, 1984. 244 p.
- Grabau A.W.* The Sinian System // Bull. Geol. Soc. China. 1922. V. 1. № 1 - 4. P. 44 - 88.
- Hahn G., Pflug H.D.* Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium // Senckenberg. Lethaea. 1985. Bd. 65. № 4 - 6. S. 413 - 431.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A geologic time scale. Cambridge: Univ. Press, 1989. 263 p.
- Harland W.B., Cox A.W., Llewellyn P.G., Pickton C.A.G., Smith A.G., Walters R.* A geologic time scale. Cambridge: Univ. Press, 1982. 132 p.
- Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P.* Vendian Geology of Svalbard. Oslo: Norsk Polarinstittutt 1993. Srk. 193. 150 p.
- Harland W.B., Herod W.T.* Glaciations through time // Ice Ages: Ancient and Modern. Liverpool: Steel House Press, 1975. P. 189 - 216.
- Holland C.H.* The Yangtze Platform: a gateway to Chinese geology // Proc. Geol. Ass. 1989. V. 101(1). P. 1 - 17.
- Hofmann H.J., Narbonne G.M., Aitken J.D.* Ediacaran remains from intertillite beds in northwestern Canada // Geology. 1990. V. 18. P. 1199 - 1202.
- Jenkins R.J.F.* The concept of an "Ediacaran period" and its stratigraphic significance in Australia // Trans. Roy. Soc. South Australia. 1981. V. 105. Pt. 4. P. 179 - 194.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature. 1992. V. 356. P. 673 - 678.
- Landing Ed.* Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified: a new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. P. 179 - 182.
- Lendzion K.* Rozwoj kambryjskich osado'w platformowych Polski. Warszawa, 1983. 55 S.
- Les relations entre Précambrien et Cambrian. Problèmes des séries intermédiaires.* Paris: CNRS, 1958. 272 p.
- Matthews S.C., Missarzhevsky V.V.* Small shelly fossils of late Precambrian and early Cambrian age: a review of recent work // Journ. Geol. Soc. London, 1975. V. 131. P. 289 - 304.

- Mens K., Pirrus E.* Stratigraphical characteristics and development of Vendian-Cambrian boundary beds on the East European Platform // *Geol. Mag.* 1986. V. 123. № 4. P. 357 - 360.
- Narbonne G.M.* Trace fossils, small shelly fossils and the Precambrian-Cambrian boundary // *Episodes.* 1987. V. 10. № 4. P. 339 - 340.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H.* Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1994. V. 106. P. 1281 - 1292.
- Patruilus D., Jordan M.* Asupra prezentei pogonoforului Sabellidites cambriensis Yan. si a "algei" Vendotaenia antiqva Gnil. in depozitele detritice presiluriene din podisul Moldovenesc // *Dări de seamă ale sedintelor.* 1974. V. LX (1972 - 1973). 4. Stratigrafie. Bucuresti. P. 3 - 18.
- Pflug H.D.* Vor- und Frühgeschichte der Metazoen // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 1974. Bd. 145. № 3. S. 328 - 374.
- Plumb K.A.* New Precambrian time scale // *Episodes.* 1991. V. 14. № 2. P. 139 - 140.
- Rozanov A.Yu.* The Cambrian lower boundary problem // *Geol. Mag.* 1967. V. 104. № 5. P. 415 - 434.
- Rozanov A.Yu., Sokolov B.S.* The problem of the Precambrian-Cambrian boundary // *Geol. Mag.* 1980. V. 117(1). P. 23 - 27.
- Rozanov A.Yu., Sokolov B.S.* Precambrian-Cambrian boundary: Recent state of knowledge // *Precamb. Res.* 1982. V. 17. P. 125 - 131.
- Sepkoski Jr.J.J.* A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. I. Analisis of marine orders // *Paleobiology.* 1978. V. 4(3). P. 223 - 251.
- Sepkoski Jr.J.J.* Precambrian-Cambrian boundary: the spike is driven and the monolith crumbles // *Paleobiology.* 1983. V. 9(3). P. 199 - 206.
- Siedlecka A., Roberts D.* The bed rock geology of Varanger peninsula, Finmark, North Norway: an excursion guide // *Norg. Undersokelse. Special Publ.* 1992. № 5. 45 p.
- Sin Yu-sheng, Liu Kui-chih.* Micropaleoflora from the Sinian Subera of W. Hubei and its stratigraphic significance. Peking, 1976. 23 p.
- Sokolov B.S.* Le problème de la limite inférieure du paleozoique et les dépôts les plus anciens sur les plates-formes antésiniennes de l'Eurasie // *Colloq. intern.* V. LXXVI. Paris. CNRS, 1958. P. 103 - 128.
- Sokolov B.S.* Vendian and Early Cambrian Sabelliditida (Pogonophora) of the USSR // *Proc. IPU, 2 Intern. Geol. Congr. Prague,* 1968. P. 79 - 85.
- Sokolov B.S.* The Vendian Stage in Earth history // 24th IGC. Section 1: Precambrian Geology. Montreal, 1972. P. 78 - 84.
- Sokolov B.S.* Vendian of Northern Eurasia // *Arctic Geology. Proc. Second Intern. Symp. Arctic Geology,* Febr. 1 - 4, 1971. San Francisco Cal. (ed. M.G. Pitcher). Tulsa Okla. USA, 1973. P. 204 - 218.
- Sokolov B.S., Ivanovski A.B.* (eds.). The Vendian System. V. 1. Paleontology. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. 383 p.
- Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* (eds.). The Vendian System. V. 2. Regional Geology. Berlin, Hiedelberg: Springer-Verlag, 1990. 273 p.
- Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* The Vendian as the Terminal System of the Precambrian // *Episodes.* 1984. V. 7. № 1. P. 12 - 19.
- Sun Weiguo.* Late Precambrian Pennatulids (sea pens) from Eastern Yangtze Gorge, China; *Paracharnia* gen. nov. // *Precamb. Res.* 1986. V. 31. № 4. P. 361 - 375.
- Sun Wieguo, Wang Guixiang, Zhou Benhe.* Macroscopic worm-like body fossils from the Upper Precambrian (900 - 700 Ma), Huainan district, Anhui, China and their stratigraphic and evolutionary significance // *Precamb. Res.* 1986. V. 31. P. 377 - 403.
- Termier H., Termier G.* L'Ediacarien, premier étage paléontologique // *Rev. gén. sciences.* 1960. T. LXVII. 79 p.
- The Sinian System of China. Peking, 1976. 15 p.
- Wang Guixiang, Zhang Shien.* Research of the Upper Precambrian of northern Jiangsu and Anhui provinces. Hefei, Anhui: Anhui Press. Sci. Technol, 1984. 209 p.
- Webby B.D.* Trace fossils from the Lintiss Vale Formation of New South Wales: a late Precambrian fauna // *Search.* 1973. V. 4. № 11/12. P. 494 - 496.
- Xing Yusheng.* The Sinian System and its position in the geological time scale // *Scient. Pap. on Geol. Intern. Exchange.* Beijing, 1984. P. 37 - 48.
- Xing Yusheng, Ding Qixiu, Luo Huilin.* Biotic characteristics of the Sinian-Cambrian boundary beds in China and the boundary problems // *Precamb. Res.* 1982. V. 17. P. 77 - 85.
- Xing Yusheng, Ding Qixiu, Luo Huilin, He Tinggui, Wang Yangeng.* The Sinian-Cambrian boundary of China and its related problems // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 3. P. 155 - 170.
- Zhan Zhongying.* Coccoid microfossils from the Doushantuo Formation (Late Sinian) of South China // *Precamb. Res.* 1985. V. 28. P. 163 - 173.
- Znosko J.* W sprawie pozycji stratigraficznej eokambryjskich sparagmitów i niektórych młodoprecambryjskich formacji // *Kwart. Geol.* 1961. T. V. № 4. S. 737 - 774.

УДК 550.93:551.71(476)

## ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ПРИРОДА И СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ В БЕЛАРУСИ

© 1995 г. **Е. В. Бибикова\***, **С. В. Богданова\*\***, **Р. Горбачев\*\***,  
**С. Клаэссон\*\*\***, **Т. И. Киризова\***

\* *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
117334 Москва, ул. Косыгина 19, Россия*

\*\* *Институт геологии Лундского университета, Лунд, Швеция*

\*\*\* *Шведский музей Естественной истории, Стокгольм, Швеция*

Поступила в редакцию 15.12.94 г.

С целью установления возраста и первичной природы докембрийской коры в фундаменте Беларуси проведено U-Pb изотопное датирование аксессуарных цирконов и Sm-Nd изотопное исследование по породе в целом основных структурных комплексов фундамента. В изученных структурах большей части Беларуси не обнаружено присутствия архейского корового материала. Земная кора Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Центрально-Белорусского пояса сформировалась в раннем протерозое, в период 2.0 - 1.8 млрд. лет, что позволяет коррелировать эти образования со свекофенидами Балтийского щита. Присутствие материала архейской коры обнаружено лишь в метапелитах Брагинского гранулитового блока, коррелируемых с образованиями Украинского щита. Новые данные позволяют расширить Свекофеннскую провинцию Балтийского щита далеко на юг, до границы с Осницко-Микашевичским поясом. Однако строение коры в этой части Восточно-Европейской платформы существенно отличается от свекофенид Балтийского щита уникальным чередованием метаморфических поясов. Оно указывает на специфику геодинамики становления раннепротерозойской коры в Прибалтике и Беларуси.

**Ключевые слова.** Докембрий, ранний протерозой, Восточно-Европейская платформа, кристаллический фундамент, U-Pb изотопный возраст, циркон, конкордия, eNd(T).

Строение погребенного фундамента в связи с тектоническим районированием Восточно-Европейской платформы долгие годы находилось в центре интересов Н.С. Шатского (Шатский 1940, 1946). Со времени опубликования первой Тектонической карты СССР и Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000, разработке принципов составления которых Н.С. Шатский отдал много сил (Шатский и Богданов, 1961), появилась возможность показать не только рельеф поверхности фундамента Русской плиты, но и детали его структуры (Международная тектоническая..., 1981). Огромный арсенал данных о составе и строении кристаллического фундамента платформы, накопленных в 70 - 80-е годы, позволил провести корреляции архейских и раннепротерозойских структурно-вещественных комплексов плиты и щитов, проследить продолжения раннедокембрийских структур щитов внутрь платформы по данным бурения и геофизики (Метаморфические комплексы..., 1978; Основные проблемы..., 1979; Геология, петрология..., 1976; Богданова 1986; Геология и перспективы..., 1987 и др.). Однако эти исследования оставляли нерешенным вопрос об адекватности коррелируемых комплексов и структур на щитах и в фундаменте Русской плиты, которые сопоставлялись почти ис-

ключительно по вещественным признакам без достаточного или без всякого геохронологического контроля.

Особенно остро эта проблема стоит при корреляции раннедокембрийских комплексов западной и восточной частей Русской плиты. Эти комплексы из-за их сходства с высокометаморфизованными комплексами пород Балтийского и Украинского щитов всегда считались архейскими. Однако, если для Волго-Уральского сегмента это подтверждено изотопными датировками (Богданова, 1986; Бибикова и др., 1994), то представления об архейском возрасте гранулитов и всей последовательности корообразующих событий в западных районах плиты базируются на единственном определении возраста белорусских гранулитов – около 2580 млн. лет, полученном Rb-Pb методом по породе в целом (Соботович и др., 1976; Аксаментова, Найденков, 1991; Пап, 1992). В то же время надежно датированные развитые здесь раннепротерозойские гранитоиды, и в том числе чарнокитоиды (Бибикова и др., 1982; Щербак и др., 1990), обычно рассматриваются лишь в связи с процессами преобразования архейской коры.

Между тем, в тектоническом плане и по геофизическим характеристикам структуры коры

западные районы платформы явно тяготеют к раннепротерозойской свекофеннской провинции Балтийского щита (Рука, 1984; Богданова, 1986; Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

В настоящее время в связи с проведением ряда международных проектов, таких как проекты МПГК 275 "Глубинная геология Балтийского щита" и 371 "Структура и корреляция докембрия в Северо-Восточной Европе и Северо-Атлантическом регионе", проект ЕВРОПРОБА (Международная программа Литосфера), изучение коры западных районов Восточно-Европейской платформы приобрело особую актуальность. Пересмотр ранее сложившихся представлений стал необходим и при составлении новой Международной тектонической карты Европы и прилегающих территорий масштаба 1 : 5000000.

Беларусь занимает ключевое положение для решения проблемы геолого-геофизической и геодинамической интерпретации истории формирования докембрийской коры всего западного региона Русской плиты. Это определяется тем, что кристаллический фундамент здесь изучен с большей детальностью, чем в других районах плиты, и находится на стыке структур Украинского щита со структурами, связанными с Балтийским щитом. Эти два щита, по нашему мнению, принадлежат различным сегментам Восточно-Европейского кратона – Фенноскандии и Сарматии – прошедшим разную коровую историю (Bogdanova, 1993).

В этой статье мы обсуждаем результаты U-Pb изотопного датирования по цирконам из пород главных структурных комплексов фундамента Беларуси, для части из которых было проведено также Sm-Nd изотопное исследование, позволяющее судить о возрасте и природе коры этого региона.

### ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ

Кристаллический фундамент Беларуси, залегающий на различных глубинах от десятка метров до 5 км вскрыт примерно в 4000 скважин. Совместно с интерпретацией детальных аномальных геофизических полей и частично сейсмических данных это дало возможность составить подробную геологическую карту фундамента этого региона (Аксаментова, Найденов, 1991). С учетом недавно опубликованной карты докембрийского фундамента Финского залива и окружающих территорий (Precambrian basement..., 1994) и карт фундамента в Литве и Польше (Kubiski, Ryka, 1982) структура коры Беларуси вырисовывается как серия дугообразных поясов северо-северо-восточного или меридианального направлений, сложенных то гранулитами, то породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, а

также разнообразными гранитоидами. Пояса протягиваются на 500 - 700 км. Здесь же широко представлены интрузии анорогенных гранитоидов анортозит-рапакиви-гранитоидной формации и связанные с ними осадочно-вулканогенные комплексы.

Согласно геологической карте фундамента Беларуси (Аксаментова, Найденов, 1991) здесь с юго-востока на северо-запад выделяются следующие тектонические элементы: Брагинский гранулитовый блок – Осницко-Микашевичский магматический пояс – Центрально-Белорусский пояс – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс.

Первые две структуры непосредственно продолжают структуры Украинского щита. Это Брагинский гранулитовый массив метаосадочных гранулитов и мигматитов, отнесенных к кулажинской серии нижнего архея (Аксаментова, Найденов, 1991) и Осницко-Микашевичский (Вольно-Полесский) магматический пояс, до северо-западного края Украинского щита. Он сложен metabазальтами и метадиабазами, метаандезитами, метакератофирами и комагматичными им плутоническими породами, среди которых преобладают гранодиориты и граниты. По аналогии с соответствующими структурами Украинского щита (осницкий комплекс) он рассматривается в составе раннего протерозоя. Породы метаморфизованы в низах амфиболитовой фации (Хворова, 1982; Аксаментова, Найденов, 1991). U-Pb возраст цирконов из гранитоидов Осницко-Микашевичского пояса как на территории Украины, так и Беларуси, составляет  $1970 \pm 10$  млн. лет (Щербак и др., 1990), в то время как вмещающие эти гранитоиды метавулканические породы (клесовская толща) на территории Украины имеют возраст 2020 и 1970 млн. лет (Щербак, 1991).

Внутри Осницко-Микашевичского пояса залегают более молодые, слабо метаморфизованные осадки и вулканиты (житковичский комплекс), связанные с гранитами типа рапакиви возрастом около 1800 млн. лет (Щербак и др., 1990). Развитый далее к югу, в пределах Украинского щита Коростенский рапакиви-анортозитовый комплекс датирован различными изотопными методами в 1800 - 1750 млн. лет (Щербак, 1991).

Центрально-Белорусская структура располагается к северо-западу от Осницко-Микашевичского пояса. Она включает Околовский метавулканический пояс, протягивающийся на 200 км и сложенный metabазальтами, андезитовыми базальтами, метаандезитами и метадацитами (Махнач и др., 1974; Корнилов и др., 1988). Среди метавулкаников распространены мощные пачки железистых кварцитов, метакarbonатов и графитовых сланцев. Судя по составу, этот вулканический пояс мог быть сформирован в островодужной обстановке. Помимо названных выше пород в

пределах Центрально-Белорусского пояса развита амфиболиты, амфибол- и биотитсодержащие гнейсы и мигматиты, отнесенные к озерской серии верхнего архея (Аксаментова, Найденов, 1991). Изотопный возраст метавулканитов Околовского пояса был определен U-Pb методом по циркону магматического генезиса. Он равен  $1980 \pm 20$  млн. лет (Бибикина и др., 1992). Граниты, прорывающие Околовские вулканиты, датированы по циркону в  $1890 \pm 35$  млн. лет (Щербак и др., 1990). Как гнейсы, так и супракристалльные породы пояса, метаморфизованы при  $T = 560 - 600^\circ\text{C}$  и давлении 5 - 8 кбар (Аксаментова, Найденов, 1991). Степень метаморфизма увеличивается в западном направлении, достигая условий гранулитовой фации, которая отчасти накладывается и на западный край собственно околовской серии.

Огромный Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс располагается в северо-западной части Беларуси и протягивается через юго-восточную Литву в Эстонию. На геологической карте Беларуси (Аксаментова, Найденов, 1991), гранулиты отнесены к щучинской серии нижнего архея. Гранулитовый пояс представляет собой систему гранулитовых линз шириной в 5 - 30 км и протяженностью в 80 - 250 км, разделенных узкими, круто падающими зонами бластомилонитов (Аксаментова и др., 1994). В таких зонах гранулиты ретроградно изменены в условиях амфиболитовой фации.

Гранулиты представлены в основном мафическими, двупироксеновыми ортопородами в ассоциации с плутонической серией эндробит-чарнокитов. Широко распространены также глиноземистые метапелитовые гнейсы. Несмотря на то, что возраст эндробитов определен в 1800 млн. лет, продолжает господствовать представление об архейском возрасте гранулитов. Оно, как уже говорилось, базируется на единственном определении возраста в 2580 млн. лет, полученном Pb-Pb методом по породе в целом (Соботович и др., 1976), хотя достоверность подобных возрастов, полученных для гранулитов, давно поставлена под сомнение (Wasserburg, Jacobsen 1978).

Учитывая важность корректного определения возраста гранулитов, рассматриваемых как характерный структурно-вещественный комплекс раннего архея в стратиграфических построениях и корреляциях с комплексами щитов (Аксаментова, Найденов, 1991), мы провели U-Pb изотопное датирование цирконов из метаосадочных гранулитов и мигматитовых гранитов Брагинского гранулитового блока и мафических гранулитов щучинской серии Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Было продолжено также изотопное датирование метавулканитов околовской серии и гнейсов амфиболитовой фации озерской серии Центрально-Белорусского пояса.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ДАТИРОВАННЫХ ПОРОД И ЦИРКОНОВ

*Гранулиты Брагинского блока.* На Брагинском блоке пробурено более 60-ти скважин, и он характеризуется однообразием слагающих его кристаллических пород. По данным Аксаментовой и др. (1977), среди них широко развиты мелкозернистые умеренно глиноземистые гнейсы метаграуваккового состава и мигматиты. Присутствие в них минеральных ассоциаций, содержащих гиперстен, пироповый гранат, биотит с повышенным содержанием титана, силлиманит, иногда кордиерит, плагиоклаз, кварц, указывает на метаморфизм гранулитовой фации. Для изотопного датирования гранулитов были использованы керны из скважины Барсуковская 60 (Барс-60 на рис. 1). Скважина прошла по фундаменту около 600 м и вскрыла на глубинах 3650 - 3661 м биотит-гранатовые плагиограниты и граниты с реститами метаосадочных гранулитов. В большинстве своем гранитоиды и гнейсы интенсивно бластомилонитизированы и ретроградно изменены в условиях амфиболитовой фации.

Метаосадочный гнейс с глубины 3661 м является плотным, почти черным мелкоочковым бластомилонитом, представляющим собой сильно деформированный и перекристаллизованный мигматит гранат-биотит-силлиманитового гнейса с графитом. Судя по составу очков, размер которых не превышает 5 мм, ранняя минеральная ассоциация принадлежала гранулитовой фации и состояла из андезин-олигоклазового плагиоклаза, граната, микропертитового калишпата, красновато-бурого биотита, силлиманита и кварца. Циркон, монацит, апатит, сфен, рутил и графит ассоциируют с такими очковыми участками. Преобладающая тонкозернистая часть породы образована светло-бурым биотитом часто в сростках с фибролитом, мелкоагрегатно перекристаллизованными полевыми шпатами.

Акцессорный циркон в пробе представлен короткопризматическими до изометричными кристаллами со сглаженными контурами и с многочисленными включениями рудного минерала (рис. 2.1). Цирконы могут быть разделены на два типа по окраске и степени прозрачности. Часть зерен серого цвета полупрозрачна и непрозрачна, а другая часть - почти бесцветна и прозрачна. Можно предположить, что прозрачность зерен является следствием перекристаллизации в условиях метаморфизма гранулитовой фации терригенных зерен циркона метаосадков.

Крупнокристаллический гранит с глубины 3653 м слабо разгнейсован с вытянутыми реститовыми обособлениями биотита и крупных кристаллов лилового граната, а также линзовидными сегрегациями кварца. Серый олигоклаз, оранжево-розовый микроклин и кварц слагают около 80% породы. Акцессорный циркон представлен

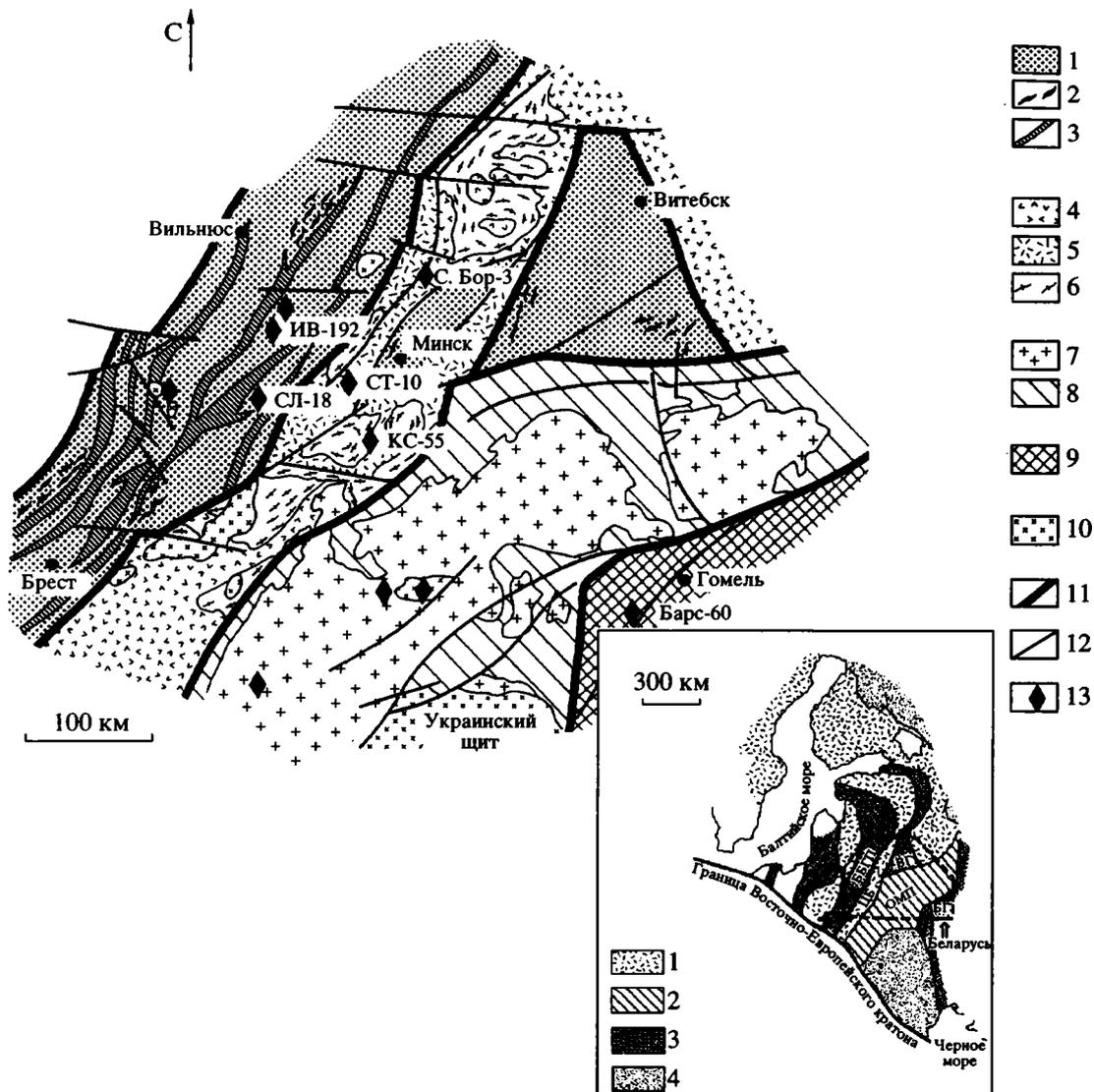


Рис. 1. Схема строения кристаллического фундамента Беларуси (по Аксаментовой и Найденкову, 1991, упрощено).

Белорусско-Балтийский гранулитовый пояс и Витебский гранулитовый блок: 1 – гранулиты, чарнокиты, монцитониты, мангериты и т.д.; 2 – ретроградно измененные гранулиты; 3 – зоны бластомилонитизации; Центрально-Белорусский пояс: 4 – гнейсы амфиболитовой фации; 5 – Околовский вулканический пояс; 6 – мигматиты; Осницко-Микашевичский пояс: 7 – вулканоплутонический комплекс метабазальтов, лептитов, гранитоидов; 8 – гнейсы; Брагинский гранулитовый блок: 9 – метапелитовые гранулиты; 10 – анорогенные гранитоиды, рапакиви; 11 – границы тектонических единиц; 12 – разломы; 13 – скважины, керн которых изучался геохронологически. Названия указаны для образцов керна, обсуждаемых в статье и датированных U/Pb методом по циркону и Sm/Nd методом по породе в целом.

На врезке: 1 – раннепротерозойские гнейсо-гранитные области; 2 – Осницко-Микашевичский магматический пояс; 3 – гранулитовые пояса в фундаменте Восточно-Европейской платформы; 4 – архейские провинции.

ББГП – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; ЦБ – Центрально-Белорусский пояс; ОМП – Осницко-Микашевичский (Волыно-Полесский) пояс; ВГ – Витебский гранулитовый блок; БГ – Брагинский гранулитовый блок.

крупными идеально образованными, идиоморфными призматическими зернами, с хорошо развитыми гранями пирамид (рис. 2.2). Цирконы окрашены в бурые тона, полупрозрачны и непрозрачны и, как будет показано дальше, исключительно обогащены ураном.

*Мафические гранулиты Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Мафические*

гранулиты из Ивьевского блока представляют самый характерный тип гранулитов центральной части пояса. Именно эти породы были использованы как основа доказательства раннеархейской протоокеанической стадии формирования коры в регионе (Аксаментова, Найденков, 1987). Мафический гранулит из скважины 192 (ИВ-192 на рис. 1) с глубины 184 - 197 м представляет собой

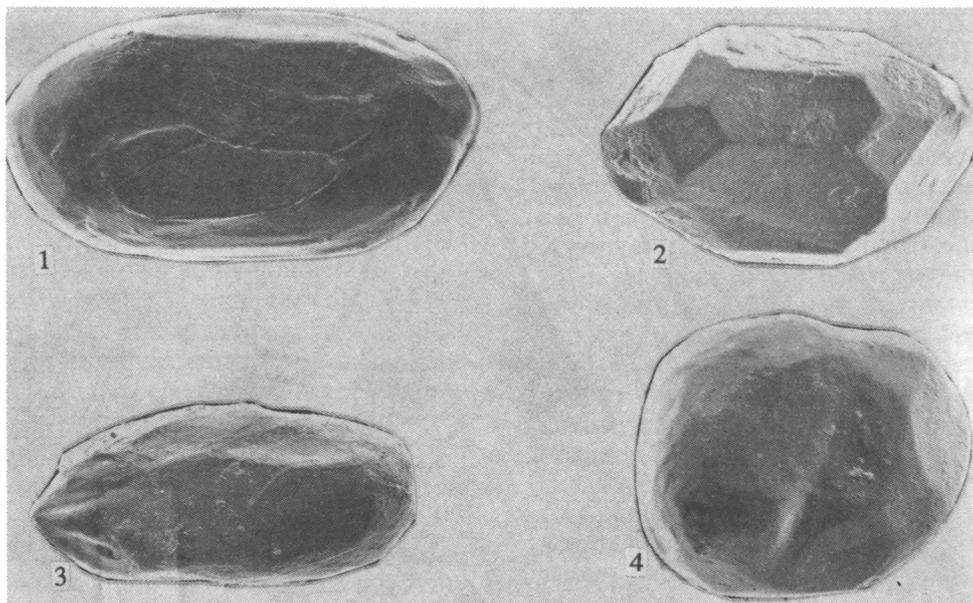


Рис. 2. Морфологические типы акцессорных цирконов в изученных породах: 1 – в метапелите из скв. Барс-60; 2 – в мигматитовом граните из скв. Барс-60; 3, 4 – в мафическом гранулите из скв. ИВ-192 (3 – магматический циркон; 4 – метаморфический циркон).

почти черное, слегка зеленоватое, крупно-среднезернистое метагаббро, в котором в миллиметровом и сантиметровом масштабах наблюдается отчетливая гнейсовидность. Полосы сложены орто- и клинопироксеном, зеленовато-бурой роговой обманкой, плагиоклазом (от битовнита до андезина), титаномагнетитом, ильменитом и апатитом в различных пропорциях. Встречается также кварц. Акцессорные минералы – циркон, сфен и апатит. О возможной магматической полосчатости говорят реликты габбровой текстуры с субидiomорфными удлиненными кристаллами плагиоклаза, присутствие орто- и клинопироксенов со следами распада, высокие, но изменчивые содержания Mo, Ti, P, V, Co, Sc (Найденков, Аксаментова, 1983). Об этом же говорят и очень высокие содержания Ti, Fe и низкие содержания Al в роговых обманках и многочисленные включения рудных минералов в этих породах. Структура пород часто метаморфическая, полигонально-зернистая. Данные по P-T параметрам указывают на частичную перекристаллизацию породы при 750 - 800°C и 5 - 8 кбарах.

Присутствуют две генерации циркона. Ранняя генерация представлена короткопризматическими буроватыми полупрозрачными зернами со сглаженными контурами, часто с обрастаниями оболочкой прозрачного циркона второй генерации (рис. 2.3). Помимо обрастаний, эта генерация циркона образует самостоятельные изометричные зерна, прозрачные, бесцветные, с алмазным блеском многочисленных граней (“гранулитовый циркон” рис. 2.4).

*Центрально-Белорусский пояс: метадациты околловской серии и гнейсы амфиболитовой фации (озерская серия).* Из метадацита из скважины Ст-10 околловской серии был проанализирован циркон в дополнение к ранее датированному циркону из метадацита в скважине КС-55 (Бибикова и др., 1991). Изученная порода принадлежит низам околловской серии, залегая непосредственно под главной толщей железистых кварцитов. Изученный образец представляет собой амфибол-биотитовый гнейс с реликтами порфирированной структуры в виде 1 - 2 мм кристаллов олигоклаза в тонкозернистой матрице, состоящей из амфибола, биотита, олигоклаза и кварца с примесью эпидота и граната. Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, сфен, пирит. Цирконы обнаруживают признаки кристаллизации из расплава. Это прозрачные, хорошо оформленные призматические зерна с часто сохранившейся тонкой внутренней зональностью.

Амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы наиболее часто встречаются в обрамлении Околловского метавулканического пояса (рис. 1). Поскольку в породах нет реликтов гранулитовой фации, а минеральные метаморфические ассоциации соответствуют амфиболитовой фации (640 - 680°C и 4 - 6 кбар) и близки ретроградным ассоциациям в гранулитах Белорусско-Прибалтийского пояса, они рассматриваются белорусскими геологами в составе самостоятельного позднерейского комплекса, более молодого, чем гранулиты Белорусско-Прибалтийского пояса. Протолитами пород озерского комплекса могли

быть средние и кислые вулканиты, частично осадки, а также интрузивные диориты и гранитоиды, аналогичные тем, которые датированы нами из скважины Сосновый Бор-3 (С. Бор-3 на рис. 1).

Метадиоритовый гнейс в скв. Сосновый Бор-3 представляет собой темную, зеленоватую среднезернистую разгнейсованную породу. Ранняя минеральная ассоциация представлена темно-зеленой роговой обманкой, андезином с многочисленными включениями длиннопризматического апатита и темного циркона, кварца и титаномагнетита. Хорошо оформленные призматические зерна плагиоклаза подчеркивают магматическую структуру породы. Более поздний тонкозернистый агрегат, слагающий зоны рассланцевания, представлен биотитом, олигоклазом, тонким сфен-олигоклаз-кварцевым симплектитом по плагиоклазу и сфеном по титаномагнетиту. Кристаллизация подобных сфен-олигоклаз-кварцевых парагенезисов, согласно экспериментам, могла произойти примерно при 600°C и 6-7 кбарах в водонасыщенных условиях (Van der Laan, Wyllie, 1992). Совпадение подобных сегрегаций со сланцеватостью породы показывает, что метаморфическая переработка кварцевого диорита протекала почти одновременно с завершением магматической кристаллизации интрузии.

Циркон в изученной породе представлен призматическими зернами с удлинением 3-4, со сглаженными контурами. Цирконы коричневого цвета, прозрачны и полупрозрачны. Для крупной фракции циркона характерны включения биотита и рудного минерала, в некоторых зернах заметны внутренние ядра, в связи с чем была проведена механическая абразия одной из фракций минерала. Морфологические и геохимические черты циркона не противоречат их магматическому генезису.

### МЕТОДЫ АНАЛИЗА

**Уран-свинцовый изотопный метод.** Изотопный анализ цирконов был выполнен в лаборатории изотопной геологии Музея Естественной истории в Стокгольме. Методика анализа в основном повторяет метод Кроу (Krogh, 1973). После гидротермального разложения в смеси кислот HF и HNO<sub>3</sub>, навеска минерала в 3N HCl разделялась на аликвоты для измерения изотопного состава свинца и для определения концентраций урана и свинца, для чего использовался смешанный <sup>206</sup>Pb + <sup>235</sup>U трассер. Выделение свинца и урана для изотопного исследования проводилось на анионите AG 1 × 8, 200 - 400 меш. Холостое загрязнение полного анализа составляло 30 пг свинца. Изотопный анализ выполнен в статичном режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261. Изотопный состав свинца определялся

методом термоионной эмиссии с использованием силикагеля в качестве эмиттера ионов. Изотопные отношения свинца исправлены на масс-фракционирование. При расчете возрастов использованы принятые величины констант распада (Steiger, Jager, 1975). Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели

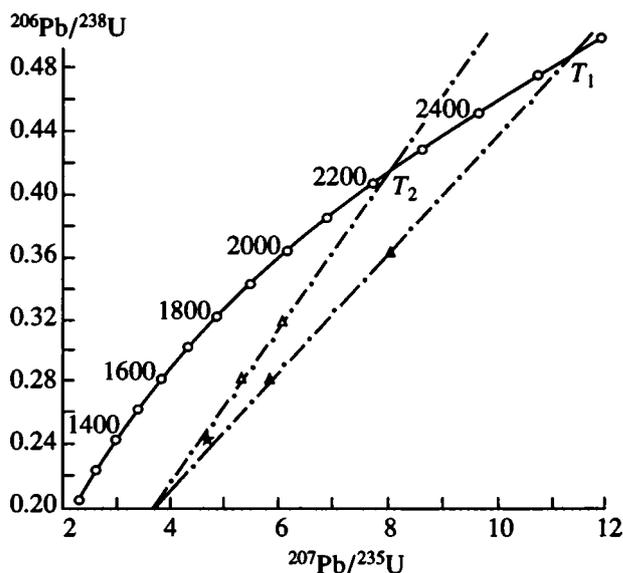


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из метателитов Брагинского гранулитового пояса, скв. Барс-60, глубина 3661 м. Залитые треугольники – преимущественно кластогенный циркон; незалитые – преимущественно метаморфогенный циркон; звездочка – смесь цирконов. T<sub>1</sub> – 2560 ± 10; T<sub>2</sub> – 2230 ± 7 млн. лет.

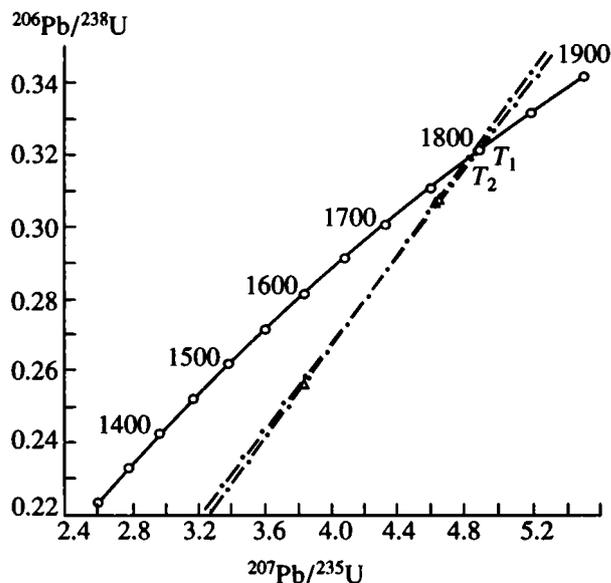


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из мафического гранулита, скв. ИВ-192. Залитые треугольники – магматический циркон; незалитые – метаморфический циркон. T<sub>1</sub> – 1800 ± 4 млн. лет; T<sub>2</sub> – 1790 ± 8 млн. лет; СКВО – 1.5.

Стейсси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Регрессия изотопных данных проведена по программе Людвиг (Ludwig, 1991). Проба ИВ 192 была проанализирована в ГЕОХИ РАН по методу, опубликованному нами ранее (Бибикова и др., 1992).

*Самарий-неодимовый изотопный анализ.* Sm-Nd изотопное исследование было проведено в изотопной лаборатории Музея Естественной истории в Стокгольме, по принятой в лаборатории методике. Навеска породы после добавления смешанного  $^{147}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$  трассера разлагалась в концентрированной HF в тefлоновом контейнере в течение двух - трех дней при температуре 200°C. Сумма редких земель выделялась на катионите

AG 50Wx8, 200 - 400 меш в HCl. Для разделения редкоземельных элементов использовали катионит AG 50Wx12, <400 меш в  $\text{NH}_4$  + форме. В качестве элюата применяли 0.22 M раствор оксизомасляной кислоты при pH около 4.7. Холостое загрязнение составляло 300 пг для Nd и 100 пг для Sm. Образцы наносились на Re ленточку и испарялись в виде ионов металлов в ионном источнике с двухленточной конфигурацией. Измерения проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Все расчеты проводились по константам, рекомендованным Вассербургом и др. (Wasserburg et al., 1981). Изотопные отношения неодима исправлены на эффект фракционирования относительно величины  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . В качестве этало-

#### Изотопный возраст цирконов из пород фундамента Беларуси

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав Pb			Изотопное соотношение		Возраст, млн. лет
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
<b>Брагинский гранулитовый массив</b>										
Мигматитовый гранит, скв. Барс-60, глубина 3653 м										
1	+125	1.5	125	2695	300	7.076	4.347	0.4933	0.03739	1542
2	-100 + 75	1.8	128	2248	942	8.275	16.324	0.8170	0.05562	1741
3	-75	1.5	166	2192	887	7.914	11.033	1.0934	0.07128	1820
Гранулит, скв. Барс-60, глубина 3661 м										
4	+100м	0.1979	229.7	567.5	2750	6.029	7.8920	8.0607	0.3622	2470
5	+75м	0.1645	186.6	605.6	3040	6.4140	8.4385	5.8614	0.2799	2367
6	-75см	0.4916	167.2	627.8	2840	6.8940	7.9198	4.6974	0.2422	2235
7	+100пр	0.1898	129.9	386.7	4630	6.8046	7.8708	6.0917	0.3057	2282
8	+75пр	0.1218	147.8	484.2	3290	7.0655	8.3727	5.3356	0.2805	2201
<b>Центрально-Белорусский пояс</b>										
Метадацит, скв. СТ-10										
9	+100	0.1942	40.83	118.6	1660	8.0934	9.7350	5.2242	0.3245	1907
10	+75	0.1076	52.13	142.5	6300	8.1680	11.2120	5.8827	0.3519	1975
11	-75	0.3414	52.19	143.3	1240	7.7400	8.4810	5.4892	0.3359	1934
Гнейс, скв. С. Бор-3										
12	+125	0.6833	193.0	534.14	17000	8.5372	9.148	5.4943	0.3422	1902
13	+100	0.5661	194.95	602.93	10000	8.5480	8.231	4.8357	0.3030	1891
14	-100	0.1586	187.82	613.74	13000	8.6060	8.002	4.5541	0.2866	1884
15	+100аб	0.2227	212.14	586.93	24000	8.4950	7.715	5.4450	0.3368	1914
<b>Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс</b>										
Мафический гранулит, скв. Ив-192										
16	+75п	2.1	187.6	514.2	3800	8.7873	5.195	4.9000	0.3230	1802
17	+100п	2.4	110.3	312.0	4350	8.8778	5.176	4.6185	0.3056	1793
18	+100из	1.8	38.4	145.6	3300	8.8715	10.858	3.8509	0.2568	1778
19	+75из	3.2	41.1	134.3	2200	8.7719	9.560	4.3110	0.2900	1764
20	-75из	2.4	86.3	254.7	5000	8.8897	4.840	4.4660	0.2972	1782

Примечание. Цирконы: м – мутный, пр – прозрачный, см – смесь, п – призматический, из – изометричный.

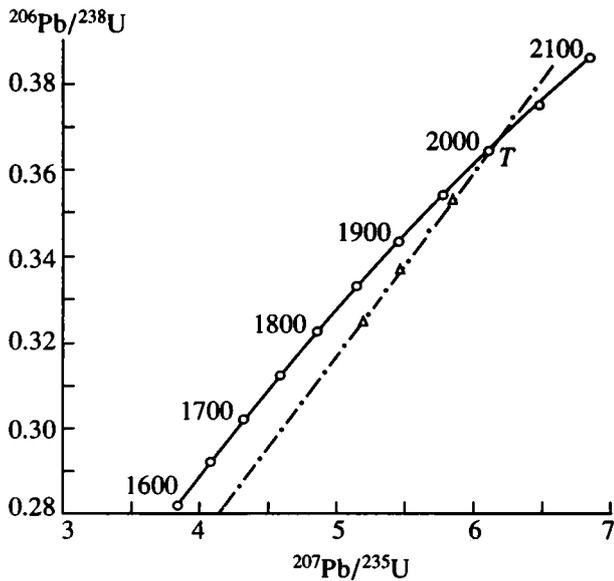


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из мета-дацита, скв. СТ-10.  $T = 1998.6 \pm 6.3$  млн. лет; СКВО – 1.6.

на применяли стандарт La Jolla. Результаты проведенных исследований приведены ниже в таблице и на графиках (рис. 3 - 7).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Гранулиты Брагинского гранулитового массива.* Возраст циркона из мигматитового гранита определяет время процесса мигматизации в  $2030 \pm \pm 18$  млн. лет. Исключительно высокие содержа-

ния урана в цирконах, достигающие 2700 ppm, говорят, что этот процесс протекал уже в условиях амфиболитовой, а не гранулитовой фации.

Возраст всех фракций цирконов из метаосадочного гнейса дискордантный (рис. 3). Прозрачная разновидность циркона содержит значительно меньше урана, подтверждая возможность образования ее при перекристаллизации циркона протолита в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Цирконы претерпели по крайней мере два нарушения U-Pb изотопной системы – в ходе метаморфизма гранулитовой фации и в экзогенных условиях. В этом случае фигуративные точки должны лежать в треугольнике, ограниченном возрастными этими событиями. Из имеющихся малочисленных данных, что связано с недостаточностью материала для исследования, мы не можем установить возраст этих событий, а лишь фиксировать возможные пределы этих возрастов. Так, возраст протолита гнейсов должен быть древнее 2555 млн. лет – возраста, полученного по верхнему пересечению дискордии с конкордией для протолитовой генерации циркона. За минимальный возраст метаморфизма гранулитовой фации может быть принят возраст циркона из мигматитового гранита, равный 2030 млн. лет, ибо в это время шла мигматизация уже в условиях ретроградной амфиболитовой фации с значительным привнесом урана. Максимальный возраст метаморфизма гранулитовой фации может быть определен как 2300 млн. лет – возраст, полученный по верхнему пересечению дискордии, построенной для прозрачных, перекристаллизованных зерен циркона протолита. По нашему мнению

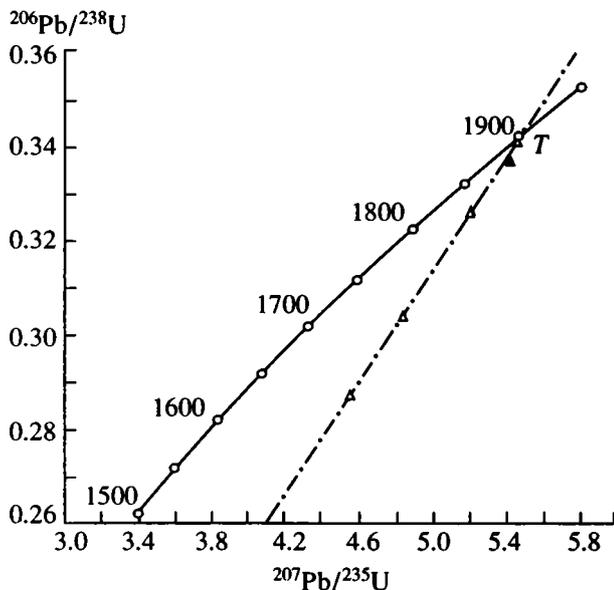


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсов, скв. С. Бор-3. Залитый треугольник – абрадированная фракция циркона.  $T = 1902.7 \pm 2$  млн. лет. СКВО – 0.69.

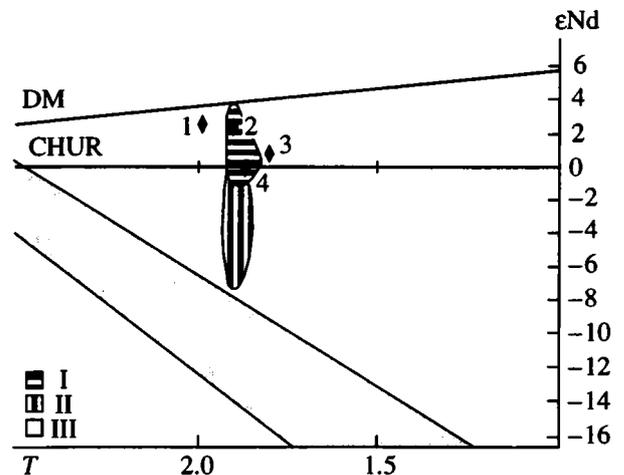


Рис. 7. Диаграмма в координатах  $eNd - T$  для различных пород Беларуси, включая данные для Балтийского щита.

I – свекофенские гранитоиды; II – свекофенские метаосадки; III – архейская кора; DM – деплиторированная мантия по (DePaolo, 1981); CHUR – хондритовая Земля: 1 – метадацит, скв. СТ-10; 2 – гнейс, скв. С.Бор-3; 3 – мафический гранулит, скв. ИВ-192; 4 – эндербит, скв. М-8.

возраст метаморфизма гранулитовой фации ближе к нижнему пределу, около 2100 млн. лет, ибо перекристаллизация зерен циркона могла быть неполной с сохранением значительного количества древнего свинца.

*Гранулиты Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса.* Магматическая (призматическая) фракция циркона в мафическом гранулите (роговообманковом метагаббро) имеет конкордантное значение возраста  $1802 \pm 2$  млн. лет, а возраст по дискордии для двух фракций составляет  $1800 \pm 4$  млн. лет (рис. 4). Метаморфогенный ("гранулитовый") циркон в пробе исключительно трещиноват, с чем, по-видимому, связана более высокая дискордантность U-Pb возрастов. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией для фракций метаморфогенного циркона составляет  $1790 \pm 8$  млн. лет. Полученные значения возраста совпадают с возрастом магматического циркона из эндербитов в скважине Слоним-18 (Щербак и др., 1990). Близкое к нулю значение  $\epsilon Nd$  (рис. 5) для мафических пород гранулитовой фации указывает на небольшое различие в возрасте протолита и времени метаморфизма и на незначительную примесь более древнего, скорее раннепротерозойского, вещества в субстрате гранулитов. Это характерно как для мафических гранулитов, рассмотренных в настоящей статье, так и для эндербитов и метаосадочных гранулитов (рис. 1).

*Центрально-Белорусский пояс. Вулканиды околоской серии, скважины Ст-10, Ст-38ж.* Возраст цирконов из метадацита в скв. Ст-10 по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет  $1998 \pm 10$  млн. лет (рис. 5), что хорошо согласуется с полученным ранее возрастом в  $1982 \pm 26$  млн. лет для метадацита из скв. КС-55, находящейся несколько выше по разрезу (Бибикина и др., 1992). Содержание урана в цирконах и соотношение в них Th/U согласуется с магматическим генезисом последних. Изотопный состав свинца галенита из скв. СТ-38ж:  $^{206}Pb/^{204}Pb = 15.425 \pm 0.012$ ;  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.217 \pm 0.014$ ;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 35.004 \pm 0.040$ ;  $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.9866 \pm 0.00014$ ;  $^{208}Pb/^{206}Pb = 2.2990 \pm 0.0016$ , что соответствует возрастам в интервале 1950 - 2000 млн. лет по модели Стейсса и Крамерса (Steacey, Kramers, 1975) и говорит о сингентичности руд процессам вулканизма.

*Гнейсы амфиболитовой фации из скв. Сосновы Бор-3.* Цирконы из гнейсов содержат достаточно низкие концентрации урана, и возрасты лишь слабо дискордантны. Фракция  $+125$  мкм дает конкордантные значения возраста  $1902 \pm 2$  млн. лет, дискордия для трех размерных фракций, за исключением фракции, подвергшейся предварительной механической абразии, дает возраст  $1902.7 \pm 2$  млн. лет. Абрадированная фракция циркона имеет несколько более высо-

кое значение возраста по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$ , равное 1915 млн. лет (рис. 6). Выше обсуждалась модель двустадийной кристаллизации кварцевого метадiorита. Возраст 1915 млн. лет возможно соответствует первой стадии кристаллизации, а окончательная кристаллизация расплава и метаморфизм амфиболитовой фации произошли около 1902 млн. лет назад. Такой же возраст имеют жуховичские граниты, интрузирующие околоскую серию (Щербак и др., 1990).

Из полученных данных следует, что вулканизм околоской серии, как и следующий за ним гранитоидный магматизм, имеют ювенильный характер. Величина  $\epsilon Nd$  (рис. 7) имеет положительное значение  $+2.66$ , что лишь незначительно ниже величины для деплетированной мантии этого возраста по модели Де Паоло (DePaolo, 1981). Несколько менее истощенный характер раннепротерозойской мантии Балтийского щита, в частности по сравнению с Канадским щитом, отмечали и другие исследователи (Нухма, 1984; Claesson, 1987).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изученных основных структурах раннедокембрийской коры большей части Беларуси, по данным датирования пород кристаллического фундамента Sm-Nd модельным методом по породе в целом и U-Pb методом по цирконам, не обнаружено присутствия архейского корового материала. Земная кора Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Центрально-Белорусского пояса является ювенильной по своей природе и сформировалась в течение раннего протерозоя, в период 2.0 - 1.8 млрд. лет назад. Такие же результаты были получены и для пород кристаллического фундамента различных регионов Прибалтики, расположенных на продолжении белорусских структур: для гранулитов Южной Эстонии (Ruiga, Нухма, 1993), для гранулитов, гнейсов и гранитоидов в Литве и Латвии (Mansfeld et al., 1993). По всем изотопным, геохронологическим и геохимическим данным земная кора Прибалтики и Беларуси родственна раннедокембрийской коре Свекофеннской провинции Балтийского щита (Нухма et al., 1991).

Более древними, по новым данным, являются не гранулиты Белорусско-Прибалтийского пояса, а, напротив, метавулканиды околоской серии и гнейсы амфиболитовой фации Центрально-Белорусского пояса, имеющие возраст 2.0 - 1.9 млрд. лет. В отличие от похожих вулканических поясов собственно Свекофеннской области в Финляндии и Швеции, образованных в период 1.93 - 1.86 млрд. лет назад (Gorbatshev, Vogdanova, 1993b), околоский пояс является несколько более древним. Согласно полученным данным, он мог быть аналогом незрелых (океанических) островных дуг фанерозоя.

Датированные мафические гранулиты расположенного западнее Белорусско-Прибалтийского пояса образовались несколько позднее, около 1.8 млрд. лет назад. Они сформировались по габброидам толеитовой формации, сразу вслед за кристаллизацией магматического расплава. Габброиды вместе с одновозрастными субщелочными эндербитами и чарнокитами типа слонимских и осмолловских (Архипова, 1984) составили бимодальную магматическую серию, отвечающую периоду посторогенного (постколлизийного) растяжения пояса. Исходно Белорусско-Прибалтийский и Центрально-Белорусский пояса принадлежали, по-видимому, единой коровой провинции, преобразованной процессами коллизии в различные метаморфические пояса.

Таким образом, свекофенниты Балтийского щита могут быть продолжены в глубь Русской плиты вплоть до Осницко-Микашевичского/Волыно-Полесского пояса. Этот пояс по характеру слагающих его формаций (Аксаментова, Найденков, 1991, Sveshnikov et al., 1993) возможно является аналогом магматических поясов активных окраин континентов андийского типа, что может объяснить его конформность запад-северо-западной границе Сарматского сегмента (включающего Украинский щит и Воронежский массив) и, с другой стороны, резкую дискордантность Осницко-Микашевичского пояса другим белорусским структурам. Сарматский сегмент отличается от других коровых сегментов Восточно-Европейского кратона, Фенноскандии и Волго-Уралии (Bogdanova, 1993) большой индивидуальностью формирования коры как в архее, так и в раннем протерозое. Полученные значения  $\epsilon Nd$  (+1.5 ... +2.4) для метавулканитов и гранитоидов этого пояса (рис. 7), указывают на ювенильный (мантийный) характер магматизма и не противоречат выводу о его формировании в обстановке активной континентальной окраины.

Именно с этим связан более древний возраст пород из Брагинского гранулитового блока, находящегося уже в пределах Сарматии, в северо-западной части которой широко распространены метапелиты и метагрувакки, содержащие архейский детритовый циркон и часто метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (тетеревская, бугская серии Украинского щита, Щербак, 1991). Датированные породы из Барсуковской скважины 60 относятся к тем же сериям.

В заключение считаем необходимым подчеркнуть, что изотопно-геохронологические данные, полученные для пород из различных структур в западной части Восточно-Европейской платформы, и в частности изложенные результаты по кристаллическому фундаменту Беларуси, свидетельствуют об отсутствии архейской коры в большей части этого региона. Новые данные позволяют расширить Свекофеннскую провинцию Балтий-

ского щита далеко на юг, до границы с Осницко-Микашевичским поясом. Однако, строение коры в этой части Восточно-Европейской платформы существенно отличается от свекофеннит Балтийского щита уникальным чередованием метаморфических поясов. Оно указывает на специфику геодинамики становления раннепротерозойской коры в Прибалтике и Беларуси.

Настоящая работа финансирована и выполнена в рамках программы научного обмена между Российской и Шведской Королевской академиями наук, благодаря которому Е.В. Бибилова могла провести изотопные исследования в лаборатории изотопной геологии Музея Естественной истории в Стокгольме. Часть исследований была финансирована Российским фондом фундаментальных исследований, проект 94-05-16997.

Авторы высоко ценят сотрудничество со своими белорусскими коллегами Н.В. Аксаментовой, И.В. Найденковым, А.М. Папом и Л.Н. Таран, что не исключает различных точек зрения на историю формирования коры западной части Восточно-Европейской платформы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Этапы формирования структуры кристаллического фундамента западной части Русской плиты // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 162 - 171.
- Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Геологическая карта кристаллического фундамента Беларуси и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1000000. Минск: Институт геохимии и геофизики АН Беларуси, 1990.
- Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Объяснительная записка к геологической карте фундамента Беларуси и сопредельных территорий масштаба 1 : 1000000. Минск: Институт геохимии и геофизики АН БССР, 1991. 78 с.
- Аксаментова Н.В., Найденков И.В., Пап А.М., Илькевич Г.И. Ранний докембрий Беларуси (стратиграфия и корреляция) // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 107 - 114.
- Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденков И.В. Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 2. С. 93 - 98.
- Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Кошевенко М.К., Найденков И.В. Вещественный состав пород гнейсового комплекса кристаллического фундамента Припятского гранулитового пояса // Докл. АН БССР. 1977. № 7. С. 618 - 621.
- Архипова А.А. Осмолловский комплекс ортоклаз-плагиоклазовых гранитоидов архея Белорусского массива // Докл. АН БССР. 1984. Т. 28. № 8. С. 744 - 747.
- Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. Возраст гранитов Белорусского массива // Методы изотопной геологии. Тезисы Всесоюзного симпозиума. М.: ГЕОХИ. Ротапринт, 1982. С. 52 - 53.

- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Найденов И.В. и др.* Изотопный возраст раннедокембрийской околоской серии Беларуси // Докл. РАН. 1991. Т. 325. № 4. С. 803 - 807.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. и др.* U-Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Восточно-Европейской платформы в пределах Волго-Уральской области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 3. С. 3 - 7.
- Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с.
- Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. 488 с.
- Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. 408 с.
- Корнилов Н.А., Ветренников В.В., Мотуза Г., Петерсилье В.* Белорусско-Балтийский регион // Докембрийские железисто-кремнистые формации Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1988. С. 108 - 122.
- Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. и др.* Железорудные формации Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей, масштаб 1 : 2500000. 2-е изд. / Под ред. А.В. Пейве, А.А. Богданова, В.Е. Хаина. 1981.
- Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. 222 с.
- Найденов И.В., Аксаментова Н.В.* Сравнительная характеристика раннедокембрийских кристаллических сланцев и метагаббродов Белорусского массива // Геол. журнал. 1983. № 4. С. 60 - 72.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Пан А.М.* Эндогенные и экзогенные процессы в докембрии: результаты изучения кристаллического фундамента Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1992. 38 с.
- Соботович Э.В., Пан А.М., Цюнь О.В., Слущцкий Ю.А.* Возраст кристаллических сланцев Северо-Западной Белоруссии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 42 - 47.
- Хворова Г.П., Утингоф И.М.* Северо-Западный регион // Метаморфизм Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1982. С. 50 - 68.
- Шатский Н.С.* К вопросу о возрасте складчатого основания русской платформы // Сов. геология. 1940. № 10. С. 3 - 11.
- Шатский Н.С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5 - 62.
- Шатский Н.С., Богданов А.А.* О международной тектонической карте Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 3 - 25.
- Щербак Н.П., Пан А.М., Бартницкий Е.Н., Заяц А.П.* Уран-свинцовый возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 8. С. 740 - 743.
- Щербак Н.П.* Докембрийские подразделения Украинского щита и их сравнение с советской и международной стратиграфическими шкалами // Геол. журнал. 1991. № 4. С. 3 - 9.
- Bogdanova S.V.* Segments of the East European Craton // D.G. Gee and M. Beckholmen (eds), EUROPROBE Symposium Jablonna 1991, European Science Foundation-Polish Academy of Sciences. 1993. P. 33 - 38.
- Claesson S.* Nd isotope data on 1.9 - 1.2 Ga old basic rocks and metasediments from the Bothnian Basin, Central Sweden // Precamb. Res. 1987. Vol. 35. P. 115 - 126.
- DePaolo D.J.* Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193 - 196.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* The Baltic Shield and the Precambrian basement along the Tornquist zone // D.G. Gee and M. Beckholmen (eds), EUROPROBE Symposium Jablonna 1991, European Science Foundation-Polish Academy of Sciences, 1993a. P. 73 - 79.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precamb. Res. 1993b. V. 64. P. 3 - 22.
- Huhma H.* Nd-isotopic composition and age of Proterozoic basalts from Northern Finland. Terra Cognita (Abstr.). 1984. V. 4. P. 192.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S.* The growth of Early Proterozoic crust; new evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova. 1991. V. 3. P. 175 - 179.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from Archaean migmatites of Lofoten-Vesteralen, Norway // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. № 3. P. 245 - 253.
- Krogh T.* A low contaminatin method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinatin // Geochim. et Cosmochem. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485 - 495.
- Kubiski S., Ryka W.* (eds). Geological atlas of cristalline basement in Polish part of East European platform. Warszawa. Inst. Wyd. Geol., 1982.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT-program. USA Geol. Surv. 1991. Open File Rep. 91.
- Mansfeld J., Claesson S., Sundblad K., Motuza G.* The Precambrian crust Southwest of the Baltic Sea. Terra Nova 1993. V. 5 Abstr. Supplement. № 1. P. 318.
- Precambrian Basement of the Gulf of Finland and Surrounding Area, 1 : 1000000. Geol. Survey of Finland, 1994.
- Puura V., Huhma H.* Palaeoproterozoic age of the East Baltic granulite crust // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 289 - 294.
- Ryka W.* Precambrian evolution of the East European platform in Poland // Bul. Inst. Geol. 347. 1984. Geology of Poland. V. VI. P. 17 - 28.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximatio of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth. Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207 - 221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 3. P. 359 - 362.
- Sveshnikov K.A., Sukhorukov Yu.T., Sherment E.M.* Anorogenic granitoid magmatism and related mineralization in the Ukrainian Shield. Abst. 29. Intern. Geol. Congress. Kyoto, 1992. V. 2. P. 563.
- Van der Laan S.R., Wyllie P.J.* Constraints on Archaean trondhjemite gneisses from hydrous crystallization experiments on Nuk gneiss at 10 - 17 kbar // J. of Geology. 1992. V. 100. P. 57 - 68.
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J., McCalloch M.T., Wen T.* Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm, Nd isotopic abundances in standard solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 2311 - 2323.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 551.71:56/112(571.1)

## РАЗВИТИЕ РИФЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НА НЕЙ ОКРЕМНЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ (СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ)

© 1995 г. П. Ю. Петров, М. А. Семихатов, В. Н. Сергеев

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 31.10.94 г.

Известково-доломитовая сухотунгусинская свита относится к пограничным горизонтам среднего и верхнего рифея (изохронный Pb-Pb возраст ее пород  $1017 \pm 91$  млн. лет) и расчленяется на пять пачек, группирующихся в две подсвиты. Присутствующие в свите окремненные микрофоссилии, известные преимущественно в верхней подсвите, представлены главным образом: 1) морфологически простыми нитчатыми и коккоидными микрофоссилиями родов *Siphonophycus*, *Gloeodiniopsis*, *Eosynechococcus*, *Eoentophysalis* и другими, которые являются остатками цианобактерий широкого стратиграфического распространения и 2) остатками своеобразной стебельковой цианобактерии *Polybessurus bipartitus*, неизвестной в отложениях, древнее верхней части среднего рифея. Кроме того, в одной точке в нижней подсвите обнаружены единичные остатки предположительно акантоморфных акритарх cf. *Trachyhystrichosphaera*.

На основании фациальных реконструкций для каждой пачки свиты показано, что сухотунгусинские отложения представляют собой непрерывную последовательность обмеления, которая формировалась в пределах слабо дифференцированной карбонатной платформы, полого погружающейся к северо-западу. В истории развития платформы выделяются два этапа, которым в первом приближении отвечают две подсвиты сухотунгусинской свиты. Ранний этап характеризовался высоким положением уровня моря и господством открыто-морских обстановок, относительно изменчивых по латерали. Поздний этап отличался низким стоянием уровня моря и господством в целом однообразных палеоландшафтов верхней сублиторали, а в заключительные моменты этапа и литорали. Показано, что подавляющее большинство содержащих микрофоссилии раннедиагенетических кремней приурочено к мелководным и сверхмелководным осадкам позднего этапа. В сравнительно глубоководных отложениях раннего этапа развито селективное окремнение, редко консервирующее остатки микроорганизмов. Палеофациальные реконструкции для палеонтологически охарактеризованных толщ, основанные на седиментологических данных и на актуалистической интерпретации палеоэкологической позиции определенных морфотипов микрофоссилий, совпадают между собой.

**Ключевые слова.** Рифей, протерозой, карбонатная платформа, микрофоссилии, строматолиты, цианобактерии, фации, экологическое распространение, палеообстановки.

Одним из центральных направлений палеонтологии докембрия в последние годы стало выяснение распределения экологически различных сообществ микрофоссилий в осадках древних бассейнов. Помимо чисто палеоэкологического интереса, это направление имеет большое биостратиграфическое значение, поскольку различные фациальные обстановки оказывались заселенными систематически различными сообществами микроорганизмов, неравноценными по темпам морфологической эволюции и, следовательно, по стратиграфическому потенциалу.

В большинстве работ, посвященных выяснению палеоэкологических особенностей сообществ древних микроорганизмов, выводы строились преимущественно на прямой актуалистической интерпретации представителей этих сообществ

без детального седиментологического анализа вмещающих отложений (Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979; Knoll, 1984; Сергеев, 1992 и др.). Вместе с тем, в работах, посвященных реконструкции докембрийских бассейнов, обычно не учитывались палеобиологические данные о населявших эти бассейны микроорганизмах, хотя последние могут служить не только индикаторами палеосреды, но и активными участниками процессов осадконакопления и фациообразования. Очевидно, что оба подхода – палеобиологический и седиментологический – должны дополнять друг друга как при реконструкции палеофациальных особенностей древних бассейнов, так и при экологическом анализе докембрийских биот. Первые примеры совмещения упомянутых подходов в расшифровке условий формирования органостенных

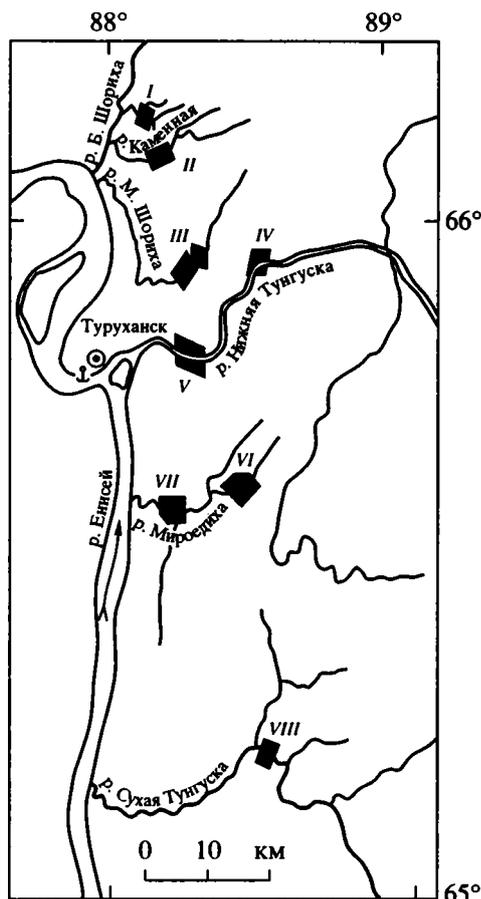


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов сухотунгусинской свиты.

I - VIII – разрезы: I – р. Надпорожная, II – р. Каменная, III – р. Малая Шориха, среднее течение, IV – р. Нижняя Тунгуска ниже устья руч. Гремячий, V – р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор, VI – р. Мироедиха Вторая; VII – р. Мироедиха, нижнее течение, VIII – р. Сухая Тунгуска выше устья р. Таборная.

(Вейс, Семихатов, 1989; Vidal, Nystuen, 1990; Вейс, Петров, 1994) и минерализованных микробиот докембрия (Knoll et al., 1991; Fairchild et al., 1991) показали действенность подобного синтеза данных. Предлагаемая статья представляет дальнейший шаг на пути такого синтеза. Объектом наших исследований была рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири (рис. 1), которая обнаруживает ясные различия палеообстановок в разрезе и на площади и в верхней своей части хорошо охарактеризована окремненными микроостатками.

Окремненные микрофоссилии в сухотунгусинской свите были обнаружены Дж. Шопфом в шлифах, переданных ему Б.Б. Назаровым (Schopf et al., 1977), и впоследствии описаны К. Мендельсоном и Дж. Шопфом (Mendelson, Schops, 1982) по весьма ограниченному материалу. Изучение сухотунгусинской микробиоты было продолжено

В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1992, 1993). Они расширили географию и состав найденных микрофоссилий, провели частичную ревизию встреченных таксонов и наметили некоторые черты латерального и вертикального изменения их сообществ. Наши материалы позволяют уточнить строение сухотунгусинской свиты, интерпретировать палеообстановки и восстановить историю ее формирования, пополнить сведения о составе присутствующих окремненных микрофоссилий и показать экологическую приуроченность конкретных их представителей. Детальный анализ состава сухотунгусинской микробиоты и связанных с ней таксономических проблем будет сделан в отдельной статье. Среди этих проблем здесь мы коснемся только таксономии энтофизалесовых цианобактерий, систематическая принадлежность которых имеет принципиальное значение для выводов о их фациальном положении. Представленные в статье материалы были получены в ходе изучения сухотунгусинских отложений во всех естественных их разрезах, вскрытых на Туруханском поднятии (рис. 1).

#### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ВОЗРАСТ И ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУХОТУНГУСИНСКОЙ СВИТЫ

Сухотунгусинская свита представляет собой известняково-доломитовую толщу мощностью 560 - 680 м, которая вмещает линзы и прослои черных кремней, приуроченных в основном к ее верхней части. Сверху свита ограничена региональным перерывом, отделяющим ее от деревянской свиты, а вниз постепенно переходит в известняки свиты линок, завершая крупный цикл осадконакопления. Этот цикл охватывает три свиты: силикокластическую безыменскую, залегающую в видимом основании туруханского рифея, и вышележащие карбонатные свиты линок и сухотунгусинскую и отражает эволюцию палеобассейна от относительно глубоководного в безыменское и линокское время к прогрессивно мелвшему в сухотунгусинское (Петров, 1993а, б; Вейс, Петров, 1994).

Возраст безыменско-сухотунгусинских отложений в настоящее время трактуют неоднозначно. Их относят либо к верхней части среднего рифея, либо к нижней части верхнего рифея (обсуждение и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Комар, 1990; Горохов и др., 1995). В предшествующих публикациях авторы статьи придерживались первой точки зрения, основываясь на том, что обильные акантоморфные акритархи рода *Trachyhustrichosphaera*, являющиеся безусловным показателем позднерифейского возраста, в Сибири появляются только в после-сухотунгусинских отложениях и их появление совпадает с важными изменениями в составе

строматолитов (обзор и библиографию см. Semikhatov, 1991). Эта точка зрения на возраст рассматриваемых отложений в свете современных данных (Сергеев, 1992; Knoll, Sergeev, 1995) не противоречит составу органостенных микрофоссилий из безыменской свиты, хотя именно этот состав иногда трактуется как главный довод в пользу ее позднерифейского возраста (Вейс, Воробьева, 1993). Однако наши находки в сухотунгусинской свите очень редких возможно акантоморфных акритарх cf. *Trachyhystriochosphaera* могут изменить вывод о ее среднерифейском возрасте. Изохронный Pb-Pb возраст карбонатных пород свиты  $1017 \pm 91$  млн. лет (Овчинникова и др., 1994).

В современной структуре Туруханского поднятия сухотунгусинская свита участвует в сложении двух субмеридионально вытянутых и надвинутых к востоку тектонических пластин, в пределах которых полого ( $10^\circ - 40^\circ$ ) падает в западном направлении. Нижняя граница свиты достаточно условна и разными исследователями проводилась на несколько различных уровнях. Нами она проводится по смене светлоокрашенных тонкоплитчатых известняков свиты линок более темными (до черных) карбонатными породами. По крайней мере в некоторых разрезах эта граница разделяет породы, различающиеся по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  (Knoll et al., 1995).

Сухотунгусинская свита расчленяется на две подсвиты (Драгунов, 1963). Нижняя представлена темно-серыми (до черных) карбонатными породами, среди которых на юге господствуют известняки, а на севере доломиты; верхняя сложена светло-серыми доломитами с обильными и разнообразными по форме обособлениями кремней.

*Нижняя подсвита.* В составе нижней подсвиты выделяются три связанные постепенными переходами пачки.

Нижняя пачка (от 120 до 130 м) на юге и в центре района сложена главным образом темно-серыми и черными пелитоморфными известняками, среди которых выделяются две фациальные ассоциации: пелитоморфные и обломочные разности.

Пелитоморфные известняки, преобладающие в сложении пачки, имеют тонкую, ровную, но обычно плохо выраженную горизонтальную слоистость и образуют относительно мощные (10 - 12 м) однородные пакеты. Некоторые пласты выделяются почти массивной текстурой. Основную массу пород составляет кальцилютит с равномерно-кристаллической структурой (размер кристаллитов не более 0.01 мм). Непременным компонентом являются отдельные плавающие пеллеты алевритовой размерности, в распределении которых улавливается стратификация, а иногда и градиционная слоистость. В верхней части пачки появля-

ются обособленные слойки кальцисильтитов, а затем калькаренитов. В них среди зерен песчаной размерности (0.06 - 0.4 мм) преобладают оолиты округлой, реже слабоуплощенной формы с раскристаллизованной центральной зоной, тогда как алевритовые зерна сложены только изотропным микритом. Рассматриваемые слойки залегают без следов размыва, вверх постепенно сменяются кальцилютитам и обычно содержат трещины синерезиса сильно деформирующие слоистость. Они выполнены тонкокристаллическим серым кальцитом или светлым крупнокристаллическим доломитом и присутствуют главным образом в верхней части пачки. Известняки заключают незначительную вкрапленность мелкого (менее 0.05 мм) фромбоидального пирита и обильные округлые, овальные или гантелевидные стяжения темно-серых кремней размером до 20 см. Кремнезем этих стяжений замещает карбонатный материал либо равномерно, иногда почти целиком, либо образует тонкую (3 - 5 мм) оторочку по внешнему контуру конкреции.

Обломочные известняки условно могут быть разделены на мелко- и крупнообломочные типы. Мелкообломочные представляют собой гравийные и мелкогалечные флейкстоуны, слагающие отдельные линзы и прослойки мощностью от 1 до 20 см, внутри которых видна горизонтальная и реже косая слоистость амплитудой до 5 см; обычно она сопровождается серией мелких локальных размывов. Обломки состоят из кальцилютита, внешне не отличимого от описанного выше, а в матриксе господствуют детритовые калькарениды. Мелкие обломки более изометричны по форме и лучше окатаны, чем крупные, которые обычно имеют форму тонких узких пластин. Уплощенная форма обломков предполагает их происхождение в результате конседиментационного взламывания сцементированных карбонатных слоев. Описанные флейкстоуны в заметных количествах появляются в средней и верхней частях пачки на юге района.

Крупнообломочные известняки наблюдаются в верхней части пачки в крайнем южном ее разрезе по р. Сухая Тунгуска, а в небольших количествах и в базальных ее горизонтах в центре района. Обломки, слагающие эти породы, обычно плохо окатаны и представляют собой плоские фрагменты (флейксы) взломанных прослоев тонкослоистых известняков. Их размеры варьируют в широких пределах; наиболее крупные достигают 8 - 10 мм в толщину и 8 - 15 см в поперечнике. Крупнообломочные флейкстоуны слагают пласты мощностью от 5 до 50 см и имеют структуру плотных вакстоунов. Обломки ориентированы обычно хаотично или субгоризонтально, реже слагают однопавленные косые серии амплитудой до 50 см, а в отдельных случаях следуют вдоль крупной косоволнистой слоистости. Количество

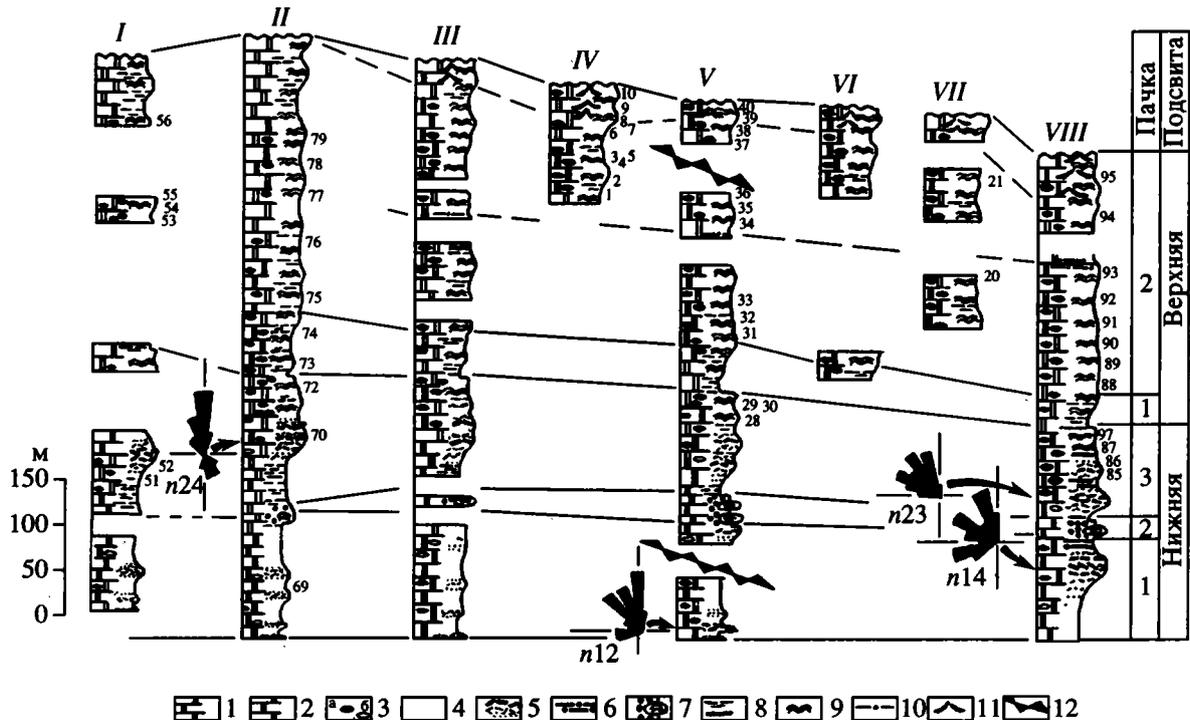


Рис. 2. Строение разрезов сухотунгусинской свиты.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – кремни (а – раннедиагенетические, б – позднедиагенетические); 4 – 10 – фациальные ассоциации отложений: 4 – пелитоморфных известняков (доломитов), 5 – обломочных известняков (доломитов), 6 – пелитоморфных и обломочных известняков верхней части нижней пачки, 7 – песчано-строматолитовая, 8 – горизонтально-слоистых ламинитов и темно-серых параллельно-слоистых доломитов, 9 – волнистослоистых доломитов, 10 – песчаных доломитов; 11 – структуры типы; 12 – взбросы и зоны брекчирования пород.

Римские цифры на схеме – разрезы (см. рис. 1). Арабские цифры на схеме – номера образцов, содержащих микрофоссилии.

этих пород и размеры присущих им обломков по р. Сухая Тунгуска направлены возрастают вверх по разрезу пачки (рис. 2).

На севере района, по р. Каменной, нижняя часть пачки сложена пелитоморфными известняками с отдельными горизонтами мелкообломочных и редких крупнообломочных разностей, а верхняя – преобладающими зернистыми (яснокристаллическими) доломитами и подчиненными пелитоморфными известняками. По р. Надпорожная доломиты замещают весь видимый разрез пачки. Судя по реликтовым структурам, они представляют собой перекристаллизованные пелитоморфные и тонкообломочные известняки.

Таким образом, на фоне выдержанности мощностей пачки (120 - 130 м) количество обломочных пород и размер присущих им обломков возрастают вверх по ее разрезу и быстро убывают с юга на север.

Средняя пачка нижней подсветы представлена единой ассоциацией пород, которая состоит из сложного сочетания трех фациальных типов отложений: 1) темно-серых или темно-коричневых пелитоморфных известняков (либо

кристаллических доломитов) с тонкой горизонтальной слоистостью, 2) калькаренитов, обладающих грубой горизонтальной, косой и косоволнистой слоистостью, 3) строматолитовых известняков (на юге и в центре района) и доломитов (на севере) и связанных с ними карбонатных песчаников. Мощность пачки увеличивается от 20 м на р. Сухая Тунгуска до 30 м по р. Нижняя Тунгуска, а далее на север сокращается до 4 - 6 м по р. Каменной. В крайних северных выходах свиты по р. Надпорожная соответствующие части разреза не обнажены.

Пелитоморфные известняки средней пачки макроскопически и структурно близки аналогичным породам нижней пачки, отличаясь лишь обилием трещин синерезиса (“бурундучковые” текстуры) и более тонкозернистым (вплоть до микрита) сложением. Калькарениты состоят из округлых зерен изотропного микрита от мелкодо крупнопесчаной размерности и более редких оолитов. Зерна погружены в тонкокристаллический матрикс. Для этих пород обычна пологая (менее 10°) косая и косоволнистая слоистость; реже встречаются более круто падающие однонаправленные троговые косые серии, а иногда видна

отчетливая слоистость знаков ряби. Калькарени-ты слагают протяженные пласты в 0,2 - 0,5 м и выполняют впадины между строматолитовыми биогермами. На юге и в центре района у кровли пачки количество калькарени-тов уменьшается и они вытесняются пелитоморфными известняками. На севере резкое уменьшение роли обломочных карбонатов отмечается по всему объему пачки.

Строматолиты, образующие уплощенные протяженные или изометричные биогермы, приурочены к отдельным горизонтам в средней части пачки. По р. Сухая Тунгуска наблюдается два таких горизонта, а на р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор – пять. На первом и пятом из них развиты крупные протяженные биогермы мощностью до 3 - 4 м, а на остальных – более мелкие изометричные или слабо вытянутые в плане разобщенные биогермы мощностью до 2 - 2,5 м. В бассейне р. Каменная крупные строматолитовые тела исчезают из состава пачки, уступая место мелким (мощностью 30 - 50 см) разрозненным биогермам, приуроченным к пакету в 4 - 6 м мощности. Одновременно меняется и характер нижней границы строматолитовых тел. Южнее р. Каменной они залегают на эрозионной обычно сильно расчлененной (до 1 м) поверхности нижележащих пород (Серебряков, 1975; рис. 20 и 34), а в бассейне р. Каменной – на ровной поверхности без следов размывов. Прижизненный рельеф крупных биогермов измерялся десятками сантиметров и иногда достигал 1 - 1,5 м. Этот рельеф захоронен под слоями калькарени-тов с косоволнистой, иногда хаммоковой слоистостью или запечатан темно-серыми пелитоморфными известняками. Наиболее ясно хаммоковая слоистость выражена в калькарени-тах, выполняющих межбиогермное пространство, где достигает амплитуд 30 - 40 см (р. Малая Шориха).

Рост строматолитов в рассматриваемых телах начинался с пластовых построек (*Stratifera*), которые вверх по разрезу быстро переходили в столбчатые *Baicalia prima Semikh.*, тяготеющие к внутренним частям крупных биогермов, и *Tungussia podosa Semikh.*, обычные по периферии последних и в мелких биогермах (Семихатов, 1962). В кровле биогермов столбчатые постройки иногда замещаются столбчато-пластовыми и пластовыми. Все строматолиты обладают единой микроструктурой. Верхняя граница биогермов обычно согласная, возникшая в результате субсинхронного прекращения роста строматолитов, реже – эрозионная, срезающая столбики байкалий и тунгуссий.

Изменения в строении средней пачки сводятся к уменьшению роли калькарени-тов вверх по разрезу и с юга на север и к сокращению количества строматолитов от центральной части района (р. Нижняя Тунгуска) к югу и особенно к северу.

Верхняя пачка нижней подсвиты выделяется разнообразием слагающих ее фациальных ассоциаций и присутствием наиболее крупнообломочных отложений, которые распространены на всей площади района. Вместе с тем, в пределах пачки наблюдается доломитизация тонкокристаллических известняков и перекристаллизация первичных (раннедиагенетических) доломитов – доломикритов и дололютитов. Доломитизация на севере района охватила весь объем пачки, в центре – ее большую верхнюю часть, а на юге – только терминальные горизонты (рис. 3). Переход от известняков к доломитам на юге (р. Сухая Тунгуска) и в центре района (р. Нижняя Тунгуска) совпадает с массовым появлением темно-серых и черных кремней, заключающих микрофоссилии хорошей сохранности. Мощность пачки возрастает от 100 м по р. Сухая Тунгуска до 120 - 130 м в средней части района и до 150 м на севере.

В составе пачки выделяются три фациальные ассоциации: горизонтальнослоистые ламиниты, обломочные карбонаты широкого гранулометрического спектра и волнистослоистые доломиты, содержащие прослой черных кремней.

Ассоциация горизонтальнослоистых ламинитов представлена темно-серыми тонкокристаллическими и микритовыми известняками и яснокристаллическими доломитами. От известняков нижележащих горизонтов свиты они отличаются более четкой тонкой (0,1 - 1 см) параллельной слоистостью, ленточными текстурами, а также еще большим количеством трещин синерезиса, которые местами составляют до 50% объема породы. В ассоциации выделяются три фациальных типа. Они часто чередуются между собой, слагая пакеты по 0,5 - 5 м мощности, в которых относительные роли каждого типа могут колебаться в широких пределах (рис. 3). Эти типы следующие.

1. Пелит-алевритовые ламиниты, варьирующие по составу от кальцилютита до тонкозернистых шламовых калькарени-тов. Они слагают относительно крупные (5 - 10 мм) индивидуальные слойки, которые залегают со следами микро размывов и иногда обнаруживают нечеткие градиционные текстуры, а в основании и редкие косые серии. Шлам образуют обломки тонких микритовых корок (гиалофлейксы), а среди обычных пеллоидных зерен песчаной размерности присутствуют оолиты с раскристаллизованной центральной зоной. Описанный тип ламинитов представляет собой чисто механогенные отложения, накопившиеся в тиховодных условиях.
2. Тонкополосчатые ламиниты, которые представлены ровногогоризонтальнослоистыми кальцилютитами, дололютитами и мелкокристаллическими доломитами. Их полосчатость обусловлена присутствием частых (расположенных через 0,1 - 0,5 мм) микритовых микрослоек и/или темных пленок,

обогащенных органическим веществом. Многие из таких пленок имеют дрожавшую микрослоистость, четкие верхние и диффузные нижние границы и могут рассматриваться как возможные реликты цианобактериальных матов. Слоистость пород обычно деформирована сетью трещин си-нерезиса, с которыми местами связано образование внутрипластовых постседиментационных брекчий. Тонкополосчатые ламиниты – это самые тонкие механогенные илы, частично (послойно) скрепленные сингенетично литифицированными микрослойками (микрит) или/и остаточным органическим веществом бентосных микросообществ. 3. Микритовые ламиниты, представляющие собой изотропную или микрокомковатую породу в которой нередко наблюдается слоистость, сходная с описанной в строматолитах *Malginella zipandica* Kom. (Комар и др., 1973), а иногда – *Frutexitis*-подобные микроструктуры (Маслов, 1960), которые имеют форму обособленных кустиков или протяженных лент. Следует отметить, что большинство наблюдаемых *Malginella*-подобных структур в данном случае имеют диагенетическое происхождение (растворение–фрагментация). Микритовые ламиниты являются сингенетично литифицированными осадками, которые служили источником всех рассматриваемых ниже обломочных отложений.

Ассоциация обломочных карбонатов верхней пачки – это светло-серые и серые гравийные и плоскогалечные (длина обломков до 20 см) флейкстоуны, которые слагают отдельные пласти в 5 - 20 см, а иногда небольшие пакеты до 1.5 - 2 м. Средний размер обломков прямо пропорционален мощности пластов брекчий, а наиболее мощные из них имеют крупную косую обычно однонаправленную слоистость. Как правило, породы обладают грубыми градационными текстурами, в том числе обратными, наблюдаемыми в основании некоторых крупнообломочных пластов. Вместе с тем, отдельные разности описываемых пород отличаются черепитчатой, косой и субвертикальной укладкой плоских одноразмерных галек, которые образуют текстуры, близкие к “stone rosettes” (Dionne, 1971). Мелкообломочные флейкстоуны слагают небольшие (до 10 см) прослои, которые переслаиваются с горизонтальнослоистыми ламинитами, образуя характерный и устойчивый парагенезис, а крупнообломочные обычно залегают в виде более мощных монопородных пластов и пакетов.

Ассоциация волнистослоистых доломитов представлена крупноплитчатыми (30 - 50 см) породами с неунаследованной очень пологой волнистой слоистостью амплитудой до 2 - 4 см. Породы окрашены в светло-серые, серые, а иногда темно-серые тона и включают линзовидные прослои темно-серых и черных кремней. В этой ассоциа-

ции выделяется следующие три фациальных типа отложений, тесно связанных между собой.

1. Скрытоводородослевые ламиниты состоят из доломикрита или яснокристаллического доломита и обладают тонкой мелковолнистой дисгармоничной слоистостью, которая в ряде случаев напоминает строматолитовую. Микроструктуры комковатые или изотропные; в кристаллических разностях встречаются фенестральные структуры. 2. Зернистые доломиты (грейнстоуны) – это несортированные долосильтиты и доларениты, которые содержат плавающие гравийные зерна и плоские мелкие обломки (флейксы) различной степени окатанности. От описанных выше обломочных карбонатов они отличаются общей несорттированностью обломков, хотя среди крупнозернистых фракций нередко как прямые, так и обратные градационные текстуры. Все обломочные зерна сложены доломикритом, погружены в доломитовый матрикс и вместе с ним в различной степени перекристаллизованы. Породы обычно имеют очень пологую волнистую, а в мелкозернистых разностях – редкую косую и косоволнистую слоистость; иногда наблюдается слоистость знаков ряби. Зернистые доломиты слагают небольшие линзы и прослои среди скрытоводородослевых ламинитов, реже – самостоятельные небольшие пласти и пакеты. 3. Плоскогалечные брекчии – это резко несорттированные плоскообломочные вакстоуны с субгоризонтальной ориентировкой обломков. Присутствующие в них наиболее крупные обычно обособленные класты длиной до 20 см являются практически не перемещенными фрагментами взломанных слоев скрытоводородослевых ламинитов, погруженных в мелкообломочный обтекающий матрикс. Такие фрагменты нередко несут следы конседиментационных пластичных деформаций. Плоскогалечные брекчии образуют маломощные прослои и более редкие однородные пакеты в 0.5 - 1.0 м. Вся рассматриваемая фациальная ассоциация была сформирована в условиях постоянной волновой активности.

В пространственно-временном распределении фациальных ассоциаций верхней пачки наблюдаются определенные тренды (рис. 3). В нижних и средних горизонтах пачки в южных разрезах доминируют относительно крупнообломочные флейкстоуны, которые в северном направлении, к р. Нижняя Тунгуска, заметно сокращаются в мощности, переходят в более тонкие разности и смещаются вверх по разрезу, вытесняя микритовые и тонкополосчатые ламиниты. По мере такого смещения обломочных пород вверх в нижней части пачки появляется расширяющийся к северу клин темно-серых пелит-алевритовых и более редких тонкополосчатых ламинитов. В северных разрезах в связи со вторичными доломитизацией и перекристаллизацией рассматриваемые отложения

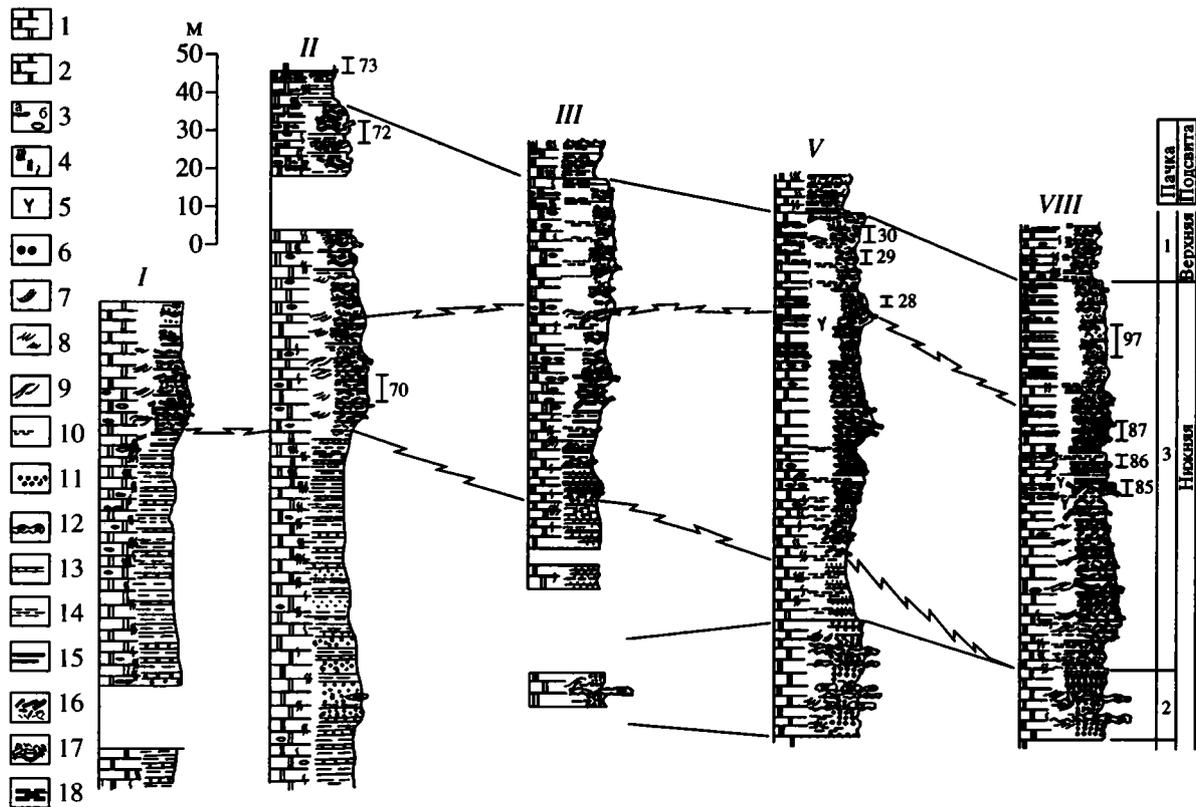


Рис. 3. Литология и фациальное строение средней части сухотунгусинской свиты.

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – кремни (линзовидные прослои и конкреции кремней, а – раннедиагенетические, б – позднедиагенетические); 4 – трещины синерезиса; 5 – *Frutexites*-подобные микроструктуры; 6 – оолиты; 7 – троговая косая слоистость; 8 – плоскопараллельная косая слоистость; 9 – косоволнистая слоистость; 10 – 14 – фациальные типы отложений: 10 – пелитоморфные известняки средней пачки, 11 – калькарениты, 12 – биогермы строматолитов, 13 – пелит-алевритовые ламиниты, 14 – тонкополосчатые ламиниты; 15 – микритовые ламиниты; 16 – 18 – фациальные ассоциации отложений: 16 – обломочных карбонатов, 17 – волнистослоистых доломитов, 18 – темно-серых параллельно-слоистых доломитов. Арабские цифры – номера образцов с микрофоссилиями и стратиграфический диапазон их отбора.

теряют многие текстурно-структурные признаки. Судя по реликтам текстур и микроструктур, в составе этих отложений здесь доминировали пелит-алевритовые ламиниты.

Что же касается верхних горизонтов описываемой пачки, то на юге они сложены однородным пакетом (30 м) волнистослоистых доломитов, который в северном направлении увеличивается в мощности до 50 - 55 м и расклинивается отдельными небольшими прослоями тонкополосчатых ламинитов и обломочных карбонатов. Далее мы увидим, что нижняя граница этого пакета разделяет два наиболее крупных фациальных комплекса сухотунгусинской свиты.

Приведенные данные показывают, что с юга на север в верхней пачке нижней подсветы происходит редукция обломочных компонентов и увеличение роли относительно более тиховодных и глубоководных отложений, а мощность пачки растет от 100 до 150 м. Общая мощность нижней подсветы в том же направлении увеличивается от 240 до 300 м.

**Верхняя подсвета.** Верхняя подсвета сложена светло-серыми, серыми, а в нижней части и темно-серыми обломочными доломитами с частыми прослоями, линзами и стяжениями кремней. В целом однообразная ее последовательность расчленяется на две пачки.

Нижняя пачка выделяется по преобладанию темно-серых, в главной своей массе скрыто- и мелкообломочных горизонтально-слоистых доломитов. Она плавно увеличивается в мощности с юга на север от 30 до 70 м и объединяет две фациальные ассоциации пород: темно-серых параллельно-слоистых доломитов и волнистослоистых доломитов.

Первая из этих ассоциаций, обычно сложенная породами с яснокристаллическим сложением (кристаллы до 0.2 - 0.4 м), демонстрирует тонкую горизонтальную слоистость, которая определяется или чередованием сохранившихся от перекристаллизации фрагментов микритовых и микроспаритовых слоев в 0.1 - 0.5 мм толщиной,

или прерывистыми пленками, обогащенными органическим веществом. В доломитах обильны трещины синерезиса, максимальное развитие которых (местами до 80% объема породы) приходится на нижние слои пачки. Некоторые пласты здесь имеют черный цвет и битуминозный запах, хотя содержание органического вещества не превышает 1%. В породах обычна реликтовая зернистая и тонкообломочная структура. Обломки сохраняются в виде теней пеллоидальных частиц песчаной размерности или в виде более крупных (до 5 мм) удлинённых микритовых гранул – хорошо окатанных фрагментов слойков. Описанные доломиты слагают пакеты мощностью от 1 до 20 м и содержат линзы и прослои черных кремней. Рассмотренная ассоциация близка ассоциации горизонтальнослоистых ламинитов нижней подсвиты, отличаясь от нее исключительно доломитовым составом, преобладанием тонкоплитчатых разностей и яснокристаллической структурой пород, а также повышенным содержанием органического вещества. Судя по особенностям ее пород, она накапливалась главным образом в тихоокеанских условиях.

Ассоциация волнистослоистых доломитов была подробно описана в составе нижней подсвиты. В верхней подсвите она отличается лишь некоторыми деталями: более светлой окраской, повышенным распространением доломикрита (он слагает отдельные слойки с изотропной микроструктурой), грубой плитчатостью пород и большим количеством линз и прослоев черных кремней толщиной 0.5 - 10 см. Кремнезем развивается здесь по всем фациальным типам отложений, тяготея главным образом к скрытоводородослевым ламинитам и зернистым осадкам и избегая плоскогалечных брекчий. Он полностью замещает карбонатный материал, консервируя микротекстуры. Среди последних встречаются микростроматолиты или преципитаты субмиллиметровой размерности. Частые линзы и прослои кремней приурочены также к границам пластов, сложенных доломитами двух названных выше ассоциаций. Волнистослоистые доломиты образуют небольшие (2 - 4 м) пакеты или часто (через 0.5 - 1 м) переслаиваются с темно-серыми параллельнослоистыми доломитами. Роль первых в таком переслаивании постепенно сокращается вверх по разрезу и с юга на север по площади (рис. 2). В отличие от ассоциации горизонтальнослоистых доломитов, данная ассоциация накапливалась в перманентно подвижной, но умеренно активной среде, в которой происходило образование крупных обломков, но отсутствовала их заметная транспортировка.

Верхняя пачка, завершающая разрез сухотунгусинской свиты, достаточно однообразна на всей площади Туруханского поднятия. В ее составе господствует ассоциация волнистослоистых

доломитов, окрашенных в серые и светло-серые тона, среди которой в подчиненном количестве присутствуют ассоциации песчаных доломитов и параллельнослоистых доломитов. Последние, выделяющиеся темной краской, слагают отдельные горизонты в основании пачки (главным образом в северных разрезах) и небольшой пакет у ее кровли по рр. Каменная и Надпорожная. Волнисто-слоистые доломиты верхней пачки содержат тонкие (1 - 5 см) прослои, линзы и небольшие изометричные стяжения черных кремней, количество которых сокращается вверх по разрезу. Это сопровождается сменой цвета кремней с черного на светло-серый. В верхней части пачки среди этих доломитов появляются небольшие (высотой до 5 - 7 см) купола, сложенные пластовыми строматолитами.

Наиболее высокие горизонты описываемой пачки в южных и центральных разрезах, кроме того, выделяются присутствием антиформных структур высотой до 15 см, часть из которых представляет характерные структуры типа (Assereto, Kendall, 1977), свидетельствующие о кратковременном осушении осадков. Мощность пакета, содержащего эти структуры, убывает от 48 - 50 м по р. Сухая Тунгуска до 18 - 20 м по р. Малая Шориха. В более северных районах структур типа нет.

Ассоциация песчаных доломитов образует маломощные (3 - 4 м) пласты, приуроченные, вероятно, к одному стратиграфическому уровню в средней части пачки. Породы состоят из тонкого (1 - 20 мм) градиационного переслаивания доломитового песчаника, которые обладают горизонтальной и пологой косоволнистой слоистостью, и отдельных прослоев в 0.5 - 3 см однородного доломикрита или микроспарита. Нередко такие прослои брекчированы, но чаще они являлись источником песчаных и редких гравийных зерен. По р. Малая Шориха в прослоях доломикрита наблюдались небольшие каналы размыва глубиной 2 - 5 см, а в составе песчаника – редкие зерна обломочного кварца. По р. Нижняя Тунгуска в микростроматолитовой матрице доломитового песчаника наблюдались контуры, оставленные кубическими кристаллами галлита (?) с длиной грани 0.3 - 1 мм. Вверх по разрезу песчаные отложения быстро сменяются горизонтальнослоистым доломитом, далее скрытоводородослевыми ламинитами, а затем обычными для верхней подсвиты волнистослоистыми доломитами.

Мощность верхней пачки увеличивается с юга на север и северо-запад от 270 м до 310 м, а всей верхней подсвиты – от 300 м до 380 м. Общая мощность свиты увеличивается в том же направлении от 530 - 540 м (р. Сухая Тунгуска) до 660 - 670 м (р. Каменная).

## ФАЦИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ПАЛЕООБСТАНОВКИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СУХОТУНГУСИНСКОГО БАССЕЙНА

Непрерывная последовательность сухотунгусинских отложений формировалась на карбонатной платформе, полого погружавшейся в северо-западном направлении. Этот вывод опирается на следующие факты: 1) выдержанность на площади всех литостратиграфических единиц свиты и последовательное увеличение их мощности с юга на север и северо-запад; 2) распределение палеотечений, восстановленное по замерам косой слоистости и наклона плоских галек; моды этих замеров сосредоточены в северо-западном секторе диаграмм (рис. 2); 3) последовательное нарастание роли более глубоководных отложений в северном и северо-западном направлениях. Структура платформы была унаследована от более раннего, безыменского этапа развития района (Петров, 1993б) и в целом отражала период тектонической стабилизации, отмеченный замедлением темпов как дифференциальных движений, так, вероятно, и общего погружения. Такой ход событий отразился в формировании крупной последовательности обмеления в объеме всей сухотунгусинской свиты. На фоне этой последовательности выделяются моменты перестроек фациальных систем палеобассейна, часть из которых можно связать с внешними факторами (колебания уровня моря и изменения темпов прогибания ложа), а часть – с внутренними особенностями эволюции морских палеоландшафтов.

Приведенные выше данные показывают, что в истории сухотунгусинской платформы выделяются два этапа развития, которым соответствуют два фациальных комплекса отложений (рис. 4). Граница между ними проходит внутри верхней пачки нижней подсвиты (под ее верхним пакетом) и разделяет относительно изменчивый комплекс раннего этапа, накопившийся в общем в условиях высокого стояния уровня моря, от монотонных отложений позднего этапа, сформированных при низком положении этого уровня.

*Ранний этап* разделяется на три стадии. В течение ранней стадии (нижняя пачка) преобладало накопление известковых чистых и пеллоидных илов в спокойных обстановках ниже базиса действия штормовых волн (ассоциация пелитоморфных известняков). Лишь в южной части района во второй половине стадии эти обстановки были вытеснены сравнительно более мелководными, располагавшимися в пределах активной зоны штормовых отливных течений, и, видимо, выше базиса действия штормовых волн (фациальная ассоциация обломочных известняков). Весь обломочный материал, слагающий рассматриваемые отложения, переносился, вероятно, в суспензион-

ных потоках. При этом крупнообломочные его фракции перемещались на незначительные расстояния от мест локальной эрозии, а мелкообломочные, включая мобилизованный песчано-алевритовый материал, слагали протяженные шлейфы (см. рис. 5а). Общая монотонность сформированных отложений отличает их от классической последовательности дистальных темпеститов (Aigner, 1985). Сухотунгусинские пелитоморфные известняки нижней пачки лишены различных простым глазом характерных пар слоев, связанных со штормовыми суспензионными процессами; градационная слоистость здесь проявлена лишь на микроуровне. В то же время, граница между дистальными (пелит-алеврит-песчаные отложения) и проксимальными (флейкстоуны) фациями проявлена в разрезе очень резко. Это наводит на мысль, что сухотунгусинские штормовые события были ограничены по гидродинамической энергии и тем отличались от процессов в активных открыто-морских бассейнах.

Присутствующие в верхней части рассматриваемой пачки в южных и центральных разрезах отложения более высоких энергетических обстановок (крупнообломочные флейкстоуны) слагают проградационный клин, который смещается снизу вверх по стратиграфической вертикали в северном направлении и исчезает из состава пачки на правобережье р. Нижняя Тунгуска. Вместе с тем, в базальных горизонтах пачки на юге и в центре района также присутствуют маломощные обломочные пласты (рис. 5). Перенос материала, слагающего все обломочные отложения нижней пачки, происходил в северо-западном направлении (рис. 2). Следовательно, гидродинамически активная зона платформы в ранние моменты ее развития смещалась в сторону открытого бассейна.

Таким образом, в начале сухотунгусинского времени в результате подъема уровня моря внешние фациальные зоны платформы постепенно мигрировали в сторону открытого бассейна. Эти зоны, по всей видимости, являлись важным энергетическим рубежом. Синхронно с такой миграцией в южной части района развивалась внутренняя защищенная зона с исключительно тихоходной седиментацией. Следовательно, базальные горизонты свиты можно рассматривать как трансгрессивный комплекс осадков, который позже был перекрыт проградационной последовательностью обмеления, сформировавшейся в период стабильного и высокого положения уровня моря. Выдержанность мощностей нижней пачки свиты свидетельствует об отсутствии дифференциальных движений того времени и позволяет полагать, что раннесухотунгусинская трансгрессия имела эвстатическую природу.

Средняя стадия (средняя пачка нижней подсвиты) отличалась значительными перестройками

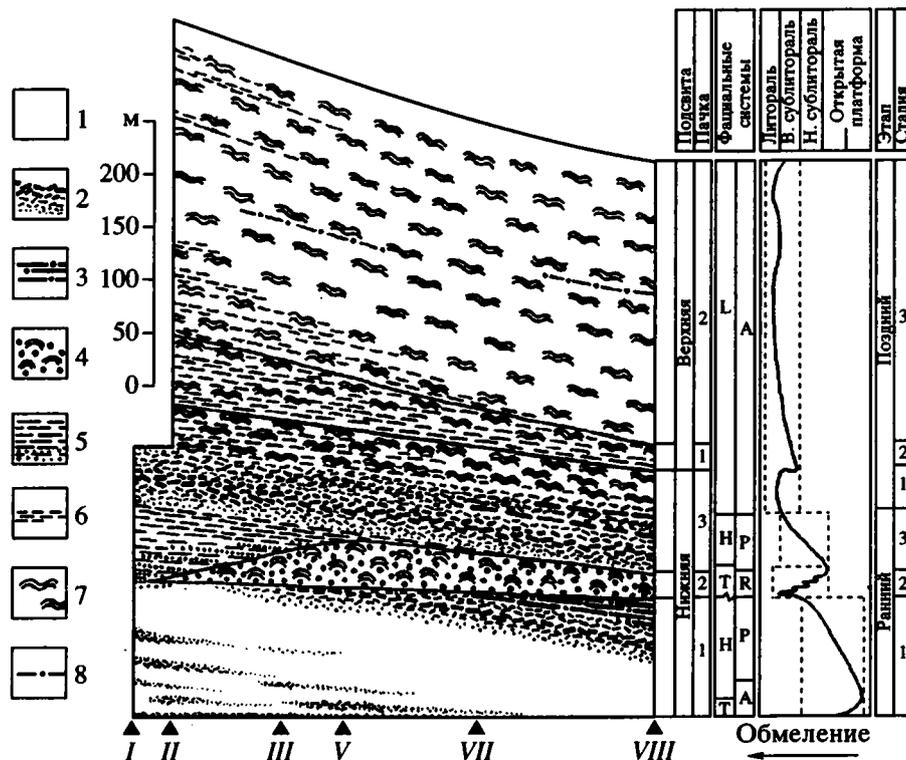


Рис. 4. Фациальная структура сухотунгусинской свиты и история развития платформы.

1 - 8 – фациальные ассоциации отложений: 1 – пелитоморфных известняков (доломитов), 2 – обломочных известняков (доломитов), 3 – пелитоморфных и обломочных известняков, 4 – песчано-строматолитовая, 5 – горизонтальнослоистых ламинитов (пелит-алевритовые и тонкополосчатые типы), 6 – темно-серых параллельнослоистых доломитов, 7 – волнистослоистых доломитов, 8 – песчаных доломитов.

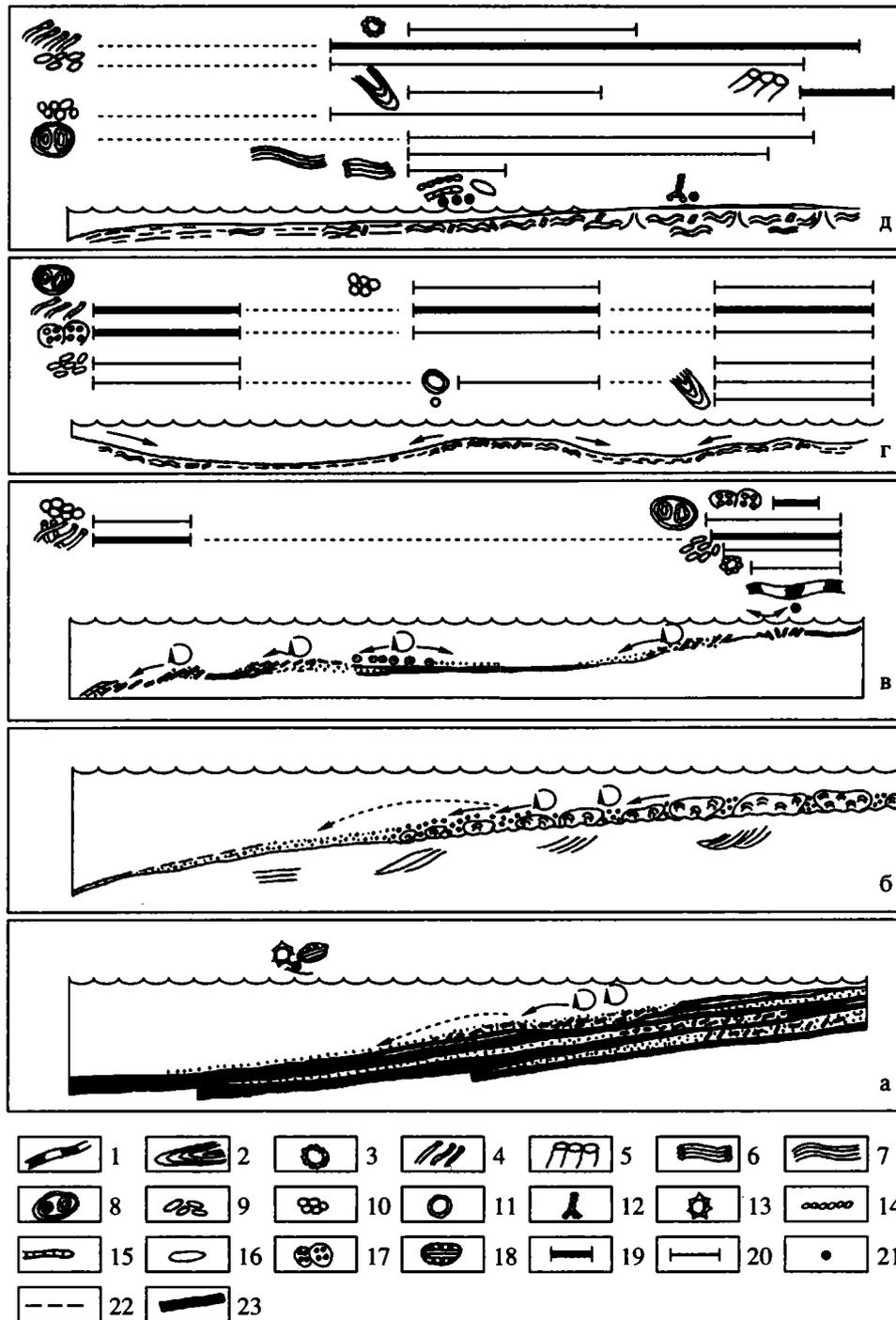
T, H, L – фациальные системы: T – трансгрессивные, H – высокого положения уровня моря, L – низкого положения уровня моря.

A, P, R – режим миграции фациальных зон платформы: A – аградационный, P – проградационный, R – ретроградационный. Кривая на рисунке – изменения относительного положения уровня моря, пунктирная линия – пределы его колебаний. Римские цифры – разрезы (см. рис. 1).

фациальных систем платформы (рис. 5). Характерным для этой стадии было образование среднemasштабных (3 - 6 м) циклов, наиболее яркими членами которых были строматолитовые биогермы. Каждый цикл предварялся яркой эрозивной границей, начинался с формирования строматолитовых тел и синхронных с ними песчаных отложений и завершался накоплением тонких карбонатных илов, которые в ряде случаев вновь сменялись песчаными осадками. Упомянутые эрозивные поверхности, развитые только в южной и центральной частях района, судя по форме их рельефа и наличию плавающих отторженцев субстрата в базальных горизонтах перекрывающих отложений, являлись продуктами подводной абразии. В заключительные моменты своего формирования они представляли элементы твердого дна. Видимо, образование твердого дна, служившего основанием строматолитовым постройкам (Серебряков, 1975), и развитие со-

путствующего подвижного субстрата (пески) во многом обусловили специфику всей рассматриваемой фазы развития и исключили из состава ее осадков плоскообломочные карбонатные отложения, которые в изобилии появлялись в условиях механически расслоенного донного субстрата на более ранних и более поздних стадиях развития сухотунгусинской платформы.

Песчаные осадки рассматриваемой стадии формировались в условиях постоянной волновой активности, а пелитоморфные известняки, залегающие на уровне кровли биогермов, видимо, накапливались в локальных защищенных участках и представляли собой сингенетично литифицированные карбонатные корки (остатки цианобактериальных матов?) и связанные ими тонкие механогенные илы. Вышележащие известняки этого фациального типа, вероятно, были илесто-алевритовыми осадками, которые занимали обширные площади во время максимального подъема



**Рис. 5.** Обстановки осадконакопления и распределение микроорганизмов в последовательные стадии развития суолунгусинской карбонатной платформы.

Ранний этап: а – середина ранней стадии, б – средняя стадия, момент подъема уровня моря (заметьте латеральное изменение типа слоистости в калькаренитах), в – середина поздней стадии. Поздний этап: г – обобщенная схема для всего позднего этапа, д – заключительный момент развития платформы (терминальный пакет свиты, содержащий структуры типа).

1 - 17 – таксоны микрофоссилий: 1 – *Circumvaginalis*, 2 – *Polybessurus*, 3 – *Gyalosphaera*, 4 – *Siphonophycus*, 5 – монородовые колонии толстых чехлов *Siphonophycus*, 6 – *Uluksanella*, 7 – *Eomicrocoleus*, 8 – *Gloeodiniopsis* и *Eoaphanocapsa*, 9 – *Eosynechococcus*, 10 – *Mухосoccoides* и *Leiosphaeridia*, 11 – *Mухосoccoides* cf. *grandis*, 12 – *Eohyella*, 13 – cf. *Trachyhystrichosphaera*, 14 – *Veteronostocale*, 15 – *Calypthothrix*, 16 – *Archaeoellipsoides*, 17 – *Eoentophysalis*; 18 – аллохтонные фрагменты матов *Siphonophycus*; 19 - 20 – интервалы латерального распространения: 19 – основных матоформирующих форм, 20 – прочих микрофоссилий; 21 – единичные находки микрофоссилий; 22 – предполагаемое распространение таксонов в неокремненных фациях; 23 – ассоциация пелитоморфных известняков нижней подсвиты. Прочие условные обозначения см. на рис. 3.

уровня моря. Каждый цикл пачки имеет асимметричную трансгрессивно-регрессивную направленность, а строматолитовые биогермы формировались в течение быстрого подъема уровня моря.

Таким образом, песчано-строматолитовая ассоциация второй стадии развития платформы была образована в результате серии быстрых изменений относительного уровня моря в масштабе упомянутых циклов. Эрозионные поверхности, наблюдаемые в основании этих циклов, видимо, не являются изохронными и скользят вверх по разрезу в южном направлении. Такое скольжение было обусловлено общим смещением к югу гидродинамического максимума бассейна и связанной с этим смещением миграцией пояса песчаных фаций в южную часть района, к р. Сухая Тунгуска. Вся песчано-строматолитовая ассоциация представляет собой трансгрессивную последовательность отложений, образованную в ретроградационном режиме.

Третья, заключительная стадия развития раннесухотунгусинского бассейна (третья пачка нижней подсвиты, кроме верхнего ее пакета) отличалась наиболее сложной картиной фациальных взаимоотношений, хотя в целом, судя по расположению фациальных границ (рис. 3, 5), она наследовала главные черты первой фазы. Последовательность отложений рассматриваемой стадии (также как и первой) представляет собой направленный тренд обмеления и демонстрирует миграцию мелководных фациальных зон в северном направлении, в сторону открытого бассейна. С этим выводом хорошо гармонируют направления палеотечений (рис. 2). Изменение обстановок осадконакопления в ходе третьей стадии развития бассейна происходило следующим образом.

Обстановки с максимальной энергией штормовых событий, отмеченные наиболее мощными (до 1 м) пластами крупнообломочных флейкстоунов, были типичны для самых ранних моментов рассматриваемой стадии на крайнем юге района и с ходом времени мигрировали в северном направлении (рис. 3). Эта миграция фациального пояса крупнообломочных карбонатов сопровождалась заметным сокращением влияния высокоэнергетических событий. Об этом свидетельствуют наблюдаемые в центре и на севере района уменьшение мощности пластов флейкстоунов и амплитуд косослоистых серий, а также изменения гранулометрического состава и структуры отложений – возрастание роли зернистых песчано-гравийных фракций в составе крупнообломочных карбонатов, уменьшение размеров их обломков, увеличение окатанности среднеразмерных обломков и слияние соседних пластов. Такие изменения показывают, что ассоциация обломочных карбонатов в северной части района формировалась в прибрежных обстановках в условиях постоянной

волновой активности и периодических штормовых событий.

В южной части района высокоэнергетические обстановки, отмеченные накоплением упомянутых ранее флейкстоунов, очень быстро сменились более тиховодными. С ними были связаны тонкополосчатые и микритовые ламиниты, которые отлагались в защищенных тиховодных областях (лагунах?), и тесно ассоциированные с ними плоскообломочные отложения, формировавшиеся в условиях верхней сублиторали и литорали (рис. 7в). Среди последних появляются горизонты с черепитчатой укладкой окатанных плоских галек.

Таким образом, штормовая проградация была характерна для наиболее ранних моментов рассматриваемой стадии и развивалась только в южной, проксимальной части платформы. В последующие моменты мелководные обстановки быстро заняли всю площадь платформы. Переход от обстановок дифференцированной “дистально-проксимальной платформы” к латерально выдержанному, пульсирующему мелководью явился главным рубежом в истории развития сухотунгусинского бассейна, разделившим эту историю на два этапа.

*Поздний этап* развития сухотунгусинской платформы, которому отвечают отложения верхнего пакета третьей пачки нижней подсвиты и вся верхняя подсвита, характеризовался низким стоянием уровня моря (рис. 5). Осадки этого времени представлены преимущественно двумя фациальными ассоциациями: темно-серых параллельно-слоистых доломитов и волнистослоистых доломитов, которые формировались в наиболее мелководных обстановках. Однако внутри этой в целом однородной последовательности фиксируются две границы, которые совпадают с подошвами двух пачек верхней подсвиты и разделяют интервалы разреза, различающиеся количественным соотношением названных ассоциаций и представляющих их фациальных типов осадков. Таким образом, поздний этап условно может быть разделен на три стадии (рис. 5).

Ранняя стадия (верхний пакет третьей пачки нижней подсвиты) завершала непрерывный тренд обмеления, проявленный в объеме всей названной пачки. Эта стадия характеризовалась господством крайне мелководных ландшафтов, в пределах которых в условиях постоянной подвижности среды накапливались осадки ассоциации волнистослоистых доломитов (различные типы зернистых и обломочных отложений). Выше уже говорилось, что в их образовании заметную роль, возможно, играл биогенно наведенный тип карбонатной седиментации, связанный с деятельностью цианобактериальных сообществ. Лишь на севере района среди этих ландшафтов в резко подчиненном количестве появляются тиховодные

области, которые оставили после себя тонкие механогенные карбонатные илы (ассоциация параллельнослоистых доломитов). К отложениям рассмотренной стадии приурочены первые в разрезе свиты обильные раннедиагенетические кремни.

Средняя стадия (нижняя пачка верхней подсвиты) отличалась господством ассоциации темно-серых параллельнослоистых доломитов, обогащенных дисперсным органическим веществом. Главная масса этих отложений формировалась в перманентно тиховодных условиях сублиторали на сравнительно обширных, но, вероятно, изолированных участках платформы (рис. 5), которые представляли собой лагуны-отстойники, разделенные крайне мелководными областями, отмеченными накоплением ассоциации волнистослоистых доломитов. Такая интерпретация следует из латеральной невыдержанности пачек темно-серых параллельнослоистых доломитов и из наблюдаемых их замещений светлыми волнистослоистыми доломитами на расстоянии в несколько километров. С течением времени размеры отстойников сокращались, а области их развития мигрировали в сторону бассейна. При этом в пределах каждого отдельно взятого отстойника не наблюдалось какого-либо направленного смещения фациальных зон; его развитие завершилось заполнением осадком и захоронением под отложениями ассоциации волнистослоистых доломитов. В результате, в конце средней стадии тиховодные обстановки на всей площади района были вытеснены гидродинамически активными и более мелководными с преобладанием только что названной ассоциации.

С обогащением рассмотренных осадков органическим веществом, видимо, связана локализация раннедиагенетических кремней, в изобилии содержащих окремненные микрофоссилии. Основная масса этих кремней приурочена к границе между темными параллельнослоистыми и светлыми волнистослоистыми доломитами. С названной границей, судя по всему, совпадал главный геохимический барьер сухотунгусинских палеоландшафтов – переход от восстановительных обстановок внутренних областей отстойников, характеризовавшихся низкими значениями pH и низкой концентрацией растворенного кремнезема, к контрастным гидрохимическим обстановкам в области накопления ассоциации волнистослоистых доломитов. Вероятно, присутствие заметных количеств органического вещества могло явиться причиной (или одной из причин) и относительно длительного пребывания протодоломитовых осадков нижней пачки верхней подсвиты в нелитифицированном состоянии, что выразилось в появлении в них массовых трещин синерезиса, а при катастрофической компакции и диагенетических брекчий.

Таким образом, начало средней стадии совпало с началом кратковременной трансгрессии, которая развивалась в период низкого стояния уровня моря и не изменила ни сложившуюся фациальную систему платформы, ни облика палеоландшафтов и вскоре сменилась регрессией. Вся последовательность отложений названной стадии представляет ясный тренд обмеления, формировавшийся в аградационном режиме.

Третья, заключительная стадия позднего этапа развития сухотунгусинской платформы (верхняя пачка верхней подсвиты) отличалась почти безраздельным господством наиболее мелководных обстановок верхней сублиторали и литорали, которые оставили после себя отложения ассоциации волнистослоистых доломитов, несущие многочисленные признаки крайнего мелководья.

Присутствующий примерно в середине пачки горизонт, заключающий маломощные пласты песчаных доломитов, отвечает максимуму регрессии, что было отмечено привнесом с континента силикокластического материала. Названная ассоциация, как говорилось выше, сложена механогенными тонкозернистыми осадками, которые накапливались в лагуноподобных водоемах, разделенных периодически экспонированными полями песчаных отмелей.

Заключительные моменты развития сухотунгусинской платформы на юге и в центре района, как мы уже знаем, были отмечены появлением осадков, несущих следы частой субэаральной экспозиции (структуры типа). В северном направлении они исчезают из разреза, а среди волнистослоистых доломитов появляется несколько более глубоководная ассоциация параллельнослоистых доломитов (рис. 2 и 5). Следовательно, в самом конце поздне-сухотунгусинского этапа развития, в целом отличавшегося латеральной выдержанностью условий, вновь проявилась специфика северной части рассматриваемого бассейна как несколько более глубоководной области.

Следует отметить, что фациальные ассоциации, очень близкие к описанным в составе верхней подсвиты сухотунгусинской свиты, широко распространены в докембрийских бассейнах различного возраста (например, Grotzinger, 1986, 1989; Fairchild et al., 1991) и обычно трактуются как отложения приливно-отливных равнин и смежной зоны сублиторали (peritidal deposits). В нашем случае, в сложении этой ассоциации преобладали осадки наиболее мелководных участков сублиторали.

#### СОСТАВ СУХОТУНГУСИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ

В сухотунгусинской микробиоте доминируют морфологически простые нитчатые и коккоидные микрофоссилии, которые являются в основном

остатками цианобактерий, а некоторые, возможно, и эукариотных одноклеточных водорослей. Это дало основание К. Мендельсону и Дж.В. Шопфу (Mendelson, Schopf, 1982), первыми изучившим данную микробиоту, определить ее как “типично докембрийскую”, то есть представленную остатками морфологически простых микроорганизмов. Однако после находок в позднерифейских и вендских (неопротерозойских) отложениях акантоморфных акритарх и других сложно построенных микроорганизмов (обзор и библиографию см. Knoll et al., 1991, Сергеев, 1992), подобную характеристику стало возможным использовать применительно только к дорифейским и ранне-среднерифейским (палео- и мезопротерозойским) микробиотам. Более того, сделанные нами находки проблематичных акантоморфных акритарх в сухотунгусинской свите могут лишить и самую типовую биоту права называться “типично докембрийской”.

Несмотря на невысокое разнообразие встречаемых в микробиоте морфотипов, ее формальный списочный состав значителен. В нашем материале представлены 26 видов, отнесенные к 19 родам. Кроме того, В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1992, 1993) в составе сухотунгусинской микробиоты описаны или упомянуты еще 6 видов, представляющих 4 рода (в следующем ниже списке они отмечены звездочкой). Мы либо не обнаружили подобные микроостатки в нашем материале, либо не видим возможности применить отмеченные названия. Тем не менее, мы не располагаем достаточной информацией и для того, чтобы отвергнуть эти таксоны. Вместе с тем, надо отметить, что некоторые таксоны, приведенные в работах В.К. Головенки и М.Ю. Беловой, но не упомянутые в данной работе, рассматриваются нами как младшие синонимы используемых здесь родов и видов (например, *Eomycetopsis lata* Golovenoc et Belova является младшим синонимом *Siphonophycus inornatum* Zhang). Подробное обоснование таксономической ревизии сухотунгусинских микрофоссилий будет приведено в отдельной статье. Таким образом, в составе микробиоты должны быть отмечены *Siphonophycus robustum* (Schopf), *S. inornatum* Zhang, *S. kestron* Schopf, *S. sp.*, *Eomicrocoleus sp.*, *Circumvaginalis sp.*,

*Veteronostocale sp.*, *Calypthothrix sp.*, *Archaeoellipsoides dolichum* (Zhang), *Eosynechococcus moorei* Hofmann, *E. medius* Hofmann, *Sphaerophycus parvum* Schopf, *Euaphanocapsa oparinii* Nyberg et Schopf, *Tetraphycus giganteus* Zhang\*, *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf, *G. magna* Nyberg et Schopf\*, *G. sp.\**, *Eoentophysalis arcata* Mendelson et Schopf, *Gyalosphaera cf. fluitans*, *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green et al., *Eohyella cf. rectoclada*, *Mухococcoides minor* Schopf, *M. inornata* Schopf, *M. cf. grandis*, *M. sp.*, *Leiosphaeridia sp.*, *Globophycus sp.\**, *Uluksanella sp.*, cf. *Trachyhystrichosphaera*, *Huroniospora rimosa* Golovenoc et Belova\*, *Glenobotrydion majorinum* Schopf\*. Кроме того, К. Мендельсон и Дж. Шопф (Mendelson, Schopf, 1982) указывали отсюда *Oscillatoriosis media* Mendelson et Schopf, который отсутствует в материалах, изученных как В.К. Головенком и М.В. Беловой (1992, 1993), так и нами.

Среди обнаруженных микрофоссилий преобладают остатки гормогониевых цианобактерий и разнообразных коккоидных форм; прочие морфотипы встречаются гораздо реже и иногда в единичных экземплярах.

Среди нитчатых форм наиболее обычны полые трубчатые образования, отнесенные к четырем видам рода *Siphonophycus* (таблица, фиг. 3) и являющиеся чехлами осцилляториевых и ностковых цианобактерий. Встреченные в сухотунгусинской микробиоте многоклеточные трихомы *Oscillatoriosis media*, *Calypthothrix sp.* (таблица, фиг. 8), *Veteronostocale sp.*, а также неопределимые септированные филаменты являются фактически другой формой сохранности тех же самых или близких видов гормогониевых цианобактерий. Полые чехлы *Circumvaginalis sp.* (таблица, фиг. 4), отмеченные на поверхности темными кольцами, имеют, по-видимому, ту же природу. Подобные “полосатые чехлы” с характерными кольцами на поверхности типичны для современных цианобактерий *Scytonema* (Monty, 1967, табл. 3, фиг. 3-2) и *Lyngbya* (Кондратьева, 1975, рис. 30.18). Возможно остатками политрихоминых нитей, сходных с современным *Microcoleus*, в сухотунгусинской микробиоте являются фашины полых чехлов *Uluksanella* и нечеткие нитевидные структуры, собранные в связку и окруженные общим чехлом, которые определены как *Eomicrocoleus sp.*

**Таблица.** Окременные микрофоссилии сухотунгусинской свиты. Положения микрофоссилий отмечены точками на полоске бумаги, прикрепленной к краю шлифа. 1 – cf. *Trachyhystrichosphaera*, шлиф № 661, обр. 69, т. 1; 2, 10 – *Gloeodiniopsis lamellosa*, 2 – шлиф № 518, обр. 38, т. 48, 10 – шлиф № 635, обр. 38, т. 44; 3 – *Siphonophycus inornatum*, шлиф № 541, обр. 94, т. 8; 4 – *Circumvaginalis sp.*, шлиф № 617, обр. 85, т. 7; 5 – *Polybessurus bipartitus*, шлиф № 531, обр. 38, т. 1; 6, 7 – *Eohyella cf. rectoclada*, шлиф № 622, обр. 88, т. 10; 8 – *Calypthothrix sp.*, шлиф № 518, обр. 38, т. 46; 9 – остатки нитчатых микроорганизмов, шлиф № 518, обр. 38, т. 23; 11, 14, 16, 17 – *Eoentophysalis arcata*, 11 – шлиф № 501, обр. 30, т. 8, 14 – шлиф № 637, обр. 74, т. 42, 16 – шлиф № 637, обр. 74, т. 40, 17 – шлиф № 640, обр. 74, т. 36; 12 – *Eosynechococcus moorei* – шлиф № 518, обр. 38, т. 8; 13 – *Gyalosphaera cf. fluitans* – шлиф № 613, обр. 40, т. 5; 15 – *Leiosphaeridia sp.*, шлиф № 506, обр. 51, т. 19.

Стратиграфическое и географическое положение образцов показано на рис. 2.

Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм. Весь материал хранится в Геологическом институте РАН, коллекция № 4694.

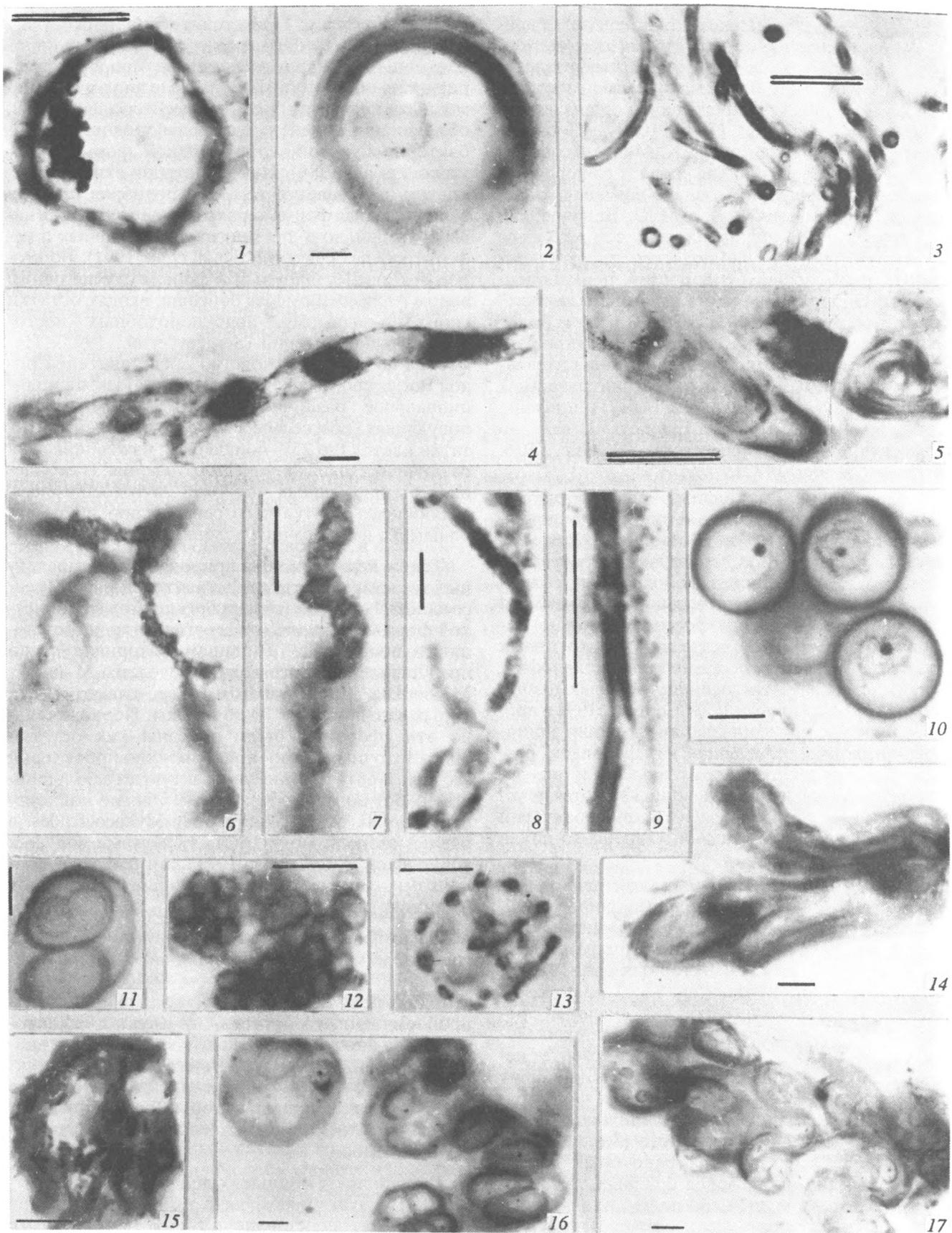


Таблица.

Среди сухотунгусинских коккоидных микрофоссилий, как и во многих других протерозойских микробиотах, доминируют энтофизалесовые цианобактерии. В рассматриваемой ассоциации род *Eoentophysalis* представлен одним видом: *E. arcata* (таблица, фиг. 11, 14, 16, 17). Первоначально этот вид был описан К. Мендельсоном и Дж.В. Шопфом в составе рода *Eoentophysalis* (Mendelson, Schopf, 1982), однако позднее был переписан В.К. Головенком и М.Ю. Беловой как *Eogloeosarpsa arcata* под предлогом того, что у его представителей "не наблюдается характерных для энтофизалесовых водорослей прикрепленных форм и полярного роста клеток в колониях" (Головенко, Белова, 1993, с. 56). В нашем более обширном материале наблюдаются как прикрепленные формы, так и отчетливый поляризованный рост клеток в колониях рассматриваемых микрофоссилий (таблица, фиг. 14, 17) – признак, характерный для семейства *Entophysalidaceae*, но отсутствующий у *Chroococcaceae* (Golubic, 1976, Mendelson, Schopf, 1982).

Среди прочих коккоидных микрофоссилий, известных в сухотунгусинской микробиоте, прежде всего следует отметить *Gloeodiniopsis lamellosa* (таблица, фиг. 2, 10), который либо образует самостоятельные колонии из свободно расположенных сфероидов, либо тесно ассоциирует с чехлами *Siphonophycus*. Эти микрофоссилии обычно интерпретируются как остатки хроококковых *Gloeosarpsa*- или *Chroococcus*-подобных цианофит, поселяющихся в матах осцилляториевых цианобактерий (Knoll, Golubic, 1979, Сергеев, 1992 и др.). Более плотные колонии сферической или эллипсоидной формы, состоящие из сфероидов, размерно близких к *Gloeodiniopsis lamellosa* и определенных как *Eoarthanosarpsa oparinii*, являются ископаемыми аналогами современной цианобактерии рода *Arthanosarpsa* или стадией жизненного цикла *G. lamellosa*.

Многочисленные остатки относительно мелких (менее 10 мкм) коккоидных микрофоссилий, присутствующие в рассматриваемой микробиоте, по-видимому, являются остатками хроококковых как бентосных, так и планктонных цианобактерий и имеют современных аналогов на родовом или даже на видовом уровнях. Так, аналогов сферических и полых колоний сухотунгусинских *Gyalosphaera cf. fluitans* (таблица, фиг. 13) следует искать среди современных планктонных цианофит родов *Coelosphaerium* и *Gomphosphaeria*, формирующих полые колонии за счет деления периферических клеток в одной плоскости (Strother et al., 1983). Менее ясна природа некоторых других встреченных нами как более крупных, так и более мелких коккоидных микрофоссилий. Среди них привлекают внимание играющие заметную роль в микробиоте мелкие эллипсоидальные формы, отнесенные к родам *Eosynechococcus* и

*Archaeoellipsoides*. Представители первого рода (*E. moorei* и *E. medius*) являются остатками одноклеточных прокариотных организмов и рассматриваются обычно как ископаемые аналоги современных цианофит рода *Synechococcus Nägeli*, объединяющих генетически разнородные цианобактерии простой эллипсоидной формы (Giovannoni et al., 1988). Интерпретация этих мелких клеток осложняется тем, что подобная простая палочковидная форма характерна не только для цианобактерий, но и для многих фототрофных и нефототрофных бактерий (Knoll et al., 1991). Во второй род, представленный в данном случае одним видом *Archaeoellipsoides dolichum*, входят остатки спор, по-видимому, анабеноподобных ностокковых цианобактерий (Sergeev et al., 1995). Несмотря на внешнее сходство представителей родов *Eosynechococcus* и *Archaeoellipsoides*, их принципиальное различие состоит в том, что в популяциях *Eosynechococcus* многочисленны остатки клеток (до 25% популяции), находящиеся на различных стадиях клеточного деления. В скоплениях эллипсоидных тел ряда *Archaeoellipsoides*, являющихся остатками созревших спор, какие-либо намеки на клеточное деление отсутствуют.

Также не совсем ясна природа и многочисленных в составе биоты представителей ряда *Mucosocoides* – одноклеточных организмов сферической формы, собранных в агрегаты или встречающихся поодиночке. В нашем материале среди представителей этого рода определены *M. minor*, *M. inornata*, *M. cf. grandis* и *M. sp.*, диаметры которых варьируют от 20 до 65 мкм. Первоначально эти сфероиды были описаны как остатки одноклеточных хроококковых цианобактерий (Schopf, 1968) и именно так трактуются в большинстве работ по микрофоссилиям. Однако коккоидные формы, относимые к роду *Mucosocoides*, в равной степени могут быть остатками зеленых водорослей (Knoll et al., 1991) или пустыми оболочками, окружавшими колонии прокариот (Сergeev, 1992; Sergeev, 1994).

Несомненно планктонные формы в сухотунгусинской микробиоте представляют гладкие сферические оболочки диаметром 40 - 60 мкм, отнесенные к роду *Leiosphaeridia* (таблица, фиг. 15), и проблематичные остатки, возможно, акантоморфных акритарх *cf. Trachyhystrichosphaera* диаметром до 100 мкм. Представители первого таксона достаточно многочисленны; это простые по морфологии сфероиды, которые, вероятно, представляют остатки биологически различных микроорганизмов.

В отличие от обильных лейосферидий, остатки *cf. Trachyhystrichosphaera* в сухотунгусинской микробиоте представлены тремя экземплярами из нижних горизонтов свиты (обр. 69). Эта находка крайне важна в связи с тем, что данная форма

несет не только экологическую, но и биостратиграфическую информацию: если наличие шипов на ее поверхности подтвердится, она может изменить сложившееся представление о среднерифейском возрасте сухотунгусинской свиты. В этой связи нужно, однако, подчеркнуть, что по своим особенностям и прежде всего по размерам сухотунгусинские cf. *Trachyhustrichosphaera* отличаются от типовых популяций типично верхнерифейских *T. vidalii*, *T. stricta* и *T. aimica*.

Одним из интересных и широко распространенных представителей сухотунгусинской микробиоты является стебельковая цианобактерия *Polybessurus bipartitus* (таблица, фиг. 5). Находки полибессуруса стали обычны для отложений верхнего рифея и верхней части среднего рифея, но в более древних толщах не обнаружены (Green et al., 1987; Knoll et al., 1991; Сергеев, 1992; Sergeev, 1994). Среди достаточно своеобразных представителей сухотунгусинской микробиоты следует назвать и эндолитическую цианобактерию *Eohyella* cf. *rectoclada* (таблица, фиг. 6, 7). Находки докембрийских эндолитов достаточно малочисленны, что по крайней мере частично связано с трудностью их диагностики, основанной на структурных соотношениях с вмещающими породами (Zhang, Golubic, 1987; Green et al., 1988). В шлифе видно, что ветвящиеся нити *E. cf. rectoclada* проникают в субстрат ниже микроэрозионной поверхности на глубину около 200 мкм, хотя на приведенной в таблице фотографии эти соотношения, к сожалению, не очевидны.

#### ТАФОНОМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СУХОТУНГУСИНСКИХ МИКРОФОССИЛИЙ

Сухотунгусинские окремненные микрофоссилии распределены по разрезу и по площади неравномерно, в главной своей массе тяготея к верхней части свиты. При этом в большинстве изученных образцов присутствуют количественно и качественно бедные наборы остатков микроорганизмов. В них обычно доминируют полые чехлы *Siphonophucus*, нередко являющиеся единственными представителями микробиоты, и плохо сохранившиеся коккоидные формы родов *Gloeodiniopsis*, *Muxococcoides* и *Eosynechococcus*. Вместе с тем, в ряде случаев встречаются многочисленные ассоциации, которые, однако, представлены почти исключительно коккоидными микрофоссилиями *Eoentophysalis arcata*. Лишь на некоторых стратиграфических уровнях наблюдается значительная концентрация и высокое таксономическое разнообразие микрофоссилий. В разрезе по р. Нижняя Тунгуска выделяется четыре таких уровня (образцы 28, 32 - 35, 38 и 40, соответственно), по р. Сухая Тунгуска три (образцы

85, 88 и 94), а по рр. Каменная и Подпорожная — два (образцы 51 - 53 и 74). Стратиграфическое положение указанных образцов отражено на рис. 2.

Наиболее разнообразная ассоциация обнаружена нами в верхней части верхней подсвиты по р. Нижняя Тунгуска (образцы 38 и 40), где в изобилии представлены практически все таксоны микрофоссилий, известные в сухотунгусинской свите<sup>1</sup>. На прочих уровнях присутствуют в той или иной мере систематически обедненные варианты этой ассоциации. Вариации их состава сводятся к изменениям количественных соотношений присутствующих таксонов нитчатых и коккоидных микрофоссилий, исчезновению некоторых форм и/или к появлению на отдельных уровнях некоторых редких таксонов. Например, своеобразные нитчатые *Circumvaginalis* sp. представлены единичной находкой в образце 85 по р. Сухая Тунгуска, а эндолитические микроорганизмы *Eohyella* cf. *rectoclada* встречены только в образце 88 из того же разреза. Вместе с тем, богатые ассоциации микрофоссилий по латерали могут замещаться бедными. Так, по существу монородовая биота, представленная толстостенными чехлами *Siphonophucus*, появляется в верхней части свиты в ее стратотипе по р. Сухая Тунгуска (образцы 93 и 94), занимая в разрезе по существу то же место, что и наиболее разнообразная ассоциация, обнаруженная по р. Нижняя Тунгуска (образцы 38 и 40).

Использование докембрийских окремненных микрофоссилий в качестве индикаторов палеообстановок, как уже говорилось, обычно опирается на прямое отождествление экологической приуроченности определенных морфотипов современных и ископаемых микроорганизмов. При этом не учитываются возможности того, что ареалы распространения тех и других могут не совпадать. Поэтому для строгого обоснования палеоэкологических позиций ископаемых микробиот необходимо, как мы считаем, совместное использование актуалистических интерпретаций представителей этих биот и седиментологических критериев условий накопления вмещающих их отложений. Попытка такого синтеза представлена ниже.

Лимитирующим фактором палеоэкологической интерпретации сухотунгусинской биоты является то, что она представлена окремненными формами микроорганизмов и потому видимый

<sup>1</sup> В материалах В.К. Головенка и М.Ю. Беловой (1993) наиболее разнообразный набор сухотунгусинских окремненных микрофоссилий приурочен к нижней части верхней подсвиты по р. Сухая Тунгуска. Несовпадение выводов только что названных исследователей и авторов данной статьи о локализации систематически наиболее богатых наборов микрофоссилий может быть следствием двух разнородных причин: большей представительности нашей выборки и/или неравномерного распределения микрофоссилий в объеме верхней подсвиты и следующего отсюда вероятного характера находок богатых и бедных ассоциаций.

ареал ее распространения ограничен областями развития кремнесодержащих фаций. Среди сухотунгусинских кремней, как уже отмечалось в литературе (Головенко, 1989; Головенко, Белова, 1993), выделяется несколько групп, которые различаются по времени своего образования в диагене. Анализ морфологии конкреций и их взаимоотношений с вмещающими породами показывает, что при переходе от наиболее мелководных фаций к "нормально морским" время конкрециообразования смещалось в сторону позднего диагена, а потенциал сохранности микрофоссилий при этом резко уменьшался. Подавляющее большинство конкреций, заключенных в сравнительно глубоководных отложениях сухотунгусинской свиты, не содержат структурно организованной органики и лишь в двух случаях в них были найдены единичные микрофоссилии плохой сохранности (фитопланктонные cf. *Trachyhystrichosphaera* и чехлы *Siphonophycus robustum*). Что же касается хорошо сохранившихся остатков микроорганизмов и наиболее представительных их ассоциаций, то они в рассматриваемой свите заключены лишь в определенном типе кремней, который приурочен к осадкам мелководного (верхняя сублитораль) и сверхмелководного (литораль) генезиса. Комплекс таких осадков появляется только в самом конце раннесухотунгусинского времени и, начиная с юго-восточных областей, почти мгновенно распространяется на всю площадь рассмотренной выше карбонатной платформы (рис. 3 и 4). Следовательно, тафономические причины наложили существенный отпечаток на дошедшую до нас картину распределения сухотунгусинских микроорганизмов, определив резкое преобладание в ней тех форм, что были приурочены к мелководной зоне палеобассейна.

Переходя к анализу фациального распределения остатков сухотунгусинских микроорганизмов, подчеркнем, что среди них широко распространены один из наиболее четких фациальных реперов – энтофизалесовые цианобактерии. Большинство современных энтофизалесов обитает в нижней части литорали гиперсоленых, частично изолированных от открытого океана бассейнов типа залива Шарк в Австралии или Персидского залива (Golubic, 1976; Golubic, Hofmann, 1976 и др.). Лишь в одном описанном случае (побережье Персидского залива) отмечается, что распространение энтофизалесов контролируется ареалом поедающих их гастропод. Поэтому в местах разгрузки соленых источников колонии энтофизалесов достигают верхней сублиторали за счет того, что упомянутые моллюски не могут существовать в обстановках с повышенной соленостью (Kinsman, Park, 1976).

В связи с этим нельзя исключить, что в протерозойских бассейнах при отсутствии консумирующих организмов энтофизалесы имели несколь-

ко более широкое фациальное распространение, чем в современных условиях, и могли достигать верхней сублиторали. Поэтому необходим дополнительный критерий субаэрального положения конкретных сообществ докембрийских энтофизалесов. Таким критерием следует считать присутствие на периферии колоний темно-коричневой окраски – по-видимому, остатков пигмента сцитонемина, который выделяется клетками современных цианобактерий вообще и *Entophysalis* в частности в качестве защиты против прямого солнечного облучения (Golubic, Hofmann, 1976, Hofmann, 1976). Подобный пигмент присутствует на периферии колоний большинства протерозойских представителей рода *Entophysalis* (Hofmann, 1976, Oehler, 1978, Сергеев, 1993, Sergeev et al., 1995 и др.), но не характерен для главной массы *E. arcata* из сухотунгусинской свиты. Этот факт согласуется с результатами палеофациальной интерпретации верхнесухотунгусинских доломитов, содержащих *E. arcata*. На рис. 3д видно, что энтофизалесовые сообщества занимают одну из самых мелководных обстановок сухотунгусинского бассейна: они приурочены к верхней сублиторали, тяготея в ее пределах к локальным поднятиям, которые разделяли более глубоководные участки и отличались высокой скоростью осадконакопления. Быстрое осаждение карбонатов, по-видимому, инициировало полярный рост колоний *Eoentophysalis* в их стремлении избежать захоронения (Сергеев и др., 1994). В качестве независимого литологического индикатора, подтверждающего такую интерпретацию, по-видимому, следует считать тесную взаимосвязь подобных колоний со слоистыми преципитатами. В ряде случаев, возможно в результате повышенной скорости осадконакопления, упомянутые локальные поднятия подвергались кратковременной субаэральной экспозиции, что отразилось в спорадическом появлении темного пигмента (сцитонемина?) на периферии некоторых колоний энтофизалесов из верхних горизонтов сухотунгусинской свиты.

Более определенно о субаэральной экспозиции в изученном материале свидетельствуют "полосчатые" чехлы *Circumvaginalis* sp., которые в данном случае представляют собой обычные чехлы, покрытые полосами сцитонемина. Хотя сухотунгусинские их представители могут быть остатками иных гормогониевых цианобактерий, чем типовая форма из билляхской серии Анабарского поднятия, само наличие "полосатого" чехла свидетельствует о периодической субаэральной экспозиции (Сергеев, 1993, Sergeev et al., 1995). Чехлы *Circumvaginalis* sp. в сухотунгусинской микробиоте, к сожалению, представлены единичной находкой среди гомогенных чехлов *Siphonophycus*. Однако палеофациальное положение данного конкретного образца также предполагает

периодическую субаэральную экспозицию вмещающих осадков (рис. 5в).

Менее определено о своем палеофациальном положении говорят другие представители сухотунгусинской микробиоты, хотя и они при рассмотрении под определенным углом зрения пригодны для экологических интерпретаций. Например, полые чехлы гормоногиевых цианобактерий, объединяемых в формальный род *Siphonophycus*, характеризуются достаточно широким диапазоном экологического распространения от сублиторали до супралиторали. Однако толстостенные чехлы *S. inornatum* и *S. kestron*, образующие моноспецифические дерновинки-маты, как показывают эмпирические данные о их распределении в докембрийских бассейнах, характерны только для верхней литорали и супралиторали (Knoll et al., 1991). Маты, сформированные чехлами этих видов, в рассматриваемой свите доминируют в верхней ее части и особенно многочисленны в бассейне р. Сухая Тунгуска, в наиболее мелководном комплексе осадков всей сухотунгусинской платформы (рис. 5д).

Другой небезынтересный с палеоэкологической точки зрения таксон, встреченный в сухотунгусинской микробиоте – это стебельковая цианобактерия *Polybessurus bipartitus*. Современный еще не описанный его аналог, относимый пока к роду *Cyanostylon*, обитает в пределах верхней сублиторали и литорали на Багамских островах. Аналогичные условия существования предполагаются и для протерозойских стебельковых цианобактерий (Green et al., 1987; Knoll et al., 1991, Sergeev, 1994). В сухотунгусинской свите *Polybessurus* распространен достаточно широко и встречен на ряде уровней во всех основных разрезах. Седиментологический анализ показывает, что содержащиеся его отложения накапливались в пределах верхней сублиторали. Так, в верхней части разреза свиты *Polybessurus* появляется при переходе от наиболее мелководного разреза по р. Сухая Тунгуска к более мористому по р. Нижняя Тунгуска (рис. 5д).

Планктонные микрофоссилии сухотунгусинской микробиоты в своем большинстве, к сожалению, не позволяют делать конкретные выводы о фациальном облике содержащих их отложений (Strother et al., 1983). Исключение составляет лишь cf. *Trachyhustrichosphaera*: акантоморфные акритархи обычно свидетельствуют об открыто-морских обстановках. Вместе с тем, подобные фитопланктонные микроорганизмы могут быть перенесены из открытых частей бассейна ближе к берегу и захоронены на мелководье (Knoll, Butterfield, 1989; Knoll et al., 1991; Петров, Вейс, 1995). В таком случае они выступают как свидетели отсутствия барьеров между внутриплатформенными и открыто-морскими частями бассейна,

а не как индикаторы открыто-морского, относительно глубоководного генезиса вмещающих пород (Zang, Walter, 1989). Однако в нашем случае относительно глубоководный открыто-морской характер отложений нижней пачки нижнесухотунгусинской подсвиты, содержащей cf. *Trachyhustrichosphaera*, подтверждается фациальными реконструкциями (рис. 5а).

Таким образом, таксономический состав подавляющего большинства представителей сухотунгусинской микробиоты хорошо согласуется с мелководным генезисом вмещающих отложений и не обнаруживает существенных вариаций в зависимости от обстановок. Тем не менее, по преобладанию характерных представителей бентосных сообществ и по показательным особенностям условий формирования вмещающих отложений можно восстановить следующую картину палеоэкологического распределения сухотунгусинских микрофоссилий. Бентосные сообщества с резким преобладанием энтофизалесовых цианобактерий занимали краевые части внутриплатформенных лагун-отстойников, представлявших обстановки верхней сублиторали. Характерные черты присутствующих здесь колоний *Eoentophysalis*, видимо, определялись их реакцией на повышенные скорости седиментации, что согласуется с предполагаемыми высокими темпами накопления осадков в этих зонах. Большинство прочих представителей сухотунгусинской биоты колонизировало более широкий спектр экологических обстановок, спускаясь ниже уровня распространения *Eoentophysalis* (виды родов *Eosynechococcus*, *Archaeoellipsoides*, *Polybessurus* и др.), тогда как представители рода *Siphonophycus* занимали весь доступный интерпретации батиметрический интервал, выступая в наиболее мелководных обстановках доминирующим или единственным представителем микробиоты. Наличие толстых пигментированных чехлов *Siphonophycus inornatum* и *S. kestron* в верхних горизонтах сухотунгусинской свиты по р. Сухая Тунгуска свидетельствует о наиболее жестких условиях обитания, включая частые периоды субаэральной экспозиции, что хорошо согласуется со сделанными выше выводами о накоплении вмещающих отложений в условиях литорали и, возможно, супралиторали.

На материалах наиболее богатой микрофоссилиями верхней подсвиты сухотунгусинской свиты, к сожалению, нельзя получить информации о распределении остатков микроорганизмов в относительно глубоководных обстановках. Представляющие такие обстановки осадки внутренних зон упомянутых отстойников содержат лишь аллохтонные обрывки матов, несенные с прилегающих локальных подводных и частично надводных поднятий, и по существу лишены автохтонных элементов биоты в связи с резкой редукцией

кремнеобразования, а возможно и в связи с сингенетичной (бактериальной?) деструкцией органических остатков в этих зонах. Несколько более информативна в отношении сравнительно глубоководных представителей биоты нижняя подсвита (рис. 5а). Находки остатков фитопланктонных микроорганизмов (cf. *Trachyhuysrichosphaera*) в нижних ее частях согласуются с фаціальными реконструкциями и вместе с ними подтверждают интерпретацию нижней части свиты как открыто-морских относительно глубоководных отложений.

Таким образом, выводы о палеоэкологической приуроченности сухотунгусинских окремненных микрофоссилий, основанные на прямых седиментологических данных и на актуалистической интерпретации ископаемых микробиот, совпадают между собой, повышая достоверность результатов, полученных каждым методом.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.Б. Бурзину и Б.С. Соколову, которые ознакомились с рукописью данной статьи и сделали ряд конструктивных замечаний. Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда, грант MLO-000 и Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-9403. Работа П.Ю. Петрова над данной статьей поддержана фондом ОГГГН РАН "Гранты Надежда".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омактинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36 - 55.
- 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. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 3 - 34.
- Головенко В.К. Докембрийские кремневые конкреции: морфология, генезис, значение для познания древнего органического мира // Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 94 - 102.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из сухотунгусской свиты рифея Туруханского поднятия // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 1. С. 114 - 118.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 51 - 61.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Кутявин Э.П. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3 - 33.
- Драгунов В.И. Туруханский и Игарский районы // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Геолтехиздат, 1963. С. 318 - 331.
- Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 124 - 132.
- Кондратьева Н.В. Морфогенез и основные пути эволюции гормогониевых водорослей. Киев: Наукова думка, 1975. 302 с.
- Маслов В.П. Строматолиты. М.: Наука, 1960. 180 с.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Беляцкий Б.В. и др. Рb-Рb возраст карбонатных пород среднего рифея Сибири: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия // Докл. РАН. 1994. Т.339. № 6. С. 789 - 793.
- Петров П.Ю. Условия осадконакопления нижних свит рифея северной части Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 2. С. 55 - 56.
- Петров П.Ю. Строение и обстановки осадконакопления безыменной свиты рифея Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993б. Т. 1. № 5. С. 20 - 32.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 5. С. 13 - 41.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 236 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 134 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 35 - 50.
- Сергеев В.Н., Нолл Э.Х., Колосова С.П., Колосов П.Н. Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 23 - 38.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Aigner T. Storm depositional systems. Berlin etc.: Springer-Verlag, 1985. 174 p.
- Assereto R.L., Kendall C.G. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias // Sedimentology. 1977. V. 24. № 2. P. 153 - 210.
- Dionne J. Vertical packing of flat stones // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 12. P. 1585 - 1591.
- Fairchild I.J., Knoll A.H., Sweet K. Coastal lithofacies and biofacies associated with syndepositional dolomitization and silicification (Draken Formation, Upper Riphean, Svalbard) // Precamb. Res. 1991. V. 53. № 3/4. P. 165 - 197.
- Grotzinger J.P. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1986. V. 97. № 10. P. 1208 - 1231.
- Grotzinger J.P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. Crevello P.D. et al. (eds) Controls on carbonate

- platform and basin development. Society of economic paleontologists and mineralogists. Spec. publ., 1989. V. 44. P. 79 - 106.
- Giovannoni S.J., Turner S., Olsen G.J., Barns S., Lane D.J., Pace N.R.* Evolutionary relationships among Cyanobacteria and green chloroplasts // *J. Bacteriology*. 1988. V. 170. P. 3584 - 3592.
- Golubic S.* Organisms that build stromatolites // *Walter M.R. (ed.) Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 113 - 126.
- Golubic S., Hofmann H.J.* Comparison of Holocene and mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // *J. Paleontol.* 1976. V. 50. P. 1074 - 1082.
- Green J.W., Knoll A.H., Golubic S. and Swett K.* Paleobiology of distinctive benthic microfossils from the Upper Proterozoic Limestone-Dolomite "Series", central East Greenland // *Amer. J. Botany*. 1987. V. 62. P. 835 - 852.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from oolites and pisolites of the Upper Proterozoic Eleonora Bay Group, Central East Greenland // *J. Paleontol.* 1988. V. 62. № 6. P. 835 - 852.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora, Belcher Island, Canada: significance and systematics // *J. Paleontol.* 1976. V. 50. № 6. P. 1040 - 1073.
- Kinsmann D.J., Park R.K.* Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf // *Walter M.R. (ed.) Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 421 - 435.
- Knoll A.H.* Microorganisms of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard // *J. Paleontol.* 1984. V. 58. № 1. P. 131 - 162.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and Taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precamb. Res.* 1979. V. 10. № 1. P. 115 - 151.
- Knoll A.H., Butterfield N.J.* New window on Proterozoic life // *Nature*. 1989. V. 337. № 6208. P. 602 - 603.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition // *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* 1995. V. 195. № 1 - 3. P. 289 - 302.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat / lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. № 4. P. 531 - 570.
- 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. № 7. P. 823 - 850.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha and Yudoma Formations of the Siberian platform, USSR // *J. Paleontol.* 1982. V. 56. № 1. P. 42 - 83.
- Monty C.L.V.* Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas // *Ann. Soc. Geol. Belgique*. 1967. V. 90. № 1/3. P. 55 - 100.
- Oehler D.Z.* Microflora of the middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia // *Alcheringa*. 1978. V. 2. № 3/4. P. 269 - 310.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, central Australia // *J. Paleontol.* 1968. V. 42. № 3. P. 651 - 688.
- Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov I.N., Mendelson C.V., Nazarov B.B., Nyberg A.V., Sovietov Yu.K., Yakshin M.S.* Six new stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union // *Precamb. Res.* 1977. V. 4. № 3. P. 269 - 284.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR. Soviet Scientific Rev. Sec. G. Geology. 1991. V. 1. Part 1. New York: Harwood acad. publ. 192 p.
- Sergeev V.N.* Microfossils in cherts from the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation // *Precamb. Res.* 1994. V. 65. № 1. P. 231 - 254.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiak Group, Anabar Uplift, North-eastern Siberia // *J. Paleontol.* 1995. V. 69. Mem. 39. 37 p.
- Strother P.K., Knoll A.H., Barghoorn E.S.* Microorganisms from the Late Precambrian Narssarsuk Formation, North-Western Greenland // *Palaeontology*. 1983. V. 26. Pt 1. P. 1 - 32.
- Vidal G., Nystuen J.P.* Micropaleontology, depositional environments and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290 - A. P. 170 - 211.
- Zang W., Walter M.R.* Latest Proterozoic plankton from the Amadeus Basin in Central Australia // *Nature*. 1989. V. 337. № 6208. P. 642 - 645.
- Zhang Y., Golubic S.* Endolithic microfossils (Cyanophyta) from Early Proterozoic stromatolites, Hebei province, China // *Acta Micropalaeontol. Sinica*. 1987. V. 4. № 1. P. 3 - 15.

Рецензенты М.Б. Бурзин, Б.С. Соколов

УДК 551.736+551.8+56(113.6)

## МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПО СТРАТИГРАФИИ, СОБЫТИЯМ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ ПЕРМИ (г. ГУЙАН, КИТАЙ, 1994) И ВАЖНЕЙШИЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

© 1995 г. Э. Я. Левен\*, Т. А. Грунт\*\*, В. И. Давыдов\*\*\*, В. Р. Лозовский\*\*\*\*, В. А. Черных\*\*\*\*\*

\*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

\*\*Палеонтологический институт РАН, 117321 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

\*\*\*Всероссийский геологический научно-исследовательский институт 109023 Санкт-Петербург, Средний проспект, 72а, Россия

\*\*\*\*Московская государственная геологоразведочная академия 117485 Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия

\*\*\*\*\*Институт геологии Коми НЦ УрО, 167610 Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Республика Коми

Поступила в редакцию 29.11.94 г., получена после доработки 05.05.95 г.

Рассмотрен круг стратиграфических, палеонтологических и палеогеографических проблем, обсуждавшихся на "Международном симпозиуме по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми", состоявшемся осенью 1994 года в г. Гуйане (Китай). В их числе современное состояние проблем о нижней и верхней границах пермской системы, критическая оценка новой стратиграфической шкалы пермской системы, предложенной на заседании Международной подкомиссии по стратиграфии перми (ISPS), прошедшей в рамках симпозиума. Рассмотрен и опубликованный позже модифицированный вариант этой шкалы. Приведено краткое изложение содержания докладов по вопросам палео- и биогеографии перми.

**Ключевые слова.** Пермь, стратиграфия, палеогеография, палеобиогеография.

С 28 по 31 августа 1994 года в г. Гуйане (пров. Гуйчжоу, Китай) состоялся "Международный симпозиум по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми", в работе которого приняло участие 80 делегатов из 12 стран. Ему предшествовала экскурсия на пограничные разрезы морских отложений перми и триаса (Мейшань, Шанси и Хушань). После симпозиума состоялась экскурсия на морские разрезы перми в провинции Гуйчжоу и Гуанси, а также на континентальные разрезы перми и триаса в пров. Синьцзян.

Во время симпозиума работали 4 секции: 1) подразделения и корреляция перми; 2) флора и фауна перми; 3) позднепермское вымирание и раннетриасовая регенерация; 4) пермская седиментология и палеогеография. На них заслушано и продемонстрировано на стендах 73 доклада; более половины из них представлены китайскими специалистами. Основная часть докладов касалась вопросов стратиграфии, к которым был проявлен особый интерес. В значительной степени он был вызван дискуссией по наиболее актуальным проблемам детального расчленения и корреляции пермских отложений, развернувшейся на заседании Международной подкомиссии по стратиграфии перми (ISPS), приуроченной к началу симпозиума. Обсуждались три основных проблемы: 1) нижняя граница пермской системы; 2) новая

схема расчленения пермских отложений на отделы и ярусы; 3) верхняя граница пермской системы. Этой последовательности мы и будем придерживаться при освещении итогов симпозиума и заседания пермской подкомиссии.

**Нижняя граница пермской системы.** Проблема нижней границы перми много лет стояла в повестке дня работы Пермской комиссии МСК. В результате длительного и всестороннего обсуждения она была принята в основании гониатитовой зоны *Svetlanoceras - Juresanites* и фузулинидовой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris - S. fusiformis*. Этот вариант активно обсуждался на конгрессе "Пермская система Земного шара" (Пермь, 1991) и был поддержан большинством участников. Тогда же была организована российско-американская рабочая группа по доизучению стратотипа границы, которым был признан разрез Айдаралаш в Актюбинской области (Казахстан). Материалы работы этой группы, главным образом по седиментологии и конодонтам, существенно дополнили предыдущие исследования и позволили более полно обосновать предлагаемую границу, которая теперь находит место и в конодонтовой шкале.

На заседании Подкомиссии по стратиграфии перми (ISPS) от имени рабочей группы выступил В.И. Давыдов (Россия), изложивший результаты ее деятельности и предложивший принять реше-

ние о закреплении российского варианта границы карбона и перми в качестве мирового стандарта. За признание южноуральского разреза Айдаралаш стратотипом границы карбона и перми с фиксацией последней в подошве слоя 19/17 высказались и американские специалисты К. Спиноза, В. Сneider и Р. Белаский (Spinosa, Snyder & Belasky, ISP'94, Abstracts). Это предложение было поддержано всеми участниками заседания. Теперь, согласно существующей процедуре, будет проведен заочный опрос действительных членов ISPS и при положительном итоге голосования (не менее 60% голосов "за"), все материалы по предлагаемой границе будут переданы в Международную стратиграфическую комиссию (ICS). Предполагается, что в 1996 году на XXX Международном геологическом конгрессе в Китае эта граница будет утверждена в качестве глобального стандарта.

На симпозиуме границе карбона и перми было посвящено несколько докладов. Рассмотренный выше вариант был поддержан в докладе американских палеонтологов (Boardman, Nestell, Wardlaw; ISP'94, Abstracts), установивших ее по конодонтам в разрезах Канзаса. Тем самым показана возможность идентификации южноуральского варианта границы в пределах Мидконтинента, что и обеспечило его принятие американской делегацией.

Несколько иной подход к каменноугольно-пермской границе продемонстрировали китайские специалисты (Chen Gen-bao et al.; Sun Qiao-li; Xia Guoying et al.; ISP'94, Abstracts), предлагавшие проводить ее по появлению субсферических фузулинид, формально называемых ими "Pseudoschwagerina". В большинстве разрезов Китая эта граница примерно отвечает основанию зоны *Daixina bosbytaensis* - *D. gobusta*, то есть проходит ниже, чем в рассмотренном выше варианте. Близкая точка зрения высказана и в докладе З.П. Михайловой и В.А. Черных (Институт геологии РАН, Сыктывкар), определившими границу карбона и перми в подошве подзоны *Daixina gobusta*, которая включена ими в зону *Sphaeroschwagerina vulgaris* - *S. fusiformis*. Напомним, что этот вариант в свое время обсуждался комиссией МСК по пермской системе и был отвергнут после многолетних дискуссий и специальных исследований.

**Шкала пермской системы.** На заседании ISPS Джин Юганом (Jin Yugan), Шэн Джинцаном (Sheng Jinzhang, Китай), Б. Гленистером (B. Glenister, США) и Г.В. Котляр (Россия) была представлена на рассмотрение новая хроностратиграфическая схема пермской системы, в отличие от традиционной уральской, целиком основанная на разрезах морских отложений. Схема и ее обоснование опубликованы в сборнике материалов, специально приуроченном к открытию симпозиума ("Palaeo-world 4"; Jin Yugan et al., 1994a). Она выглядит следующим образом (табл. 1).

Авторы схемы предложили принять ее в качестве основы для разработки общей хронострати-

**Таблица 1.** Хроностратиграфическая схема перми (вариант; обсуждавшийся на ISPS)

Система	Отдел	Ярус
Пермская	Лопинский	Чансиньский
		Джюльфинский (Уцзяпинский)
	Гваделупский	Кэптэнский
		Вордский
		Рoadский
	Чисянский (Каседральский)	Кубергандинский
		Болорский
	Уральский	Артинский
		Сакмарский
		Ассельский

графической шкалы. Важнейшие доводы в пользу такого решения следующие: 1) схема целиком базируется на разрезах морских отложений; 2) она имеет хорошее палеонтологическое обоснование; все границы фиксированы по конодонтам; 3) схема носит компромиссный характер и должна удовлетворять большинство заинтересованных сторон.

В ходе дискуссии активной поддержки схема не получила. Против выступили А. Боу (A. Baud, Швейцария), Д.М. Дикинз (J.M. Dickins, Австралия) и Э.Я. Левен (Россия). При голосовании 9 участников, включая авторов схемы, а также председателя Бюро Международной стратиграфической комиссии Дж. Ремане (J. Remane) и ее Генерального секретаря К. Горбандта (C.H. Gohrbandt) высказались "за"; 4 – "против" и 15 участников от голосования воздержались. В результате схема не была принята.

Негативное отношение к схеме, хотя ни у кого не вызвала сомнений сама необходимость создания "морской" единой шкалы пермской системы, обусловлено рядом причин и, в первую очередь, ее недоработанностью и противоречивостью. Основные возражения, выдвинутые при обсуждении схемы, можно свести к нескольким положениям:

1. Схема в значительной степени формальна и не отражает естественных событий пермской истории, что особенно относится к делению системы на отделы. В связи с этим необходимо кратко остановиться на истории вопроса. В 1991 году на конгрессе в г. Перми американской делегацией была предложена трехчленная схема деления перми (Glenister et al., 1992). В качестве среднего был назван Гваделупский отдел со стратотипом в Техасе. Тогда же Э.Я. Левеном (Leven, 1992) в качестве альтернативной предложена четырехчленная схема. В ней границы отделов отвечают крупным биотическим перестройкам, связанным с глобально выраженными регрессиями и сменяющимися их трансгрессиями. Такие регрессии приурочены к началу яхташского (артинского),

кубергандинского и джультинского веков. Отделы объединены в два надотдела, границы между которыми совпадают с общепринятой границей отделов двучленной шкалы. Это сохраняет преемственность новой шкалы с традиционной.

В схеме, предложенной для рассмотрения в Гуйане, пермь также подразделяется на 4 отдела, однако, границы между ними оторваны от событийной основы. Так, граница Уральского и Чисянского отделов, проводимая между артинским и кунгурским (яхташским и болорским в тетической шкале) ярусами, ни с какими существенными событиями, будь то биотические или абиотические, не связана. То же справедливо для границы Чисянского и Гваделупского отделов. Вместе с тем, крупнейшая биотическая перестройка на рубеже болорского и кубергандинского веков в предлагаемом варианте обозначена лишь границей ярусного ранга.

2. Ориентированная исключительно на конодонты, предлагаемая схема часто вступает в противоречие с данными по другим группам фауны. Особенно это относится к положению роадского яруса над кубергандинским, хотя в основании последнего давно известны находки аммоноидей, которых специалисты склонны сопоставлять с роадскими (Леонова, Дмитриев, 1989). Помещая роадский ярус выше кубергандинского, авторы схемы ориентировались на находки конодонтов (*Mesogondolella pankingensis*) в нижней трети мургабского яруса тетической шкалы, перекрывающего кубергандинский (в американских разрезах эти формы под названием *Mesogondolella septata* указываются из формации Роад). Эти конодонты обнаружены в южнокитайских разрезах, один из которых (Luodian) был продемонстрирован во время экскурсий. Непосредственное знакомство с ним дает основание предполагать возможность перетолкования как фузулинид, так и конодонтов на уровне кубергандинского яруса. К такому выводу во время экскурсии пришли специалисты по конодонтам Х. Коцур (H. Kozur) и Б. Вардлау (B. Wardlaw) после знакомства с материалами по этой группе ископаемых. Очевидно, что устранить имеющиеся противоречия могут только дополнительные исследования. Они тем более необходимы, что от того или иного решения зависит не только соотношение двух ярусов, но и границы отделов и, в конечном счете, их число. Так, если кубергандинский и роадский ярусы окажутся одновозрастными, объем Чисянского отдела сузится до одного болорского (кунгурского) яруса, что поставит под сомнение саму необходимость выделения отдела.

Противоречивы данные по верхней границе Гваделупского отдела. Только по конодонтам обсуждаются 3 варианта его взаимоотношений с Лопинским отделом. Один из них даже предусматривает необходимость выделения между кэптэнским и джультинским (уцзяпинским) ярусами нового яруса (Kozur, 1994; Mei Shilong et al., 1994).

Не менее противоречивы данные и по другим группам морских организмов. Так, кэптэнские (или мидийские) аммоноидеи зоны *Timorites* во многих разрезах отмечены в слоях, относимых по конодонтам к ярусу уцзяпин. (Zhou Zuren, 1994). То же самое можно сказать и о слоях Калабах Соляного кряжа, содержащих многочисленных брахиопод, явно более древних, чем джультинские. В то же время, конодонты из формации Калабах определяются как джультинские (Jin Yugan et al., 1993). Вызвал разногласия вопрос о стратиграфическом положении фузулинидовой зоны *Lepidolina kumaensis*. Г.В. Котляр (ВСЕГЕИ) в своем докладе привела ряд доказательств ее доуцзяпинского (мидийского) возраста. Главное из них – находка *L. kumaensis* в доуцзяпинской формации Маокоу. Однако с этим аргументом не согласился Э.Я. Левен. По его мнению, формы, описанные Руи Линем (Rui Lin, 1983) как *L. kumaensis*, более примитивны и должны быть отнесены к другому виду. Исходя из этого, допускается возможность принадлежности зоны *Lepidolina kumaensis* к нижней половине яруса уцзяпин.

3. Предлагаемая схема имеет “сборный” характер. Нижний отдел основан на Уральских разрезах, Чисянский и Лопинский – на Тетических и, наконец, Гваделупский – на разрезах Северной Америки. Операция по “вырезанию” части Тетической шкалы и замене ее американским Гваделупским отделом с составляющими его ярусами большинству специалистов представляется неоправданной, т.к. вызывает много затруднений, связанных с прослеживанием американских ярусов в Евро-Азиатских бассейнах. Кроме того, соседствующее положение Палеотетиса с бассейнами Бореальной и Нотальной климатических зон создает лучшие предпосылки для детальных корреляций в пределах Евразии. Последнее обстоятельство особо подчеркивалось в докладе Т.А. Грунт (ПИН РАН). По ее мнению, разрезы Североамериканских бассейнов Тропической климатической зоны характеризуются высокой степенью биогеографической изоляции вследствие их терминального географического положения. Биота этих бассейнов отличается чрезвычайно высокой степенью эндемизма, а основные группы морских беспозвоночных обладают специфическими скоростями эволюции. Этими обстоятельствами обусловлены крайне низкие корреляционные возможности Североамериканских разрезов, несмотря на их полноту и богатую фаунистическую характеристику.

Приведенные возражения касаются наиболее крупных недостатков схемы, которые этим не ограничиваются. По мнению большинства участников симпозиума противоречивость предлагаемой схемы требует дальнейшей работы над ней. Пospешность здесь неуместна, и рассмотрению схемы на ISPS должно предшествовать согласование корреляционных схем. Лишь после этого

Таблица 2. Хроностратиграфическая схема перми (исправленный вариант)

Система, отдел, ярус		Аммонитовые зоны	Конодонтные зоны	Фузулинидовые зоны			
Верхняя пермь	Триас	Ophiceras	Hindeodus parvus				
		Otoceras					
	Лопинский	Чансиньский	Rotodiscoceras	Clarkina changxingensis	Palaeofusulina sinensis		
			Pseudotirotilites-Pleuronodoceras		C. subcarinata	P. minima	
			Pseudostephanites-Tapachanites				
			Paratirolites-Shevyrevites				
	Iranites-Phisonites						
	Уцзяпинский	Sanyangites	C. orientalis	Gallowayinella meitiensis			
		Araoceras-Konglingites	C. transcaucasica	Nanlingella simplex-Codonofusiella kwangiana			
	Гваделупский	Кэптэнский	Anderssonoceras-Protoceras	C. leveni			
			Roadoceras-Doulingoceras	C. assymetrica			
				C. dukouensis			
			C. postbitteri				
Вордский	Ваагенцерас	Timorites	M. xuanhanensis	Paraboultonia	Yabeina-Lepidolina		
			M. prexuanhanensis	Reichelina			
			M. altudaensis	Paradoxiella			
Родский	Дамарезитес		M. shannoni	Polydiexodina			
		Paraceltites elegans	M. postserrata	Codonofusiella	N. margaritae		
Ленэрдский	Каседральский	Stacheoceras discoidale	M. aserrata	P. antimonioensis	N. deprati		
		Sosiocrimites		P. sellardsi	N. simplex		
	Perrinites ex gr. hilli	M. nankingensis	P. rothi	C. cutalensis			
			P. boesei	M. ovalis			
Хесский	Pseudovidrioceras dunbari	N. sulcopicatus	P. fontaini	M. parvicostata			
	P. compressus	M. zsuzsannae	P. durhami	M. claudiae			
Предуральский	Сакмарский	Propinacoceras busterense	N. prayi	P. setum			
			N. idahoensis	P. leonardensis			
			N. pnevi/N. exsculptus/ M. gujioensis	Skinnerella spp.	B. dyhrenfurthi		
Ассельский	Уралоцерас	Uraloceras fedorovi	N. pequopensis	Schwagerina spp.			
		Aktubinskia notabilis	S. whitei-M. bisselli	P. sollidissima	Ch. vulgaris		
		Artinskia artiensis		Ps. juresanensis	Pamirina		
Ассельский	Светланоцерас	Sakmarites inflatus	M. longifolia	Ps. pedissequa	Ch. solita		
				Ps. uralensis	R. schellwieni-Paraschw. mira		
		Svetlanoceras strigosum		Ps. verneuili			
Ассельский	S. serpentinum		S. postfusum	Ps. moelleri			
			S. fusum				
			S. constrictum				
			S. barskovi				
Ассельский	S. primore			Sphaeroschw. sphaerica-Ps. firma			
				Sphaeroschw. moelleri-Ps. firma			
				Sphaeroschw. vulgaris-S. fusiformis			

можно решать вопросы о количестве ярусов и отделов, а затем, опираясь на принцип приоритета, присваивать им те или иные наименования.

Справедливость сказанного иллюстрирует новый вариант схемы, опубликованный всего лишь через 2 месяца после окончания симпозиума (Jin Yugan et al., 1994b). В схему введены значительные изменения, выражающиеся в следующем (табл. 2):

1) пермская система подразделена на 2 надотдела и 4 отдела в соответствии с сделанным ранее предложением Э.Я. Левена;

2) чияньский отдел переименован в ленэрдский, а болорский и кубергандинский ярусы в хесский и каседральский;

3) ярусы хесский, каседральский и роадский скоррелированы с фузулинидовыми зонами, составляющими болорский (зоны *V. dyhrenfurthi* - *M. parvicostata*) и кубергандинский (зоны *M. ovalis* - *C. cutalensis*) ярусы тетической шкалы.

Как можно видеть, изменения весьма существенные, хотя очевидно, что авторы нового варианта схемы использовали те же данные, какие и при разработке первого варианта, но интерпретировали их по-иному, с учетом прозвучавшей на симпозиуме критики. Легкость, с какой это сделано, свидетельствует о недостаточно жестком контроле фактическим материалом, которого еще явно не хватает для однозначных выводов. Следует также отметить отход от правила приоритета при введении в схему ярусных наименований, заимствованных из североамериканской шкалы. При той корреляции с фузулинидовыми зонами, которая дана в предлагаемой схеме, ленэрдский отдел в точности отвечает болорскому ярусу, а роадский, вордский и кэптэнский ярусы соответственно кубергандинскому, мургабскому и мидийскому ярусам тетической шкалы (Левен, 1980). Если же это так, в схеме должны быть использованы не американские названия, а тетические, имеющие несомненный приоритет.

В докладах на симпозиуме вопросы пермской шкалы непосредственно не затрагивались. Лишь Б. Гленистер (B. Glenister; ISP'94, Abstracts) выступил с обоснованием общей концепции шкалы, опирающейся на фиксированные конодонтовые границы. Его предложения отличаются от рассмотренного выше варианта лишь в части Чияньского отдела, который, по его мнению, должен, как и Гваделупский, базироваться на американских разрезах и именоваться Каседральским.

С точки зрения рассматриваемых вопросов наиболее интересными были доклады, содержащие новые материалы палеонтологического и биостратиграфического характера. Особенно много новой информации содержалось в докладах китайских специалистов, работающих в последние годы очень интенсивно. Прежде всего, можно отметить доклад Джин Югана и др. (Jin Yugan et al., 1994), посвященный границе формаций Маокоу и

Уцзяпин, Мей Шилонга (Mei Shilong et al.), а также Ван Цихао (Wang Zhihao), посвященных конодонтам, Сун Чаоли (Sun Qiaoli) и Жю Жили совместно с Цан Линхином (Zhu Zili and Zhang Linxin), посвященных фузулинидам (ISR'94, Abstracts). Интересную информацию содержали доклады В.И. Давыдова (Россия) о фузулинидовой зональности мургабского и мидийского ярусов, Х. Коцура (H. Kozur, Венгрия) о стратиграфии формации Лопин, М. Эхино (M. Echiro, Япония) об аммоноидеях горного массива Китаками, Б. Вардлау (B. Wardlaw) из США о конодонтах формации Каседрал и ряд других (ISP'94, Abstracts). Обобщая, следует подчеркнуть большой интерес к изучению конодонтов. Это в ряде случаев позволяет обсуждать возможность прямых корреляций разрезов Тетиса и Северной Америки. Однако данные по этой группе ископаемых очень плохо увязываются с данными по другим группам, в частности, по фузулинидам, на которых, в основном, строится стратиграфическая шкала перми Тетиса. Это создает большие трудности при попытках создать общую шкалу, что и проявилось очень отчетливо при ее обсуждении на ISPS.

*Верхняя граница пермской системы.* Решением этой проблемы занималась специально созданная в рамках Пермской и Триасовой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии "Рабочая группа по границе перми и триаса" (PTBWG), возглавляемая с 1992 г. известным китайским палеонтологом Ин Хонфу (Yin Hongfu). Последний выступил на симпозиуме с большим докладом, опубликованным в сборнике "Palaeoworld" (Yin Hongfu, 1994). Как известно, граница перми и триаса традиционно помещается в основании слоев с *Otoceras woodwardi* Гималаев. В разрезах Бореальных бассейнов (Арктическая Канада, Восточная Гренландия, Шпицберген, Северо-Восточная Сибирь) и вдоль северного шельфа Гондваны (Гималаи, Южный Тибет) слой с *Otoceras* несогласно залегают на разновозрастных пермских отложениях. Часто в разрезах значительная часть верхней перми может отсутствовать. Согласно правилам Международного стратиграфического кодекса "Точка глобального стратотипа границы" (GSSP) не может быть установлена в разрезах, содержащих значительные стратиграфические перерывы. Поэтому в качестве стратотипа границы перми и триаса Ин Хонфу предложил Мейшаньский разрез Южного Китая, провинция Чансинь (Changxin), содержащий непрерывную последовательность чансиньско-грисбахских слоев. В этом разрезе снизу вверх выделяются следующие подразделения: 1) зона *Paratirolites*; 2) зона *Pseudotirolites* - *Pleuronodoceras*; 3) пограничные аргиллиты (boundary claybed) с чансиньскими конодонтами; 4) нижняя зона *Otoceras woodwardi* или зона *Otoceras latilobatum*; 5) зона *Hindeodus parvus*; 6) *Isacicella isarcica* - *Claraia* - *Ophiceras* акме-зона. Аналогии их легко установ-

ливаются во многих тетических разрезах. Точку глобального стратотипа границы Ин Хонфу предлагает провести в основании конодонтовой зоны *Hindeodus parvus*; подошва же зоны *Otoceras* рассматривается им как вспомогательный репер.

При обсуждении данного вопроса на заседании РТВWG, состоявшемся 29 августа, подавляющее большинство присутствующих поддержало точку зрения Ин Хонфу в отношении выбора Мейшаньского разреза в качестве стратотипа границы. Лишь А. Боу (А. Baud, Швейцария) высказался в пользу кашмирского разреза Гирул Равин. В отношении же точного выбора самого репера границы мнения разделились. Часть исследователей поддержала вариант, предложенный Ин Хонфу. В частности, Х. Коцур вновь привлек внимание к своей известной точке зрения об одновозрастности слоев с *Otoceras* и верхней части чансиньских отложений (от зоны *Tapashanites* до *Rotodiscoceras/Pleuonodoceras* включительно). Эта точка зрения основана на наличии в отоцерасовых слоях чансиньских конодонтов. Однако недавно канадский специалист М. Оршард (M.J. Orchard, 1994) поставил под сомнение выводы Коцура. Его исследования показали, что в разрезе Селонг Южного Тибета *H. parvus* появляется с основания отоцерасовых слоев (в зоне *O. latilobatum*), являющейся эквивалентом нижней зоны *Otoceras concavum* триасового разреза Арктической Канады. Изучение конодонтов из пограничных пермо-триасовых отложений многих тетических разрезов привело его к заключению, что одновозрастность отоцерасовых слоев и верхов чансиньского (дорашамского) яруса остается недоказанной. В то же время, в докладе К. Ванга с соавторами (K. Wang, H.H.J. Geldsetzer, H.R. Krouse, Канада; ISP'94, Abstracts) были продемонстрированы слайды разреза Селонг, на которых отчетливо видно несогласие в основании слоев с *O. latilobatum*, где обнаружен *H. parvus*. В ходе дискуссии высказывались мнения о возможности переотложения здесь конодонтов. Однако В.Р. Лозовский (Россия) считает, что переотложение не может иметь отношения к *H. parvus*, который в более древних, чем отоцерасовые, слоях не встречается.

Точку зрения, не совпадающую с выводами Рабочей группы по границе перми и триаса, высказали Дж. Дикин (J.M. Dickins, Австралия), В.Р. Лозовский и ряд других. По их мнению граница традиционно должна оставаться в подошве отоцерасовых слоев. В выступлении В.Р. Лозовского подчеркивалось, что проведение границы в основании слоев с *H. parvus* создаст непреодолимые трудности при ее установлении в морских разрезах бореальных бассейнов, а также в континентальных фациях. Поэтому было высказано мнение о возможности проведения границы в подошве "Mixed bed 1" (black clay). Хотя в этом маломощном (6 см) слое пиритсодержащих черных глин, резко контрастирующих с нижележащими

пермскими породами, еще встречаются пермские брахиоподы, конодонты и аммоноидеи *Pseudogastrioceras* sp., здесь впервые отмечено появление триасовых аммоноидей. Наряду с *Otoceras* ?sp., здесь найдены *Hypophiceras* cf. *martini* Trumphy и *H. changxingensis* Wang. Последние два вида отнесены А.А. Шевыревым (1990) к роду *Metophiceras*, появившемуся наряду с *Otoceras* во многих разрезах бореальных и тетических бассейнов. Внешне сходные с пермскими ксенодисцидами, с которыми они иногда ошибочно объединяются в одно семейство, эти формы резко отличны от пермских типом развития лопастной линии, лежащим в основе онтогенеза всех триасовых аммоноидей.

В заключительном слове Ин Хонфу остановился на проблеме соотношения аммонитовой и конодонтовой шкал. Фактически, от того, какой из них будет отдано предпочтение, будет зависеть и решение вопроса о границе перми и триаса. Письменный опрос членов SCPS по этому поводу предполагается провести в ближайшее время.

В ряде докладов приведены новые данные о пограничных разрезах перми различных регионов мира: Британской Колумбии и Канады (K. Wang, H. Geldsetzer, H. Krouse), Ирана (F. Goldshani, H. Partoazar), Северного Вьетнама (Dang Tran Huyen), Селонга (H. Geldsetzer, а также совместный доклад китайских палеонтологов Шен Шу Цонга и Джин Югана), различных районов Южного Китая (Lai Xulong et al., Zhu Xiangshui et al., Yin Hongfu – ISP'94, Abstracts).

Особо следует отметить интересный доклад Г. Вуда и Г. Мангеруда (G. Wood, G. Mangerud; ISP'94, Abstracts) о зафиксированном во многих районах мира (Гренландия, Арктическая Канада, Шпицберген, Южные Альпы, Россия, Китай, Австралия, Израиль, Тунис) т.н. "грибного эпизода" в пограничных отложениях перми и триаса. В спорово-пыльцевых комплексах этого возрастного интервала отмечается большое количество нитевидных грибовидных остатков *Tumphanicysta stochiana* и др. Здесь же отмечена отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  и уменьшение содержания  $\delta^{18}\text{O}$ . Это явление объясняется авторами, как следствие позднепермской регрессии, вызвавшей осушение значительных пространств шельфа. Последовавшее за этим окисление органического углерода вызвало увеличение содержания в системе океан/атмосфера углекислого газа и уменьшение количества кислорода, что благоприятно сказалось на массовом развитии грибов.

*Проблемы палеогеографии и биогеографии перми.* Во всех докладах, посвященных особенностям расселения тех или иных групп морских организмов или наземной флоры, использовались мобилистские реконструкции. Большинство авторов основывалось на схемах К. Скотиза и В. МакКерроу (Scotese, McKerrow, 1990) с теми или иными модификациями. Австралийский палеонтолог Г. Ши (G.R. Shi) рассмотрел некоторые общие аспекты

пермской морской биогеографии на примере Западной Пацифики и биполярности пермских морских фаун. Наиболее важными, по его мнению, являются проблемы иерархии и номенклатуры биогеографических подразделений, вопросы эволюции провинций и изменения их границ. Ряд докладов содержал анализ хронологии тех или иных групп морских беспозвоночных. Среди них: М. Эхиро (M. Echiro, Япония) и Ма Юнвен (Ma Junwen, Китай) – амmonoидеи; Е.Х. Гилмор и Л.М. Нейенс (E.H. Gilmor, L.M. Neyens, США) – мшанки; Т.А. Грунт (Россия) – брахиоподы (ISP'94, Abstracts). Целая серия докладов была посвящена седиментологии и палеогеографии Перигондваны в целом или ее отдельных частей. Так, китайский палеонтолог Лиу Гуанхиа (Liu Guanghيا) свой доклад посвятил особенностям пермского осадконакопления на территории горных структур Тибета и Гималаев. Автор подчеркнул, что на протяжении ранней и начала поздней перми эти районы представляли собой микроконтиненты, характеризовавшиеся осадконакоплением, а также фаунистическими и флористическими комплексами, типичными для Гондванского суперконтинента и его шельфа. Швейцарский геолог А. Боу (A. Boad) рассмотрел палеогеографию Северного Индостана, включая территории Высоких и Низких Гималаев, Чамбы, Непала, Кашмира на протяжении поздней перми в период формирования активной рифтовой зоны на этой территории и закладки океанического бассейна Неотетиса. Австралийский исследователь И. Меткалф (I. Metcalf) рассмотрел палеогеографию Восточной и Юго-Восточной Азии как историю продвижения серии террейнов от побережья Гондваны, частью которой они являлись на протяжении позднего карбона - ранней перми, в направлении экватора, где впоследствии из них сформировался единый Азиатский тектонический блок. В виде серии микроконтинентов, находящихся между собой в сложных соотношениях представил палеогеографию Восточной Азии Ни Шанью (Ni Shangyou, США). Несколько докладов китайских исследователей было посвящено вопросам седиментологического анализа и палеогеографии территории Китая в целом, а также отдельных его частей (Feng Zengzhao et al.; Jiang Nayan et al.; Liu Fa, Zhang Chuanbo; Song Weihai, Song Jiarong; Wang Yue, Jin Yugan; Zhang Zuqi; ISP'94, Abstracts).

Не останавливаясь на детальном анализе содержания названных докладов, можно отметить только, что представления о Катазии, как о едином континентальном блоке, которые были популярны около 10 лет назад, оказались дезавуированы. Исследования последних лет показали, что территория Китая и сопредельных областей в пермский период представляла собой чрезвычайно сложную систему террейнов, островных дуг и морских бассейнов, конфигурации которых будет уточняться

в процессе продолжающихся исследований. Палеогеография территории Северного Урала в ранней перми рассмотрена в докладе В.А. Черных (Россия).

Доклады китайских палеоботаников (Shen Guanglong, Wang Yongdong; ISP'94, Abstracts) посвящен детальному палеофлористическому районированию территории Китая, где для раннепермской эпохи выделены Субангарское, Еврамерийское (Таримская плита), Гондванское (Южный Тибет) и Катазиатское царства. Последнее подразделяется на Северное и Южное подцарства; в свою очередь, в их составе обособляется ряд провинций. В поздней перми гондванская флора на территории Китая исчезает, а субангарская распространяется к югу, захватывая Тарим и Горы Наньшань. Граница между Катазиатским и Ангарским царствами обсуждалась в докладе китайских палеонтологов Ми Жяorong, Jin Jianhua. Как известно, согласно мобилистским концепциям, области развития этих флор принадлежат разным тектоническим блокам, разделявшимся океаническим пространством. Однако авторы приходят к выводу об их сравнительной близости; по их мнению, названные области разделялись лишь горной системой Иньшань, а также ее восточным и западным продолжением. Китайский палеонтолог Yang Weiping продемонстрировал большое сходство палинокомплексов из нижнепермских отложений блока Тенгчонг западного Юннаня со спектрами из одновозрастных образований различных частей Гондваны. Возраст их, вероятнее всего, сакмарско-артинский.

Проблемам стратиграфии континентальной перми в работе симпозиума было уделено относительно меньше внимания. На заседании Пермской подкомиссии (ISPS) выступил председатель рабочей группы по “Континентальной последовательности перми и границе перми и триаса” В.Р. Лозовский. Эта группа, созданная на конференции “Пангея от карбона до юры” в Калгари в 1993 г., призвана решать следующие задачи: 1) активизировать изучение различных групп континентальной фауны и флоры в разных регионах мира; 2) стимулировать создание региональных биостратиграфических схем прежде всего по таким группам, как тетраподы, рыбы, конхостраки, остракоды, насекомые, флора, миоспоры, харофиты. Специалисты по этим группам приглашаются к сотрудничеству в этом направлении; 3) чрезвычайно актуальным представляется создание мирового континентального стратиграфического эталона, параллельно разрабатываемому в настоящее время морскому; 4) установление наиболее полной и непрерывной последовательности пермских и триасовых отложений в континентальных сериях с целью выбора GSSP.

Поскольку, согласно правилам Международной стратиграфической комиссии, вопрос о границах между системами лежит в компетенции более “молодой” подкомиссии, в данном случае

Триасовой (SCTS), эта задача должна решаться в тесном взаимодействии с созданной в 1992 г. "Рабочей группой по границе перми и триаса и по континентальной шкале триаса" (в рамках SCTS) под председательством американского специалиста Спенсера Лукаса (Spenser Lukas). Первое заседание Рабочей группы планируется провести во время XIII Международного каменноугольно-пермского конгресса, который состоится в г. Кракове (Польша) с 28 августа по 2 сентября 1995 г.

Проблемам выбора P/TGSSP в континентальных отложениях был посвящен доклад В.Р. Лозовского. Автор присоединился к точке зрения Zheng Wucheng и S. Lucas (1993) о возможности ее выбора в разрезах антиклинали Далонгкоу Джимсарского бассейна (Синьцзян), где граница проходит внутри красноцветной формации Гуодикен (Guodiken). В качестве другого разреза может быть рекомендован разрез в бассейне среднего течения р. Ветлуги на Восточно-Европейской платформе, в котором пограничные слои перми и триаса охарактеризованы наземными позвоночными, остракодами, конхостраками, пресноводными моллюсками, миоспоровыми комплексами. В обоих разрезах отмечена сходная последовательность фаунистических комплексов, однако, восточно-европейский разрез обладает большими корреляционными возможностями, позволяющими однозначно сопоставлять низы вохминского горизонта ветлужской серии с отоцерасовыми слоями Восточной Гренландии.

В докладе польских стратиграфов (А. Fialkowska, М. Kuleta; ISP'94, Abstracts) приведены интересные данные о пограничных слоях перми и триаса в Южной Польше. Здесь отмечается смена регрессивного цикла пермского Цехштейна трансгрессивным (низы Бунтзандштейна) нижнего триаса. Г. Джонсон (G.D. Johnson, США) на примере отложений группы Вичита (Техас) продемонстрировал хорошие корреляционные возможности континентальных и мелководно-морских фацис с использованием микроостатков (зубов, чешуи, ихтиодорулитов) хрящевых рыб.

Интересный совместный доклад канадского специалиста Дж. Уттинга (Канада, J. Utting), Н.К. Есауловой и М.Н. Григорьевой (Россия) был посвящен корреляции казанских отложений стратотипической области (Татарстан) и острова Колгуева с вордскими отложениями Канадского Арктического архипелага; палинокомплексы Колгуева и Канадской Арктики более сходны между собой, чем с одновозрастными комплексами стратотипического района. Хотя все три местонахождения относятся к Субангарской флористической провинции, авторы предполагают, что территория Татарстана характеризовалась жарким и сухим климатом, в то время как районы Канадской Арктики располагались в зоне холодного и сухого климата с его периодической гумидиза-

цией. В то же время, южная часть Баренцева моря отличалась довольно влажным климатом.

В заключение авторы выражают свою глубокую благодарность Оргкомитету совещания и Международному научному фонду (ISF) за предоставленную возможность принять участие в "Международном симпозиуме по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис // Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.
- Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59 - 75.
- Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира // М.: Наука, 1989. 198 с.
- Шевырев А.А. Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса // Тр. ПИН РАН. Т. 241. М., 1990. 179 с.
- Glenister B.F. et al. The Guadalupian: proposed international standard for a Middle Permian Series // Internat. Geol. Rev. 1992. V. 34. № 9. P. 657 - 688.
- International Symposium on Permian Stratigraphy, Environments and Resources (ISP'94) with International Meetings of Pangea Project GSGP. IGCP 306 and 359. Abstr. Guiyang, China, 1994. 51p.
- Jin Yugan, Mei Silong and Zhu Zili. The potential stratigraphic levels for Guadalupian-Lopingian boundary // Permophiles. 1993. № 23. P. 17 - 20.
- Jin Yugan, B.F. Glenister, G.V. Kotlyar, Sheng Jinzhang. An operational scheme of Permian chronostratigraphy // "Palaeoworld 4". V. 1. Palaeontol. Stratigr. 1994a. Nanjing Univ. Press. P. 1 - 13.
- Jin Yugan, Sheng Jinzhang, Glenister B.F. et al. Revised operational scheme of Permian chronostratigraphy // Permophiles. 1994b. № 25. P. 12 - 15.
- Kozur H. The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments // Zbl. Geol. Palaeont. 1989. Teil 1. S. 1245 - 1277.
- Kozur H. Permian pelagic and shallow-water conodont zonation // Permophiles. 1994. № 24. P. 16 - 18.
- Leven E.Ja. The division of Permian system at a series level // Permophiles. 1992. № 21. P. 8 - 10.
- Lozovsky V.R. Continental sequence of Permian and P/T boundary Working group // Permophiles. 1994. № 25. P. 9 - 11.
- Mei Shilong, Jin Yugan, Wardlaw B.R. Succession of conodont zones from the Permian "Kuhfeng" Formation, Xuanhan, Sichuan and its implication in global correlation // Acta Palaeontol. Sinica. 1994. V. 33. № 1. P. 1 - 23.
- Orchard M.J. Conodonts from Otoceras beds: are they Permian? // Permophiles. 1994. № 24. P. 49 - 51.
- Rui Lin. On the *Lepidolina kumaensis* fusulinacean fauna // Bull. Nanjing Inst. Geol., Paleont. Acad. Sinica. 1983. V. 6. № 6. P. 249 - 270.
- Scotese C.R., McKerrow W.C. Revised World maps and introduction. Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography // Geol. Soc. Member. 1990. № 12. P. 1 - 21.
- Yin Hongfu. Reassessment of the index fossils at the Paleozoic-Mesozoic boundary // Palaeoworld. 1994. № 4. P. 153 - 171.
- Zhou Zuren (1994). On the study of the boundary strata between Guadalupian and Lopingian Series. Permophiles, № 24. P. 24 - 26.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК (092):55

**ОЛЬГА ИВАНОВНА НИКИФОРОВА**

(1905 - 1994)



30 декабря 1994 г. в Санкт-Петербурге за полгода до своего 90-летия скончалась Ольга Ивановна Никифорова, всемирно известный палеонтолог и стратиграф, крупнейший специалист по палеозойским брахиоподам и стратиграфии силура, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) им. А.П.Карпинского.

О.И. Никифорова родилась 18 июня 1905 г. в селе Варваринском Оренбургской губернии (ныне республика Башкортостан) в семье крестьян. После окончания средней школы, в 1924 г. поступила в Ленинградский географический институт, объединенный в дальнейшем с Государственным университетом, который закончила в 1930 г. В 1929 г. начала свою трудовую деятельность в Геологическом комитете, переименованном позже в ЦНИГРИ, а затем во ВСЕГЕИ, где и проработала более 60 лет.

На формирование научных представлений О.И. Никифоровой в то время большое влияние оказал крупный деятель отечественной науки Д.В. Наливкин, которого Ольга Ивановна счита-

ла своим учителем. Под его руководством она сразу же окунулась в самостоятельную работу: неоднократно участвовала в различных экспедициях, работавших в Средней Азии и на Украине, проводила полевые исследования по изучению и увязке стратиграфических разрезов силурийских и нижнедевонских отложений этих регионов, одновременно монографически обрабатывала палеонтологический материал, ранее почти неизученный и неизвестный в русской геологической литературе, собранный лично и привезенный геолого-поисковыми партиями из северных регионов страны – с Новой Земли, о. Вайгач, Сибири. Итогом многосторонней интенсивной и плодотворной деятельности О.И. Никифоровой в довоенный период явился ряд сводных очерков по стратиграфии верхнесилурийских отложений Казахстана, Узбекистана, Новой Земли и Подолии, монография по брахиоподам верхнего силура среднеазиатской части СССР (1937 г.), которая легла в основу кандидатской диссертации (1939).

В годы Великой Отечественной войны О.И. Никифорова работала на Урале в Алмазной экспедиции, где решались практические вопросы геологии. В 1944 г. она возвратилась в Ленинград, во ВСЕГЕИ, и возобновила систематические исследования по палеозойским отложениям. Ею написаны десятки работ по стратиграфии и палеонтологии, познакомивших специалистов с богатейшей силурийской арктической фауной, с силурийскими разрезами Подолии, Таджикистана, Узбекистана, Киргизии, Сибирской платформы, до нее почти неизученными. Среди них большое практическое значение имели полевые атласы: по брахиоподам верхнего силура Киргизии (1949), по фауне ордовика и силура Сибирской платформы (1955); "Атлас руководящих форм, т. II. Силурийская система (брахиоподы верхнего силура СССР)" (1949).

Классические труды по стратиграфии и брахиоподам силурийских отложений Подолии (1954) и по стратиграфии и брахиоподам ордовика и силура Сибирской платформы (в соавторстве с О.Н. Андреевой) (1961) стали настольными книгами последующих поколений палеонтологов. Палеонтологические описания в работах Ольги Ивановны отличаются большой тщательностью, детальностью. Одной из первых в СССР она стала изучать внутреннее строение раковин брахиопод, используя метод пришлифовок, уделяя

## *Установлены ежегодные премии*

### *Уважаемые авторы академических журналов !*

Пять главных премий по 12,5 тыс. долларов США и 50 премий по тысяче долларов США установила Международная академическая издательская компания “Наука” (МАИК “Наука”) по инициативе своих учредителей за лучшие публикации в издаваемых ею журналах. Целью учреждения премий является повышение престижа отечественной науки, академических журналов, поощрение ученых и увеличение их заинтересованности в сотрудничестве с журналами, издаваемыми МАИК “Наука”. Эти ежегодные премии будут присуждаться как российским, так и иностранным авторам. Срок начала конкурса – октябрь 1995 г. Инициатива учреждения премий нашла поддержку у Правления компании и была единогласно одобрена на совещании главных редакторов 58-ми академических журналов, издаваемых МАИК “Наука”. Авторитетная комиссия, избранная на этом совещании, доработала проект положения о премиях с учетом поступивших замечаний.

Приоритетное право выдвижения публикаций на соискание премий предоставляется редакционным коллегиям журналов. Отбор кандидатов, а также присуждение премий возлагается на специально избираемую комиссию. Помимо денежных премий лауреатам выдается диплом.

Более подробно об условиях конкурса Вы можете узнать в редакциях журналов МАИК “Наука”.

# **ПОЛОЖЕНИЕ**

## **о премиях “Международной академической издательской компании “Наука” за лучшую публикацию в издаваемых ею журналах**

### ***I. УЧРЕДИТЕЛЬ ПРЕМИЙ***

Премии учреждены “Международной академической издательской компанией “Наука” (“МАИК “Наука”) за лучшие публикации в издаваемых ею журналах (далее – “журналы”).

### ***II. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ***

1. Премии учреждены в целях повышения престижа российской науки, журналов, поощрения и увеличения заинтересованности ученых в сотрудничестве с журналами, издаваемыми “МАИК “Наука”.

2. Премии будут присуждаться авторам наиболее оригинальных работ:

а) впервые публикуемых в журналах;

б) циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в журналах.

При этом будет учитываться деятельность редколлегии; редакции; переводчиков и научных редакторов, привлекаемых издательством “МАИК “Наука”.

3. Ежегодно присуждается не более 5 (пяти) Главных премий (далее – “Главная премия”) в размере 12.500 долларов США каждая и 50 (пятидесяти) премий (далее – “Премия”) в размере 1.000 долларов США каждая. По решению учредителя размеры премий могут ежегодно увеличиваться.

4. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

а) восемьдесят процентов – автору (коллективу авторов);

б) двадцать процентов – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

### ***III. ПРАВО И ПОРЯДОК ВЫДВИЖЕНИЯ КАНДИДАТОВ НА ПРЕМИИ***

1. Приоритетным правом выдвижения кандидатов на премии обладают редколлегии журналов.

2. Право выдвижения кандидатов на премии имеют также:

– отделение РАН по профилю журнала;

– институт, где работает автор (авторы) публикации;

– издательство “МАИК “Наука”;

– члены РАН, в том числе иностранные.

3. Премии присуждаются за отдельные публикации или за совокупность публикаций (в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются премии).

4. На соискание премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, вышедших с октября предыдущего до октября истекшего года.

5. Выдвижения кандидатов на премии оформляются письменно протоколами (представлениями) рекомендующих с приложением публикации, обоснования и отзывов.

6. На соискание премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Все указанные выше материалы направляются в Комиссию по присуждению премий (далее – “Комиссия”) до 15 января года, следующего за годом, за который присуждаются премии. Допускается повторное и посмертное присуждение премий.

#### **IV. КОМИССИЯ ПО ПРИСУЖДЕНИЮ ПРЕМИЙ**

1. На Комиссию возлагается: прием и рассмотрение всех материалов, представляемых, в связи с выдвижением публикаций на соискание премий, их рассмотрение и принятие решений о присуждении премий, а также решение организационных вопросов.

2. Заседание Комиссии считается правомочным при наличии двух третей ее состава, учитывая членов Комиссии, которые представили письменное изложение своей позиции.

Решения Комиссии принимаются открытым голосованием, большинством не менее трех четвертей голосов и подписываются всеми ее членами.

3. Комиссия может принимать решения о присуждении меньшего количества премий, а также переносе их присуждения на следующий год.

4. Председателем Комиссии является вице-президент РАН, его заместителем – президент компании “Плеадес Паблшинг, Инк.”.

5. В число членов Комиссии (с учетом Председателя Комиссии и его заместителя) входит:

- а) от РАН – два члена;
- б) от компании “Плеадес Паблшинг, Инк.” – два члена;
- в) от редколлегий журналов – четыре члена, представляющие:
  - один – группу физических и математических наук;
  - один – группу химических наук;
  - один – группу биологических наук;
  - один – группу наук о Земле.

6. Члены Комиссии от каждой группы наук назначаются учредителями “МАИК “Наука”” сроком на один год, при этом допускается их ежегодное повторное назначение на последующие сроки. Они возглавляют группы экспертов, персональный состав которых избирается на общих собраниях представителей редколлегий журналов, относящихся к соответствующим группам наук.

Председатель Комиссии и его заместитель совместным решением утверждают состав Комиссии и назначают секретаря Комиссии.

7. Главные премии присуждаются вне зависимости от группы наук.

Комиссия распределяет Премии по группам наук и присуждает их с учетом рекомендаций, выработанных на заседаниях представителей отделений РАН соответствующей группы наук с участием главных редакторов журналов, издаваемых этими отделениями РАН.

Присуждение премий происходит на заседаниях Комиссии путем голосования за каждую выдвинутую на соискание премии статью (серию статей).

8. Решение о присуждении премий за истекший год принимается Комиссией до 1 марта года, следующего за годом, за который присуждются премии.

9. Решение Комиссии о присуждении премий вступает в силу после его утверждения учредителями “МАИК “Наука””, объявляется на общем собрании РАН и публикуется в “Вестнике РАН”, газете “Поиск” и соответствующем журнале. Дипломы лауреатов Главных премий вручаются на общем собрании РАН, а дипломы лауреатов Премий – на общих собраниях соответствующих отделений РАН.

10. Выдача денежной части премий осуществляется отдельно.

11. Настоящее Положение принимается сроком на один год, после истечения которого оно может быть пролонгировано или изменено.

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

**МАИК "НАУКА"**

**"ИНТЕРПЕРИОДИКА"**

**Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биология моря  
Биоорганическая химия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии\*  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника\*  
Доклады РАН

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал органической химии  
Журнал физической химии  
Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Неорганические материалы  
Океанология\*  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение\*  
Прикладная биохимия и микробиология  
Радиохимия  
Стратиграфия. Геологическая корреляция  
Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Физика Земли\*  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Ядерная физика

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*

*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*

*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics–Doklady*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*

*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Inorganic Materials*

*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*

*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Radiochemistry*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*

*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Physics of Atomic Nuclei*  
*Glass Physics and Chemistry\*\**  
*Laser Physics\*\**  
*Pattern Recognition and Image Analysis\*\**  
*Programming and Computer Software\*\**  
*Studies on Russian Economic Development\*\**  
*The Physics of Metals and Metallography\*\**

\* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

\*\* В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой" только на английском языке.