

15.2.96

Том 4, Номер 1

Январь - Февраль 1996

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 4 № 1 1996 Январь - Февраль

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

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 4, номер 1, 1996

Владимир Васильевич Меннер (к 90-летию со дня рождения) <i>Ю. Б. Гладенков</i>	3
Школа Меннера <i>Н. М. Чумаков</i>	7
Региональная, теоретическая и общая стратиграфия в Межведомственном стратиграфическом комитете <i>А. И. Жамойда, Е. Л. Прозоровская</i>	16
Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез <i>М. А. Семихатов, М. Е. Раабен</i>	26
Опорные разрезы эмского и эйфельского ярусов Монголии <i>Р. Е. Алексеева, В. А. Аристов, Р. В. Горюнова, Л. М. Улитина, О. А. Эрлангер</i>	55
Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи <i>Э. Я. Левен, М. Ф. Богословская, В. Г. Ганелин, Т. А. Грунт, Т. Б. Леонова, А. Н. Реймерс</i>	61
Морской верхний плиоцен - нижний плейстоцен Западной Сирии: стратиграфия и палеогеография <i>Е. В. Девяткин, А. Е. Додонов, С. С. Габлина, Л. А. Головина, В. Г. Куренкова, А. Н. Симакова, В. М. Трубихин, Н. А. Ясаманов, К. Кхатиб, Х. Нсейр</i>	71
Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской печенгской структуры (Кольский полуостров) <i>В. Ф. Смолькин, П. К. Скуфьин, Ф. П. Митрофанов, В. А. Мокроусов</i>	82
<hr/>	
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
Конодонты яровского горизонта (нижний силур) Горного Алтая <i>А. М. Ворожбитов</i>	101
Диатомовая флора из верхнечетвертичных осадков Каспийского моря <i>Д. А. Лопатина, Л. Г. Пирумова, В. М. Сорокин</i>	106
<hr/> <hr/>	

Contents

Volume 4, Number 1, 1996

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

Vladimir Vasil'evich Menner (on His 90th Birthday) <i>Yu. B. Gladenkov</i>	3
The School of Thought of Academician V.V. Menner <i>N. M. Chumakov</i>	7
The Regional, Theoretical and General Stratigraphy as Treated by the Interdepartmental Stratigraphic Committee (ISC) <i>A. I. Zhamoida and E. L. Prozorovskaya</i>	16
Dynamics of the Global Diversity of Proterozoic Stromatolites. Article 2. Africa, Australia, North America and a General Synthesis <i>M. A. Semikhatov and M. E. Raaben</i>	26
Emsian and Eifelian Reference Sections of Mongolia <i>R. E. Alekseeva, V. A. Aristov, R. V. Goryunova, L. M. Ulitina, and O. A. Erlanger</i>	55
Reorganization of Marine Biota during the Mid-Early Permian Epoch <i>E. Ya. Leven, M. F. Bogoslovskaya, V. G. Ganelin, T. A. Grunt, T. B. Leonova, and A. N. Reimers</i>	61
Upper Pliocene - Lower Pleistocene Marine Deposits of Western Syria: Stratigraphy and Paleogeography <i>E. V. Devyatkin, A. E. Dodonov, S. S. Gablina, L. A. Golovina, V. G. Kurenkova, A. N. Simakova, V. M. Trubikhin, N. A. Yasamanov, K. Khatib, and H. Nseir</i>	71
Stratigraphy and Volcanism in the Early Proterozoic Pechenga Area (Kola Peninsula) <i>V. F. Smol'kin, P. K. Skuf'in, F. P. Mitrofanov, and V. A. Mokrousov</i>	82

SHORT COMMUNICATIONS

Conodonts from the Yarovka (Lower Silurian) Horizon of the Altai Mountains <i>A. M. Vorozhbitov</i>	101
Diatom Flora from the Upper Quaternary Sediments of the Caspian Sea <i>D. A. Lopatina, L. G. Pirumova, and V. M. Sorokin</i>	106

УДК (092):55

ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ МЕННЕР (К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

© 1996 г. Ю. Б. Гладенков

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

Поступила в редакцию 20.04.95 г.



24 ноября 1995 года исполнилось 90 лет со дня рождения академика Владимира Васильевича Меннера, виднейшего российского геолога – стратиграфа и палеонтолога, который более 70 лет щедро отдавал все свои силы отечественной геологии. Недавно, в 1991 - 1992 гг., вышли из печати два тома его “Избранных трудов”, а сейчас готовится к изданию книга воспоминаний о Владимире Васильевиче. “Избранные труды” (т. 1 – “Общие вопросы стратиграфии”, т. 2 – “Региональная стратиграфия”) еще раз напомнили нам о громадной роли В.В. Меннера в развитии мировой и отечественной науки, прежде всего стратиграфии последних десятилетий. В воспоминаниях же, чтение которых сопровождается каким-то особым приподнятым настроением и улыбкой, Владимир Васильевич обрисован как человек, у

которого каждый может учиться с одной стороны – умению целеустремленно, отдавая все выбранному пути, работать и искать новые тропы в науке, а с другой – принципиальности и человеческой порядочности, готовности защищать справедливость и достоинство, доброте и состраданию. Не будет преувеличением сказать, что в памяти его знавших он остался ярким представителем русской интеллигенции. С именем В.В. Меннера неразрывно связаны не только развитие ряда принципиально новых направлений в стратиграфии, но и плодотворная научно-организационная работа, обучение и воспитание трех поколений отечественных палеонтологов и стратиграфов, активная деятельность во многих международных научных организациях. Вот почему именно в эти дни хочется вспомнить о яркой и многосторонней научной, педагогической и научно-организационной деятельности Владимира Васильевича, как и об обаянии его личности, неповторимости как ученого и как человека.

Владимир Васильевич родился 24 ноября 1905 г. в г. Шацке. В семнадцать лет поступил на естественное отделение физико-математического факультета МГУ, который окончил в 1927 г. Курс аспирантуры он проходил под руководством А.П. Павлова и одновременно был ассистентом Горной академии. Всего через 3 года после получения диплома В.В. Меннер был назначен исполняющим обязанности заведующего кафедрой палеонтологии МГРИ, которую он впоследствии возглавлял до 1966 г. В 1934 г. без защиты диссертации В.В. Меннеру была присвоена ученая степень кандидата биологических, а затем и геолого-минералогических наук.

В 1934 г. Владимир Васильевич стал сотрудником Геологического института АН СССР, с которым была тесно связана вся его дальнейшая жизнь. Он руководил отделом, а затем сектором стратиграфии ГИН, был заведующим лабораторией стратиграфии фанерозоя и заместителем директора института.

Именно здесь особенно выпукло проявилась его научная и созидательная деятельность. Можно утверждать, что сектор стратиграфии ГИНа, долгие годы плодотворно работающий в этой области геологии, – детище В.В. Меннера. Под

его руководством этот коллектив решил ряд самых актуальных и самых широких стратиграфических задач, охватывающих практически всю стратиграфическую шкалу – от докембрия до квартера.

Решая ряд региональных и прикладных геологических задач, уже в 40 - 50-е годы В.В. Меннер много внимания уделял общим проблемам стратиграфии. Значительным вкладом в науку явилась его докторская диссертация (1961 г.), посвященная биостратиграфическим методам сопоставления разнотипных отложений. В 50-е годы В.В. Меннер выступил одним из инициаторов создания Межведомственного стратиграфического комитета СССР, заместителем председателя которого он был около 35 лет. Как известно, деятельность этого комитета имела исключительно важное значение для организации стратиграфических исследований в нашей стране.

Признанием выдающихся научных достижений В.В. Меннера было избрание его в 1966 г. действительным членом Академии наук СССР. В 1973 г. В.В. Меннер стал заместителем председателя, а с 1978 г. и почти до конца жизни он был председателем Национального комитета геологов Советского Союза – России. Он был также одним из создателей и заместителем председателя советского Комитета по международной программе геологической корреляции (МПГК). Долгие годы (с 1972 г.) Владимир Васильевич был главным редактором журнала “Известия АН СССР, серия геологическая”, членом редколлегий журналов “Вестник АН СССР” и “Доклады АН СССР”, членом президиума МОИП, членом технического совета министерства геологии и охраны недр СССР, заведующим кафедрой палеонтологии МГУ (с 1966 г.). Во время 27-й сессии Международного геологического конгресса, проходившей в 1984 г. в Москве, В.В. Меннер являлся заместителем председателя Оргкомитета и председателем Программной комиссии.

Отражением международного авторитета Владимира Васильевича Меннера было избрание его на срок 1968 - 1972 гг. президентом Международной стратиграфической комиссии Международного союза геологических наук (МСГН), президентом Международной подкомиссии по стратиграфии палеогена (1972 - 1976 гг.), вице-президентом и членом Исполкома МСГН (с 1976 г.), членом Французского, Лондонского и Индийского геологических обществ, членом Новозеландского королевского философского общества, почетным членом Канадского общества геологов-нефтяников, членом Венгерской Академии наук. За заслуги перед отечественной наукой В.В. Меннер был награжден различными правительственными наградами.

За этими как будто сухими фактами и датами стоит яркий путь смелого и оригинального исследова-

вателя, талантливого организатора науки, замечательного воспитателя нескольких поколений стратиграфов. Научные труды В.В. Меннера являются важнейшим вкладом в отечественную и мировую геологическую науку, в теорию и практику стратиграфии. Его перу принадлежит почти 250 научных работ.

В первый период научной деятельности (20 - 40-е годы) В.В. Меннер концентрировал свое внимание на вопросах палеонтологии мезозойско-кайнозойских позвоночных и их использовании в стратиграфии. Особенно интересными в этом отношении явились работы по ихтиофаунам верхнего мезозоя и палеогена: они дали ключ к детальной корреляции верхнемеловых и палеогеновых отложений нефтеносных областей юго-востока европейской части СССР.

Собственно стратиграфические труды В.В. Меннера отражают весь поступательный ход развития стратиграфии в нашей стране. В 20 - 40-е годы в центре его внимания стояли вопросы региональной стратиграфии, будь то мезозой - кайнозой Крымско-Кавказской области, палеозой Второго Баку или древние толщи Полярного Урала. В познание стратиграфии каждого из изученных регионов В.В. Меннер внес важный вклад, и в каждом случае он стремился использовать стратиграфические данные для решения сложных и остро стоявших вопросов общей геологии и тектоники, науки и практики.

Региональная стратиграфия как фундамент всех стратиграфических построений и позднее не выходила из сферы внимания В.В. Меннера. Но уже в 1940 г. он начинает заниматься вопросами, связанными с критериями расчленения и корреляции осадочных толщ различных провинций и разработкой стратиграфической таксономии. Эти исследования, прерванные Великой Отечественной войной, стали в центре внимания Владимира Васильевича в 50-е годы, что прямо отражало возникшие в то время запросы практической геологии. Начавшиеся среднemasштабные геологические съемки требовали разработки принципиально новых методов корреляций и создания единой стратиграфической шкалы СССР, как основы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. И именно методические вопросы корреляций и создания единой стратиграфической шкалы территории нашей страны на многие годы стали главными в научной деятельности В.В. Меннера и руководимого им отдела (позднее сектора) стратиграфии ГИНа. Вышедшая в 1962 г. монография В.В. Меннера “Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит” вобрала в себя весь накопленный к тому времени мировой опыт и стала важной вехой на пути разработки новых течений в стратиграфии.

Следует также упомянуть те руководства по стратиграфической номенклатуре и классификации, которые разрабатывались в 50 - 70-е годы при активном участии В.В. Меннера. Они позволили упорядочить структуру региональных шкал, дали легендам геологических карт общий язык и в конечном итоге подготовили создание Стратиграфических кодексов СССР и России.

Применение методов региональной и межрегиональной корреляции к разновозрастным толщам СССР и других стран подвело Владимира Васильевича к разработке общих проблем стратиграфии, принципов построения и структуры общей стратиграфической шкалы.

Не будет преувеличением сказать, что работы В.В. Меннера создана стройная концепция современной стратиграфической шкалы, обоснована реальность и естественность ее подразделений, намечены пути ее дальнейшего совершенствования и детализации. Необходимо отметить, что В.В. Меннер последовательно отстаивал необходимость комплексного обоснования подразделений общей шкалы.

Отличительной особенностью всех стратиграфических работ Владимира Васильевича является острое стремление к поиску общих закономерностей, проявляющихся на конкретном региональном фоне. Им была предложена широко известная сейчас иерархическая система стратиграфических подразделений, которая наглядно отразила обособленность трех частей шкалы – докембрийской, фанерозойской и антропогеновой. Хронологический объем единиц этих разделов шкалы (от сотен и десятков миллионов лет до сотен тысяч лет) в значительной мере определяется различием методов их выделения (историко-геологического, биостратиграфического и климатостратиграфического). На 27-й сессии Международного Геологического конгресса в Москве (1984 г.) эти идеи В.В. Меннера стали предметом специального обсуждения.

Еще один важный аспект стратиграфии, в разработку которого В.В. Меннер внес весомый вклад, – детализация стратиграфических шкал на основе применения новых групп органических остатков и новых методов. Начиная с 60-х годов – вопреки скепсису и иронии многих видных исследователей – Владимир Васильевич последовательно отстаивал субглобальный характер не только ярусов, но и зон. В последние годы жизни он разрабатывал вопрос о широком использовании уже инфразональных (микростратиграфических) категорий.

Подчеркивая реальность подразделений единой стратиграфической шкалы, В.В. Меннер в 60-е - начале 70-х годов большое значение придавал, с одной стороны, выяснению этапности развития морских бассейнов и органического мира, а с другой – выявлению смен палеогеографических

обстановок. Несомненно, что многие из сформулированных Владимиром Васильевичем идей подготовили возникновение и развитие перспективного направления современной стратиграфии, которое сейчас часто называют экостратиграфией и событийной стратиграфией.

Неоценим вклад В.В. Меннера в отечественную стратиграфию в качестве организатора науки. Именно он сделал Геологический институт АН СССР подлинно ведущим учреждением в области стратиграфии, сплотив вокруг себя и вырастив сильный коллектив геологов-стратиграфов и палеонтологов. Через горнило этого коллектива прошли десятки докторских и кандидатских диссертаций, а апробация их среди стратиграфов ГИНа служила залогом их высокого научного уровня.

Не только у товарищей и учеников, но и у всех, кто общался с ним, В.В. Меннер вызывал глубокое уважение, а часто и восхищение. Как ученый В.В. Меннер поражал широтой своего научного кругозора, богатством познаний и обширностью памяти. Эти его качества находились в прямой связи с исключительно живым, ярким и активным интересом, с которым он подходил к каждой встающей перед ним проблеме. Как раз это, вероятно, обуславливало способность В.В. Меннера охватывать проблемы во всей их многогранности и в то же время точно оценивать различные их аспекты, выделять и ставить главнейшие вопросы. Глубокий и подлинный интерес к делу позволял ему также искать и находить пути, часто нестандартные, к решению поставленных вопросов. Эти особенности личности В.В. Меннера определяли то, что он всегда был в гуще людей и событий. Наверное, трудно найти в нашей стране стратиграфа или палеонтолога, который хотя бы раз не обращался к Владимиру Васильевичу за советом или поддержкой, а обратившись – не получал их. Благодаря своим энциклопедическим знаниям и умению видеть общее в частном, Владимир Васильевич с равным успехом мог обсуждать проблемы стратиграфии рифея и палеогена, систематику фораминифер или акритарх, стратиграфическое применение конодонтов или строматолитов. И все это делалось с той долей отзывчивости и благожелательности, которая остается в памяти на долгие годы.

В.В. Меннеру в высшей степени был свойственен интерес к новому. Это проявлялось в его пристальном внимании к новым биостратиграфическим методам и нетрадиционным группам ископаемых организмов. Именно такими группами были когда-то фораминиферы, потом палинологические остатки, а в недавнее время – конодонты и палеозойские радиолярии. Если эти группы широко вошли в геологическую практику в нашей стране, то в этом стратиграфия во многом обязана Владимиру Васильевичу Меннеру. Едва

ли не самый показательный пример за последние 25 - 30 лет – это инициатива В.В. Меннера в организации работ по биостратиграфии докембрия на основании изучения акритарх и строматолитов. Первые успехи, достигнутые отечественными исследователями в области биостратиграфии докембрия, стимулировали организацию аналогичных исследований за рубежом. Без преувеличения можно сказать, что биостратиграфия докембрия, в которой наши специалисты занимают одно из лидирующих мест, своим успешным развитием обязана В.В. Меннеру.

Чрезвычайно показательно проявлявшееся внимание В.В. Меннера-биостратиграфа к небиостратиграфическим методам стратиграфии. Он одним из первых оценил значение палеомагнитных данных для стратиграфии, много сделал для внедрения палеоклиматологических методов, стимулировав, в частности, исследования докембрийских тиллоидов, способствовал выработке сбалансированного отношения к возможностям радиометрического и сейсмостратиграфического методов.

В.В. Меннеру была свойственна высокая научная принципиальность и упорство в достижении научной истины, но они органично сочетались с терпимостью к научным оппонентам – готовностью рассмотреть и обсудить противоположные точки зрения и оценить представленные аргументы. В то же время легковерные, недостаточно обоснованные или противоречивые положения какой-либо концепции сразу им замечались и становились объектом строгой и иногда даже резкой, но всегда справедливой и доброжелательной критики. Все это делало обсуждение любой работы или проблемы в присутствии В.В. Меннера чрезвычайно интересным и плодотворным. Все его выступления, помимо критики, всегда содержали мощную позитивную сторону, и потому каждый с нетерпением ждал выступления Владимира Васильевича по прослушанному докладу или диссертации. Не раз и не два Владимир Васильевич в таких выступлениях демонстрировал совершенно новые подходы к казалось бы тривиальным проблемам, подходы, которые затем разрабатывались в публикациях, а иногда и становились стержнем диссертационного исследования.

В.В. Меннеру была свойственна особая, редко встречающаяся научная щедрость – готовность поделиться своими идеями или соображениями о том, как лучше подойти к решению той или иной проблемы или частного вопроса. Это его свойство во многом способствовало и тому, что вокруг Меннера сплотился большой коллектив исследователей, и тому, что этот коллектив и сейчас успешно решает стоящие перед ним задачи.

Чрезвычайно привлекательным качеством В.В. Меннера как руководителя являлось отсут-

ствие формализма и способность и готовность разобраться в каждом деле по существу. В.В. Меннер обладал также ценнейшей способностью находить то общее, что заключено в двух или нескольких конкурирующих концепциях и что объединяет казавшиеся несовместимыми точки зрения. Это позволяло во многих случаях найти конструктивное и оптимальное решение как научных, так и научно-организационных вопросов.

В.В. Меннер высоко ценил научные достижения других исследователей, что видно из высокой оценки, которая давалась в опубликованных им статьях биографического плана. С особенно глубоким уважением и с подлинным теплом В.В. Меннер говорил о своих учителях – А.П. Павлове и М.В. Павловой, А.Д. Архангельском и Н.С. Шатском, памяти которых он посвятил несколько прекрасных статей.

Обаяние личности В.В. Меннера как ученого и как человека во многом крылось в его поразительной неутомимости и бьющей через край энергии. Она проявлялась как в большом, так и в малом и действовала заразительно на его учеников и сотрудников.

Владимир Васильевич Меннер принадлежал к редкому в наши дни типу ученых. В его научной деятельности сочетались энциклопедическая эрудиция, свойственная крупнейшим деятелям геологии начала XX в., с глубоким проникновением в предмет исследования, характерным для узких специалистов современности. По-видимому, в этом заключается причина того влияния, которое оказала деятельность Владимира Васильевича на развитие отечественной геологической науки в последние десятилетия; вероятно, поэтому столь обширен круг его учеников и последователей, работающих в самых разных областях геологии; наконец, в связи с этим, наверное, он имел такой большой авторитет среди зарубежных ученых, видевших в Владимире Васильевиче одного из самых выдающихся представителей мирового научного сообщества.

Владимир Васильевич многим людям представлялся Человеком с большой буквы. В нем органически сочетались интеллигентность, профессионализм и лучшие человеческие качества. Он оставил в нашей памяти поле нежности и уважения, знак чистоты и порядочности. Наверное, о таких людях сказал когда-то поэт: “Об ушедших не говори с тоской – их нет, а с благодарностью – были”.

Идеи крупнейшего ученого нашего времени – В.В. Меннера остаются ярким вкладом в современную геологию и особенно – в стратиграфию. Без сомнения, его творческое наследие еще долгие годы будет служить источником новых открытий в науке.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.7

ШКОЛА МЕННЕРА

© 1996 г. Н. М. Чумаков

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

Поступила в редакцию 22.05.95 г.

Научная школа В.В. Меннера – это тема для серьезного исследования по истории науки. Но и в связи с юбилеем Владимира Васильевича нельзя не затронуть данной темы, так как созданная им школа – это один из важных результатов его научной деятельности и отражение его неповторимой личности. Эту школу нельзя определить названием какого-либо учреждения, города или страны. Его ученики работают в разных городах и странах. Школа эта сложилась под влиянием интеллекта, энтузиазма, нравственного примера и обаяния Владимира Васильевича. Поэтому будет справедливо называть ее школой Меннера.

Владимир Васильевич не был похож на тот идеал крупного ученого, который долго бытовал и в науке и в общественном сознании – целеустремленного исследователя-одиночки, оставляющего потомкам многотомное собрание сочинений, посвященное определенной области науки, имеющего последователей, но необязательно – учеников. Не похож Владимир Васильевич также на организаторов и администраторов науки, почти вытеснивших у нас таких ученых-одиночек. Значительных индивидуальных трудов или научных идей, принадлежащих “организаторам”, иногда нельзя сыскать ни в научных обзорах, ни в библиотеках. Их окружают соавторы, нередко подневольные, но не обязательно ученики. Владимир Васильевич опубликовал немало оригинального и многим руководил, но самое главное его наследие, на мой взгляд, – это большая научная школа.

Новичков, пришедших в стратиграфию в конце 40-х и начале 50-х гг., поражало то, каким большим влиянием в ней пользовался В.В. Меннер, тогда еще кандидат наук. Он всегда был в центре деятельности на стратиграфических совещаниях, дискуссиях, ученых советах, экскурсиях, семинарах. Вокруг него постоянно роился народ, желающий поговорить, посоветоваться, поспорить с ним, что-то опубликовать, организовать или получить. Многие помнят очереди жаждущих встречи с ним у дверей его кабинета в ГИНе. При этом в окружавших его людях и в очередях преобладали не сотрудники стратиграфического отдела ГИНа и не другие подчиненные Владимира Васильевича, а приезжие. Создавалось впечатле-

ние, что он был одним из главных центров советской стратиграфии. Со временем новичкам становилось ясно, что дважды кандидат наук (биологических и геологических), а позднее доктор и академик, В.В. Меннер действительно был таким центром и не формальным, административным, а мозговым, из которого исходили многие интересные научные идеи и проекты, которые затем разрабатывались и распространялись по стране многочисленными научными сотрудниками, аспирантами и докторантами. Так складывалась школа Меннера.

Границы всякой научной школы очертить не просто. Особенно трудно сделать это для школы Меннера. Она была чрезвычайно открытым сообществом. Владимир Васильевич активно вовлекал в осуществление своих научных проектов и программ ученых из разных институтов, ведомств и научных школ, а ученые обычно с энтузиазмом принимали участие в этих исследованиях. Поэтому школа Меннера не имела формальных, четких границ и оценить ее истинные масштабы и влияние трудно, хотя было очевидно, что они огромны. Попытка получить приблизительное представление об этом была предпринята в 1985 г. в связи с 80-летием Владимира Васильевича. Тогда сотрудники ГИНа, ПИНа и МГУ решили составить библиографический справочник монографий, опубликованных учеными, которые считают себя принадлежащими к школе Владимира Васильевича. Естественно, что выявить их можно было только путем опроса тех, кто когда-либо учился у него, работал под его руководством, был его аспирантом или докторантом. Мы хорошо понимали, что этот способ несовершенен и не может выявить всех, кто считает себя учеником Владимира Васильевича, особенно среди бывших его студентов, а также умерших исследователей. Определить принадлежность ученых к школе Меннера иногда затруднительно еще и потому, что в коллективы (оформленные и неформальные), руководимые В.В. Меннером, охотно вливались уже сформировавшиеся ученые. В то же время сложившиеся под влиянием Владимира Васильевича исследователи иногда уходили в другие коллективы, куда приносили его идеи и подходы, одновременно обогащаясь

многими новыми, в результате чего появлялись очень интересные исследования (например, Л.Н. Репиной, В.В. Хоментовского, И.Т. Журавлевой и А.Ю. Розанова, 1964, Р.Е. Алексеевой, 1967 и др.). Тем не менее задуманный библиографический справочник мог дать некоторое объективное представление о школе Меннера. Справочник, условно названный "Собрание трудов школы В.В. Меннера", был оформлен в виде сделанных в одном экземпляре и, естественно вручную, трех томов-альбомов, переплетенных в коленкор, и подаренных юбиляру с автографами авторов монографий на форзаце первого тома. В Справочнике были собраны и размещены по тематике обложки, титульные листы и оглавления монографий.

Просматривая теперь этот Справочник¹, понимаешь, что его значение выходит за рамки юбилейного подарка и он представляет интересный документ по истории геологии, который служит ценным источником сведений, во-первых, о научной деятельности В.В. Меннера и, во-вторых, о истории геологии в СССР и России в середине и конце XX века. Возможно, он представляет и определенный методический интерес, как один из путей подхода к изучению научных школ. Аналогичных публикаций, по-видимому, еще не было, во всяком случае в области геологии. Исходя из всего сказанного, мы публикуем рассматриваемый Справочник, отредактированный и трансформированный в виде списка, в конце заметки.

В этом списке, в отличие от Справочника, библиографические сведения о книгах расположены не по тематике, а в алфавитном порядке, по авторам. Кроме того, список был дополнен рядом имен и публикаций, ранее по недосмотру выпавшими из Справочника. Однако очевидно, что удалось заполнить далеко не все пробелы. Список дает заведомо заниженное представление о масштабах и влиянии школы Меннера еще и потому, что он ограничивается только книгами и только опубликованными до 1986 г., хотя школа Меннера продолжает существовать и развиваться. Об этом свидетельствует то, что за последнее десятилетие второе поколение исследователей, принадлежащих к данной школе, опубликовало значительные работы (в некоторых случаях, самые значительные из сделанных ими), а третье поколение защитило кандидатские диссертации и опубликовало свои первые монографии. Правильнее поэтому считать, что приложенный список отражает лишь состав ядра этой школы, а также основные направления и идеи последней так, как они сложились к середине 80-х годов.

¹ Все три тома этого Справочника хранятся в семье А.К. Быстровой, которая любезно предоставила их автору для ознакомления.

Список, на основании сказанного выше, следует назвать "Списком основных трудов школы Меннера".

Данный список является фактической базой для выводов, содержащихся в данной заметке. Другим ее источником является многолетний опыт работы автора под руководством В.В. Меннера. Опираясь на эти источники, можно попытаться в первом приближении количественно, качественно и тематически охарактеризовать школу Меннера, не затрагивая, естественно, из-за малого объема заметки содержательную сторону исследований. Как любая первая попытка, данная попытка наверняка имеет недостатки и, может быть, даже крупные просчеты, однако повод, по которому она сделана, как нам кажется, оправдывает ее появление.

В "Списке основных трудов школы Меннера" содержится 185 работ 93-х авторов. Целая библиотека! Значительная часть вошедших в список монографий представляет опубликованные варианты кандидатских (57) и докторских (26) диссертаций, выполненных под руководством Владимира Васильевича или его старших учеников и соратников (В.А. Вахрамеева, Б.М. Келлера, Д.М. Раузер-Черноусовой, Е.Д. Заклинской, К.В. Никифоровой, С.Н. Наумовой), а также под руководством следующего поколения учеников (А.С. Алексеева, И.С. Барскова, Ю.Б. Гладенкова, С.В. Мейена, Л.Н. Репиной, А.Ю. Розанова, Х.С. Розман, М.А. Семихатова, В.В. Хоментовского и др.). За этими цифрами вырисовывается огромная школа стратиграфов, состоящая из трех поколений исследователей, поражающая множеством крупных и известных имен, обширностью и разветвленностью направлений. Очень велика в списке доля коллективных монографий и тематических сборников (60), а также непосредственно связанных с ними по проблематике индивидуальных монографий по крупным научным проблемам (63). Школа Меннера представляется поэтому неким единым целым, слаженно разрабатывающим коллективно и индивидуально несколько крупных и актуальных направлений в стратиграфии и широко вовлекающим в общую работу ученых других регионов, учреждений и научных школ. Результатами такого тесного сотрудничества и совместных работ является ряд хорошо известных книг (И.Т. Журавлевой, К.Н. Конюшкова и А.Ю. Розанова по археоциатам Сибири, 1964; В.А. Вахрамеева и др., "Мезозойские высшие споровые растения СССР", 1980; очень многие публикации Д.М. Раузер-Черноусовой с соавторами и др.).

Из оглавления Справочника и названий монографий следует, что главными среди направлений, разрабатываемых школой Меннера, были (и остаются до сих пор) теоретические проблемы

стратиграфии и биостратиграфии, новые методы и комплексность исследований в стратиграфии, зональная и инфразональная стратиграфия, палеобиогеография, событийная стратиграфия, общие стратиграфические шкалы и принципы их составления, региональная стратиграфия. Проблемы эти разрабатывались более или менее поочередно, обычно на примерах нескольких стратиграфических интервалов (от верхнего докембрия до кайнозоя) и многих регионов (от Исландии до Камчатки).

В предисловии к Справочнику составители написали: "...наиболее важными общими чертами школы В.В. Меннера можно считать следующие четыре. Первая – бескорыстная преданность науке. Вторая – высокие требования к качеству фактического материала. Третья – стремление увидеть общее в частном. Четвертая – коллективность научного процесса в сочетании со свободой индивидуального научного мышления". Это слова, которые написали сами "школьники" Владимира Васильевича, хорошо передают стремления, внутреннюю атмосферу и дух школы Меннера.

Атмосфера этой школы была отражением неповторимой личности Владимира Васильевича, основные черты которой, не сговариваясь, сходно характеризовало большинство авторов книги воспоминаний о Владимире Васильевиче². Он обладал всеми качествами, необходимыми для главы большой научной школы, как будто для этого и был создан природой. И, конечно, школа не могла не сложиться вокруг такого человека. Рискую в чем-то повториться, перечислю те черты Меннера, которые, по моему мнению, позволили ему создать огромную школу и благоприятную атмосферу, необходимую для роста крупных специалистов в течение трех поколений.

Среди деловых качеств Владимира Васильевича – это, в первую очередь, большой интеллект, огромный энтузиазм, энергия и оптимизм, заражавшие окружающих желанием и силами для решения научных проблем. Сочетание этих качеств придавали большой динамизм, я бы сказал, даже стремительность деятельности Владимира Васильевича. Второй важной его чертой была огромная научная и человеческая интуиция, которая позволяла ему удачно выбирать перспективные темы исследований, пути их разработки и кандидатуры исследователей. При выборе тем и кандидатур Владимир Васильевич редко ошибался, а если это и случалось, то, как правило, не винил за неудачу трудолюбивого исследователя, а предлагал ему другую тему, более подходящую к характеру и интересам человека.

² Ю.Б. Гладенков (ред.). "Владимир Васильевич Меннер: ученый и человек". М.: ГИН РАН, 1995. 62 с.

В последних случаях ошибок почти не было, так как Владимир Васильевич внимательно следил за успехами и неудачами молодых исследователей во время первой попытки и очень точно оценивал их возможности и склонности. Последним Владимир Васильевич придавал решающее значение. Все это было одним из проявлений общего бережливого его отношения к людям и особенно к людям трудолюбивым и заинтересованным наукой. При выборе новой темы исследователи обычно легко соглашались с предложениями Владимира Васильевича, убежденные его аргументацией и авторитетом, а если не соглашались – он не настаивал. Однако, когда интуиция отчетливо подсказывала Владимиру Васильевичу, что он прав в выборе перспективной темы и кандидатуры, он прибегал не только к убеждению и уговорам, но и к власти. Имеется множество примеров, подтвердивших силу интуиции Владимира Васильевича, в том числе в трудных случаях. Известно, что он заставил заниматься В.А. Вахрамеева мезозойской флорой, М.А. Семихатова – строматолитами, а меня – тиллитами (кстати, после моей неудачи с эндемичными патомскими строматолитами).

Моральный климат в школе Меннера характеризовался высокой нравственностью, требовательностью и ответственностью, примеры которых, в первую очередь, показывал сам Владимир Васильевич, что очень способствовало консолидации учеников вокруг него. Лица, нарушающие этот климат, не могли долго задержаться в школе Меннера. Владимир Васильевич щедро раздаривал свои идеи ученикам, но в отличие от многих, никогда не претендовал на соавторство. Напротив, он отказывался даже от беспспорных предложений такого рода. Общественные интересы, интересы науки, геологии, стратиграфии Владимир Васильевич ставил выше любых групповых и личных интересов (своих интересов и отдельных лиц, интересов своего стратиграфического отдела, ГИНа, Академии и т.д.) и учил нас тому же. Когда я в молодости как-то сказал Владимиру Васильевичу, что мне срочно надо поехать в поле в Ленский золотоносный район, чтобы опередить сотрудников ВСЕГЕИ и Якутского геологического управления с корреляцией верхнедокембрийских разрезов, он непривычно резко ответил: "Неважно, кто это делает, важно, чтобы это было сделано хорошо!" Сходных эпизодов было много. И это тоже уроки в школе Меннера.

В возникновении научной школы важную роль сыграли не только деловые, но и замечательные душевные качества Владимира Васильевича. Они притягивали к нему людей и удерживали их в его орбите, определяя устойчивость школы. Ни его подчиненные, ни коллеги не видели,

даже не ощущали в нем начальство в обычном смысле слова. Его обаяние, демократизм, доброжелательность, умение держаться и обсуждать с нами проблемы, как с равными, делали его как бы просто более опытным старшим коллегой, с которым естественно хотелось посоветоваться, обсудить идеи, поделиться успехами и неудачами. Критика, и публичная, и с глазу на глаз, была у Владимира Васильевича очень доброжелательной, явно ориентированной на помощь, и потому – конструктивной. Он никогда не ограничивался ею, а всегда анализировал причины промахов и предлагал возможные пути их устранения. Выслушивал Владимир Васильевич критику или замечания и в свой адрес; при этом оставался очень доброжелательным, если даже энергично не соглашался с ними. Поэтому его ученики в своем большинстве не боятся критики и не боятся критиковать, рассматривая и то, и другое как совершенно нормальные и весьма желательные элементы научного процесса.

Владимир Васильевич заботливо растил своих многочисленных младших коллег и в ГИНе, и за его пределами, внимательно следил за их успехами, стараясь по возможности помочь организационно, советом, просто интересной информацией. В этих случаях инициатива очень часто исходила от него самого. Он, например, вызывал и говорил: “Вам следует поехать на такую-то всесоюзную (или международную) конференцию, это очень важно для Вас. Сделайте то-то и то-то, а я уже включил поездку в план и буду пробивать ее”. Он мог неожиданно зайти в кабинет к одному из младших научных сотрудников и подробно рассказать о интересных фактах и идеях, содержащихся в прослушанном им где-то докладе и важных именно для этого человека. Другой раз, встретив в коридоре, он радостно говорил: “Слышал Ваш доклад (или “Рассказали о Вашем докладе”). Интересно получилось. Обязательно напишите на эту тему статью в “Известия АН”, мы сразу опубликуем”; или “Вы собрали любопытный материал, но выводы не очень убеждают. А что, если попробовать обработать его еще и так?” В своей стремительной, до предела загруженной крупными событиями жизни он поразительно хорошо помнил и настойчиво думал о том, что важно узнать кому-то из нас, как у каждого идут дела, что нужно нам для успеха в работе и жизни, сам часто первым придумывал, как помочь, а не просто помогал в ответ на просьбу.

Владимир Васильевич Меннер – это замечательный след в наших душах, а его научная школа – в русской науке.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Список основных трудов школы Меннера (монографии и тематические сборники, опубликованные до 1986 г.)

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 291. 100 с.

Алексеев А.С., Барсков И.С., Бондаренко О.Б. и др. Морфогенез и пути развития ископаемых беспозвоночных. М.: Изд-во МГУ, 1982. 185 с.

Алексеев А.С., Барсков И.С., Горева Н.В., Кононова Л.И., Мигдисова А.В., Морозов П.Е. Палеонтологическая характеристика стратотипических и опорных разрезов карбона Московской синеклизы (конодонты, цефалоподы). М.: Изд-во МГУ, 1984. 165 с.

Алексеева Р.Е. Девонские атрипиды Кузнецкого и Минусинского бассейнов и восточного склона Северного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 198 с.

Алексеева Р.Е. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1967. 162 с.

Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленев К.К. Фауны нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 33. 202 с.

Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Моисеева А.И. Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 316. 188 с.

Ахметьев М.А., Гептнер А.Р., Гладенков Ю.Б., Милановский Е.Е., Трифонов В.Г. Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978. 204 с.

Бондаренко О.Б., Михайлова И.А. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. М.: Наука, 1969. 537 с.

Братцева Г.М. Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 129. 43 с.

Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 207. 57 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 48. 183 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.

Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 152. 163 с.

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. Региональная стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 342 с.

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и

- прилегающей части Приверхоанского краевого прогиба. Региональная стратиграфия СССР. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 137 с.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 102. 263 с.
- Вахрамеев В.А., Владимирович В.П., Добрускина И.А., Красилов В.А., Лебедев Е.Л., Сердобольская И.Н.* Мезозойские высшие споровые растения СССР (справочное руководство). М.: Наука, 1980. 122 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 208. 426 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Друщиц В.В., Келлер Б.М., Липина О.А., Мейен С.В., Найдин Д.П., Никифорова К.В., Раабен М.Е., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Розанов А.Ю., Розман Х.С., Семихатов М.А., Чугаева М.Н.* Граница геологических систем. М.: Наука, 1976. 320 с.
- Вахрамеев В.А., Долуденко М.П.* Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 54. 136 с.
- Вахрамеев В.А., Пейве А.В., Херасков Н.П.* Мезозой Таджикистана. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 195 с.
- Виссарионова А.Я., Киреева Г.Д., Липина О.А., Морозова В.Г., Раузер-Черноусова Д.М., Сулейманов И.С., Шамов Д.Ф., Щербович С.Ф.* Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1949. Вып. 105. 276 с.
- Воронова Л.Г., Радионова Э.П.* Водоросли и микрофитолиты палеозоя // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 294. 220 с.
- Генкина Р.З.* Ископаемая флора юрских угленосных отложений Восточно-Уральского бурогоугольного месторождения и ее стратиграфическое значение. М.: Изд-во ВУГИ, 1959. 36 с.
- Генкина Р.З.* Ископаемая флора среднеюрских угленосных отложений Восточно-Уральского месторождения Орского бурогоугольного бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 117 с.
- Генкина Р.З.* Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений Иссыккульской впадины (Северная Киргизия). М.: Наука, 1966. 48 с.
- Гитерман Р.Е.* История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 380. 95 с.
- Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д., Коренева Е.В., Матвеева О.В., Скиба Л.А.* Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 177. 271 с.
- Гладенков Ю.Б.* Неоген Камчатки (вопросы биоистратиграфии и палеоэкологии) // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 214. 251 с.
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б., Меннер В.В., Серова М.Я., Синельникова В.Н. и др.* Неоген Тихоокеанской области. Ч. I, II. М.: ГИН, 1982. 130 с.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г.* Верхний кайнозой Исландии // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 345. 116 с.
- Гладенков Ю.Б., Серова М.Я., Синельникова В.Н., Братцева Г.М., Витухин Д.И., Гитерман Р.Е., Меннер В.В. и др.* Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 385. 334 с.
- Горохов С.С.* Рифей хребта Урал-Тау // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 124. 138 с.
- Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях / Ред. Розанов А.Ю. М.: Наука, 1982. 152 с.
- Даин Л.Г., Кузнецова К.И.* Фораминиферы стратотипа Волжского яруса // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 290. 183 с.
- Далматская И.И., Лацкова В.Е., Орлова И.Н., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Сафонова Т.П., Семихатова Е.Н., Чернова Е.И.* Стратиграфия среднекаменноугольных отложений центральной и восточной части Русской платформы (на основе изучения фораминифер). Региональная стратиграфия. Т. 5. Ч. 2. Поволжье и Прикамье. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 357 с.
- Даишэвэг Д.* Стратиграфия и фауна верхнего палеогена Монгольской Народной Республики. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1971. 39 с.
- Добрускина И.А.* Триасовые флоры Евразии // Тр. ГИН АН СССР. 1977. Вып. 365. 37 с.
- Добрускина И.А.* Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 346. 163 с.
- Долуденко М.П.* Позднеюрские флоры юго-западной Евразии // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 390. 112 с.
- Долуденко М.П., Лебедев Е.Л., Рассказова Е.С., Самылина В.А.* Мезозойские растения Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 171 с.
- Долуденко М.П., Орловская Э.Р.* Юрская флора Каратау // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 284. 262 с.
- Долуденко М.П., Сванидзе Ц.И.* Позднеюрская флора Грузии // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 178. 118 с.
- Дуранте М.В.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с.
- Егоров В.Г.* Остракоды франского яруса Русской платформы. Ч. I. Kloedenellidae. М.; Л.: Гостоптехизд., 1950. 17 с.
- Егоров В.Г.* Остракоды франского яруса Русской платформы. Ч. II. Bairdiidae, Hollinidae, Kirkbyidae. М.; Л.: Гостоптехизд., 1953. 133 с.
- Журавлева З.А.* Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 114. 73 с.
- Журавлева И.Т., Конюшков К.Н., Розанов А.Ю.* Археоциаты Сибири (двустенные археоциаты). М.: Наука, 1964. 133 с.
- Зажигин В.С.* Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 339. 156 с.

- Заклинская Е.Д.* Пыльца покрытосемянных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 74. 258 с.
- Закономерности исторического развития ископаемых организмов (конодонты, фораминиферы, растения, девонские рыбы) / Ред. Меннер В.В., Друшиц В.В. М.: Изд-во МГУ, 1982. 172 с.
- Иванова В.А.* Остракоды раннего и среднего ордовика. Подотряд *Hollinotopha* // Тр. ПИН АН СССР. 1979. Т. 172. 216 с.
- Калишевич Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я.* Развитие органического мира тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Недра, 1981. 164 с.
- Келлер Б.М.* Верхнемеловые отложения западного Кавказа // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1947. Вып. 48. Сер. геол. № 15. 128 с.
- Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклиории на Южном Урале и сходные с ней образования // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1949. Вып. 104. Сер. геол. № 34. 168 с.
- Келлер Б.М.* Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1952. Вып. 109. Сер. геол. № 37. 63 с.
- Келлер Б.М.* Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Келлер Б.М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. Т. 5. Итоги науки и техн. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г., Крылов И.Н., Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 5. Итоги науки и техн. М.: ВИНТИ, 1974. 127 с.
- Келлер Б.М., Гаррис М.А., Козлов В.И., Аксенов Е.М., Казак А.П., Младших С.В., Морозов С.Г., Раабен М.Е., Ротарь А.Ф., Солонцов Л.Ф.* Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.
- Келлер Б.М., Дольник Т.А., Крылов И.Н., Макарихин В.В., Перттунен В., Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Нижняя граница рифея и строматолиты афебия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 312. 200 с.
- Келлер Б.М., Красилова И.Н., Оноприенко В.И., Хильтова В.Я.* Геохронологическая шкала и принципы ее построения. Итоги науки и техн. Сер. Общая геол. Т. 11. М.: ВИНТИ, 1980. 104 с.
- Келлер Б.М., Лисогор К.А.* Ордовик Казахстана. Т. I // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1954. Вып. 154. Сер. геол. № 65. 100 с.
- Келлер Б.М., Обут А.М., Руковишникова Т.Б., Востокова В.А., Балашов З.Г.* Ордовик Казахстана. Т. II // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1956. Вып. 1. 202 с.
- Келлер Б.М., Раабен М.Е., Комар В.А., Данукалов Н.Ф., Журавлева З.А., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н., Храмов А.Н., Янкаускас Т.В.* Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 368. 176 с.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А.* Опорные разрезы рифея материков. Стратиграфия. Палеонтология. 1967. Итоги науки. М.: ВИНТИ, 1968. 108 с.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 257. 255 с.
- Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 154. 122 с.
- Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А.* Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 131. 72 с.
- Коробов М.Н.* Трилобиты семейства *Copocoryphidae* и их значение для стратиграфии кембрийских отложений // Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 211. 176 с.
- Коробов М.Н., Дуранте М.В., Гольденберг В.И. и др.* Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии // Тр. Сов. сов.-монг. экспед. 1980. Вып. 26. 190 с.
- Кошолкина З.В.* Полевой атлас руководящих фаун юрских отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба. Магадан: СВКНИИ, 1962. 134 с.
- Кошолкина З.В.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба. Магадан: СВКНИИ, 1963. 221 с.
- Красилова И.Н.* Стратиграфия и пелелиподы верхов силура и нижнего девона северо-восточного Прибалхашья // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 75. 202 с.
- Красилова И.Н., Розанов А.Ю., Розман Х.С., Соловьева М.Н.* Биогеография палеозоя. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 7. Итоги науки и техн. М.: ВИНТИ, 1976. 91 с.
- Крашенинников В.А.* Эльфидииды миоценовых отложений Подолии // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 21. 142 с.
- Крашенинников В.А.* Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 133. 76 с.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 220. 238 с.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 69. 133 с.
- Крылов И.Н.* Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау // Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 171. 76 с.
- Крылов И.Н.* На заре жизни. М.: Наука, 1972. 104 с.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 274. 220 с.
- Крылов И.Н., Мейен С.В., Миссаржевский В.В., Радионова Э.П., Розанов А.Ю.* Стратиграфия докембрия и палеозоя. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 3. Итоги науки и техн. М.: ВИНТИ, 1972. 108 с.
- Кузнецова К.И.* Позднеюрские бореальные фораминиферы и их развитие на Русской платформе // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 142. 100 с.

- Кузнецова К.И.* Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры бореального пояса по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. 1979. Вып. 332. 126 с.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* Стратиграфия и фораминиферы верхней юры нижнего мела Крыма // Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 395. 135 с.
- Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 216. 148 с.
- Лебедев Е.Л.* Позднеюрская флора реки Зеи и граница юры и мела // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 125. 143 с.
- Лебедев Е.Л.* Альбская флора и стратиграфия нижнего мела западного Приохотья // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 254. 147 с.
- Левен Э.Я.* Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира // Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 167. С. 1 - 224.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 163 с.
- Липина О.А.* Фораминиферы турнейского яруса и верхней части девона Волго-Уральской области и западного склона Среднего Урала // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1955. Вып. 163. Сер. геол. № 70. 96 с.
- Липина О.А.* Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 14. 179 с.
- Липина О.А.* Систематика турнейеллид // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 130. 116 с.
- Ляшенко А.И.* Атлас брахиопод и стратиграфия девонских отложений центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1959. 451 с.
- Ляшенко А.И.* Брахиоподы и стратиграфия нижнефранских отложений Южного Тимана и Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Ляшенко Г.П.* Кониконхии девона центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 220 с.
- Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 116 с.
- Маслаков Н.И., Немков Г.И., Серова М.Я.* Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 459 с.
- Матухин Р.Г., Меннер В.В.* Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Зап.-сиб. книж. изд-во, 1974. 129 с.
- Медведева А.М.* Палинологическое изучение нефти. М.: Наука, 1978. 92 с.
- Мейен С.В.* Кордаитовые верхнего палеозоя Северной Евразии // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 150. 186 с.
- Меннер В.В., Гладенков Ю.Б., Келлер Б.М., Раабен М.Е., Шанцер Е.В.* Стратиграфические подразделения. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 8. Итоги науки и техн. М.: ВИНТИ, 1977. 113 с.
- Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 326. 90 с.
- Михайлов Н.П.* Бореальные позднеюрские (нижне-волжские) аммониты (*Virgatosphinctinae*) // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 151. 220 с.
- Михайлов Н.П.* Бореальные юрские аммониты (*Dog-sorlanitinae*) и зональное расчленение волжского яруса // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 151. 966. 118 с.
- Михайлова И.А.* Система и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Морозова В.Г., Кожевникова Г.Е., Курьлева А.М.* Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копет-Дага и методы их корреляции по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 157. 211 с.
- Музылев Н.Г.* Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым) // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 348. 96 с.
- Назаров Б.Б.* Радиолярии нижнего-среднего палеозоя Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 275. 203 с.
- Назаров Б.Б., Попов Л.Е.* Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 331. 190 с.
- Наумова С.Н.* Споро-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1953. Вып. 143. Сер. геол. № 60. 203 с.
- Никифорова К.В.* Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 45. 32 с.
- Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Редакторы Меннер В.В., Аренъ Б., Волкова Н.А., Келлер Б.М., Розанов А.Ю., Урбанек А., Яворовский К. М.: Наука, 1980. 119 с.
- Палеонтология верхнекембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы / Редакторы Меннер В.В., Аренъ Б., Волкова Н.А., Келлер Б.М., Розанов А.Ю., Урбанек А., Яворовский К. М.: Наука, 1979. 212 с.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район) // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 39. 147 с.
- Пергамент М.А.* Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 146. 83 с.
- Пергамент М.А.* Биостратиграфия и иноцерамы турон-коньякских отложений тихоокеанских районов СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 212. 202 с.
- Пергамент М.А.* Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон-маастрихт) тихоокеанских районов СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 260. 267 с.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 322. 214 с.
- Петров О.М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 155. 290 с.
- Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 357. 143 с.

- Покровская Н.В.* Агностиды среднего кембрия Якутии. Ч. 1 // Тр. ГИН АН СССР. 1958. Вып. 16. 96 с.
- Покровская Н.В.* Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 27. 200 с.
- Раабен М.Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала // Тр. ин-та геол. наук АН СССР. 1959. Вып. 35. 132 с.
- Раабен М.Е.* Строматолиты верхнего рифея (гимнослениды) // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 203. 247 с.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 273. 100 с.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты) // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 217. 128 с.
- Тунгасказова Е.С.* Ископаемая флора катской свиты Тунгусского бассейна // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 67. 56 с.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1940. Вып. 7. Сер. геол. № 2. С. 37 - 101.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид) // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1950. Вып. 119. С. 1 - 109.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Фораминиферы стратотипического разреза Сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал) // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 135. 81 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Ю., Рейтленгер Е.* Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края // Тр. Полярной комис. АН СССР. 1936. Вып. 28. С. 159 - 232.
- Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Ю., Рейтленгер Е.* О фораминиферах каменноугольных отложений Самарской луки. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1940. 86 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Виссарионова А.Я., Глебовская Е.М., Гроздилова Л.И., Липина О.А., Сулейманов И.С., Чернышева Н.Е.* Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1948. Вып. 62. Сер. геол. № 19. 264 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е., Сафонова Т.П., Чернова Е.И.* Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. 380 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Рейтленигер Е.А., Балашова Н.Н., Далматская И.И., Чернова Е.И.* Стратиграфия среднекаменноугольных отложений центральной и восточной частей Русской платформы (на основе изучения фораминифер). Региональная стратиграфия СССР. Т. 2. 1. Московская синеклиза. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 271 с.
- Рейтленгер Е.А.* Фораминиферы среднекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы (исключая сем. Fusulinidae) // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1950. Вып. 126. Сер. геол. № 47. 128 с.
- Рейтленгер Е.А.* Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 25. 62 с.
- Репина Л.Н.* Комплексы трилобитов нижнего и среднего кембрия западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 112 - 145.
- Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю.* Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1964. 365 с.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В.* Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 148. 126 с.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королук И.К., Лендион К., Михняк Р., Пыхова Н.Г., Сидоров А.* Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.
- Розанов А.Ю.* Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия // Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 241. 164 с.
- Розман Х.С.* Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 50. 186 с.
- Розман Х.С.* Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки // Тр. ГИН АН СССР. 1977. Вып. 305. 171 с.
- Розман Х.С., Иванова В.А., Красилова И.Н., Модзалевская Е.А.* Биостратиграфия верхнего ордовика Северо-Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 205. 290 с.
- Розман Х.С., Минжин И., Бондаренко О.Б., Москаленко Т.А.* Атлас фауны ордовика Монголии // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 354. 228 с.
- Розман Х.С., Стукалина Г.А., Красилова И.Н., Сытова В.А. и др.* Фауна ордовика Средней Сибири. М.: Наука, 1979. 240 с.
- Садовников Г.Н.* Геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Лист Р-47-XXII и Объяснительная записка. М.; Л.: Недра, 1973.
- Садовников Г.Н., Бененсон А.В., Орлова Э.Ф.* Геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Лист Р-46-IV и Объяснительная записка. М.; Л.: Госгеолиздат, 1966.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского края // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 68. 242 с.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 256. 302 с.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 210. 208 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 367. 224 с.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 127. 95 с.
- Серова М.Я.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 323. 174 с.

- Синельникова В.Н.* Пектини́ды мио-плиоцена Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 229. 140 с.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И., Ильина А.П., Куклина Т.А., Чеховская М.П.* Ранний плиоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1979. 238 с.
- Скиба Л.А.* История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 276. 72 с.
- Смирнова Т.Н.* Раннемеловые брахиоподы. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Стратиграфия СССР. Верхний докембрий / Ред. Келлер Б.М. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 761 с.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы / Редакторы Меннер В.В., Аренъ Б., Волкова Н.А., Келлер Б.М., Розанов А.Ю., Урбанек А., Яворовский К. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР / Редакторы Меннер В.В., Пейве А.В. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Тучков И.И.* Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 207 с.
- Федонкин М.А.* Беломорская биота венда // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 342. 98 с.
- Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.П.* Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна // Региональная стратиграфия СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 1 - 111.
- Хорева И.М.* Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 225. 152 с.
- Челебаева А.И.* Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 104 с.
- Челебаева А.И.* Миоценовые флоры Восточной Камчатки. М.: Наука, 1978. 155 с.
- Чугаева М.Н.* Трилобиты позднего ордовика Северо-Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 272. 76 с.
- Чугаева М.Н., Иванова В.А., Орадовская М.М., Яковлев В.Н.* Биостратиграфия нижней части ордовика Северо-Востока СССР и биогеография конца раннего ордовика // Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 213. 303 с.
- Чугаева М.Н., Розман Х.С., Иванова В.А.* Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 106. 236 с.
- Чугаева М.Н., Халфин Л.Л., Бондаренко О.Б., Халфина В.К.* Ордовик Казахстана. Т. III // Тр. ГИН АН СССР. 1958. Вып. 9. 233 с.
- Чумаков Н.М.* Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины // Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 345 - 460.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 308. 202 с.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С.* Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука. 1980. 162 с.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960. 104 с.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с.
- Щербович С.Ф.* Фузулиниды позднегжельского времени прикаспийской синеклизы // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 176. 84 с.
- Янин Б.Т.* Основы тафономии. М.: Недра, 1983. 182 с.
- Ярошенко О.П.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 117. 108 с.
- Ярошенко О.П.* Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа // Тр. Гин АН СССР. 1978. Вып. 324. 128 с.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.7.001

РЕГИОНАЛЬНАЯ, ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ И ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЯ В МЕЖВЕДОМСТВЕННОМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ КОМИТЕТЕ

© 1996 г. А. И. Жамойда, Е. Л. Прозоровская

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург. Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 17.04.95 г.

В статье дан краткий обзор деятельности Межведомственного стратиграфического комитета России за 40 лет его существования в области региональной стратиграфии страны, а также впервые подведены главные итоги работы Комитета и его комиссий по проблемам теоретической и общей стратиграфии. Кроме оценки изученности стратиграфической базы, сформулированы общие для многих регионов ключевые вопросы региональной стратиграфии, требующие специальных исследований. К теоретической стратиграфии, разработка которой была тесно связана с подготовкой двух изданий “Стратиграфического кодекса” (1977 и 1992 гг.), отнесены объект и предмет науки, ее основные принципы, проблемы типификации и классификации, принципы терминологии, критерии установления и корреляции стратон и их границ. К вопросам общей стратиграфии отнесены унификация терминологии и номенклатуры, разработка стратиграфических шкал и схем, унификация стратиграфических процедур и методические разработки. Изложены рекомендации в области исследований теоретических и общих проблем стратиграфии.

Ключевые слова. Стратиграфия – региональная, теоретическая, общая; Межведомственный стратиграфический комитет, шкала, схема.

Современное положение о Межведомственном стратиграфическом комитете, утвержденное Комитетом Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра) 16 июня 1992 г. и одновременно Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН, начинается со следующего определения:

“Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) России является высшим межведомственным органом, организующим и координирующим стратиграфическую службу в России, обеспечивающим научно-методическое руководство стратиграфическими исследованиями на всей территории страны и в отдельных регионах, рассматривающим и решающим актуальные вопросы стратиграфии” (Постановления Межведомственного..., 1992, с. 7).

МСК, образованный в 1955 г.¹ в связи с необходимостью разработки стратиграфической базы для обеспечения кондиционности Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000, за 40 лет своей деятельности постоянно учитывал нарастающие требования геологической практики, а также необходимость органи-

зации исследований по теоретическим, общим и методическим проблемам стратиграфии.

В плане практической стратиграфии важным нововведением было создание региональных межведомственных стратиграфических комиссий (РМСК), начатое с 1965 г., переход от составления общерегиональных стратиграфических схем к порайонным, внедрение достижений зональной стратиграфии, изучение опорных разрезов и др.

В методическом плане следует отметить в дополнение к биостратиграфическому и геохронометрическим методам привлечение внимания к климато-, магнито- и сейсмостратиграфическим методам (создание комиссий по магнито- и сейсмостратиграфии и стратиграфии шельфов), к комплексированию различных методов.

Проблемы теоретической и общей стратиграфии были предметом деятельности практически всех комиссий и, прежде всего, комиссий по системам фанерозоя, подразделениям докембрия и Комиссии по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре (КСКТН). В 1994 г. во ВСЕГЕИ было проведено Межведомственное совещание по общим вопросам стратиграфии (Жамойда, Прозоровская, 1995; Постановление Межведомственного..., 1994). В этом направлении проходило и основное участие МСК в международных стратиграфических организациях – в Международной комиссии по стратиграфии (МКС), ее подкомиссиях и рабочих группах, а также в других ассоциациях. В.В. Меннер, будучи

¹ Решение о необходимости создания Комитета было принято на состоявшемся во ВСЕГЕИ совещании (Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам стратиграфической классификации, 1955), к которому была издана брошюра “Стратиграфические и геохронологические подразделения” (1954) как основа для широкого обсуждения практических и теоретических проблем стратиграфии.

председателем МКС в 1968 - 1972 гг., при модернизации структуры Комиссии использовал уже проверенный практикой опыт МСК (Меннер, 1974).

Существенным аспектом работы МСК была его издательская деятельность: за четыре десятилетия опубликовано около 45 решений межведомственных региональных стратиграфических совещаний (МРСС) со схемами (по территории СССР), 22 тома "Трудов" и 27 выпусков "Постановлений" Комитета, 11 различных методических брошюр и два издания Стратиграфического кодекса. Именно в комиссиях по системам готовились общегосударственные корреляционные стратиграфические схемы, помещаемые в томах изданий "Стратиграфия СССР", "Геологическое строение СССР", "Геология СССР" и др.

Вся эта многообразная деятельность МСК кратко отражена в ряде специальных статей (Верещагин, Жамойда, 1977; Жамойда, 1968; Жамойда, Прозоровская, 1985, 1989, 1995; Меннер, 1982; Соколов, 1987; Стратиграфическая классификация, 1980 и др.), а также в выпусках "Постановлений МСК", в том числе посвященным итогам работ комиссий (Постановления Межведомственного..., 1976, 1978).

Первым возглавил Комитет акад. Д.В. Наливкин, ставший с 1976 г. его почетным председателем (Жамойда и др., 1983). Его ближайшими помощниками были заместители председателя – Н.К. Овечкин (до 1962 г.) и акад. В.В. Меннер (до 1989 г.), ученый секретарь Н.Н. Бобкова (до 1978 г.). Считаю своим долгом перечислить первых председателей комиссий по подразделениям докембрия – чл.-корр. АН СССР С.В. Обручев, акад. Н.С. Шатский (вскоре Б.М. Келлер) и системам фанерозоя – Т.Н. Спизарский, Б.С. Соколов, Д.В. Наливкин, А.П. Ротай, Д.Л. Степанов, Б.К. Лихарев, Л.Д. Кипарисова, Г.Я. Крымгольц, В.П. Ренгартен, И.А. Коробков, А.Г. Эберзин, Е.В. Шанцер. С 1976 г. Комитетом руководил акад. Б.С. Соколов (с 1988 г. – почетный председатель). С 1988 г. председателем МСК стал чл.-корр. РАН А.И. Жамойда; заместителями председателя в настоящее время являются акад. М.А. Семихатов, А.Ю. Розанов, В.А. Прозоровский, Ю.Б. Гладенков, ученым секретарем – с 1976 г. Е.Л. Прозоровская.

Общая структура МСК включает: Бюро Комитета, членов Комитета (Постановление Межведомственного..., 1992) и три группы комиссий: региональные, по подразделениям общей стратиграфической шкалы и предметные.

Региональные межведомственные стратиграфические комиссии (РМСК): по Северо-Западу (председатель В.И. Робонен), по центру и югу Русской платформы (С.М. Шик), Северо-Кавказская (Ю.Я. Потапенко), Уральская (Б.И. Чувашов), Сибирская (Ф.Г. Гурари), Дальневосточ-

ная (М.Т. Турбин) и группы – по Северо-Востоку (К.В. Симаков), Сахалинско-Камчатская (Б.А. Сальников).

Комиссии по подразделениям докембрия и системам фанерозоя: по нижнему докембрию (В.З. Негруца), верхнему докембрию (М.А. Семихатов), кембрийской системе (А.Ю. Розанов), ордовикской и силурийской системам (Т.Н. Корень), девонской системе (М.А. Ржонсницкая), каменноугольной системе (А.Х. Кагарманов), пермской системе (Г.В. Котляр), триасовой системе (А.Н. Олейников), юрской системе (К.О. Ростовцев), меловой системе (В.А. Прозоровский), палеогеновой системе (В.И. Яркин), неогеновой системе (Ю.Б. Гладенков), четвертичной системе (Б.А. Борисов).

Предметные комиссии: по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре (А.И. Жамойда), региональным стратиграфическим схемам (В.И. Яркин), изучению опорных разрезов (Н.Н. Предтеченский), магнитостратиграфии (А.Н. Храмов), стратиграфии шельфов (И.С. Грамберг), изотопно-геохронологическая (А.Г. Рублев).

Ряд бывших (в составе СССР) региональных комиссий Комитета преобразованы в национальные стратиграфические организации и являются ассоциированными членами МСК России (Постановления Межведомственного..., 1994). Постоянную связь с МСК поддерживает Балтийская стратиграфическая ассоциация, созданная в 1990 г. на базе Прибалтийской РМСК.

За прошедшие 40 лет систематически подводились итоги региональных работ МСК. Однако деятельность Комитета и его комиссий в области теоретической и общей стратиграфии даже кратко в полном виде до сих пор не освещалась. Авторы попытались в настоящей статье восполнить этот пробел, используя богатейший материал, помещенный в "Постановлениях МСК", привлекая в необходимых случаях другие публикации. Мы признаем условность разделения сфер приложения теоретической и общей стратиграфии, но именно такая последовательность изложения позволила наиболее всесторонне показать работу Комитета и сформулировать рекомендации на будущее.

Начинаем же наш обзор с региональной стратиграфии, непосредственно связанной с организацией и совершенствованием стратиграфической службы страны.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

Результаты изученности стратиграфии по регионам страны, чем и руководил МСК, многократно излагались и обобщались как в решениях этих совещаний и постановлениях Комитета, так

и в соответствующих томах изданий “Стратиграфии СССР”, двух изданиях “Геологического строения СССР” и семи томах “Стратиграфического словаря”, в ряде специальных обзорных статей. Здесь мы приводим оценки результатов последних межведомственных стратиграфических совещаний к 1995 г. в традиционной табличной форме (таблица).

Остановимся на ключевых проблемах региональной стратиграфии, общих для многих регионов и районов России, без решения которых с помощью специальных исследований не может быть обеспечена кондиционность легенд к сериям Госгеолкарты-200 – основной задачи комплексного геологического картирования страны.

1. Расчленение, возраст и корреляция континентальных толщ остается первейшей проблемой. Соответствующие рекомендации записаны в решениях МРСС в отношении верхнего докембрия (красноцветы) Европейского севера, силура Тувы, татарских отложений Урала, юры Урала и Западной Сибири, мела Западной и Средней Сибири и Северо-Востока. Только комплексированием методов можно решить эти важные вопросы.

2. Корреляция континентальных и морских разновозрастных отложений ждет своего разрешения в девоне Кузнецкого Алатау и Горной Шории, а также Приморья, в перми бас. р. Печоры, на Таймыре, в Верхоянье и Южном Приморье, в триасе Прикаспия, Полярного Урала, индском ярусе Средней Сибири, юре Ангаро-Виллюйского прогиба, палеогене Восточного склона Урала. Опять-таки главная причина этих пробелов – некомплексирование методов и недостаточное внимание к маркерам, а также к микрофауне и палинофлоре.

3. В последние годы состоялся ряд совещаний по докембрийским высоко метаморфизованным образованиям, но практически в каждом регионе нерешенных вопросов более чем достаточно. И не случайно на таблицах изученности докембрия преобладают региональные и районные схемы, квалифицированные как рабочие. Здесь в особенности чувствуется развал сети геохронометрических лабораторий, затухание геохимических исследований, резкое уменьшение исследований по палеонтологии докембрия, в особенности по микрофоссилиям.

4. Возраст, расчленение и корреляция вулканогенных, вулканогенно-терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ – это одна из самых “болевых” проблем. Силур и девон Урала, триас Западной Сибири, ордовик Средней Сибири и соответствующие образования почти всех возрастов Востока России относятся к этой группе. В последние годы в связи с ними возникли совсем нерешенные вопросы, связанные с конденсированными разрезами кремнистых толщ (например,

от перми до юры на Дальнем Востоке) и с так называемыми хаотическими комплексами. Здесь должны сыграть свою роль конодонты и радиоларии, что уже подтвердилось в ряде районов, в особенности на Дальнем Востоке и Урале.

5. Из многообразных проблем четвертичной стратиграфии упомянем только две: это сопоставление полигенетических отложений ледниковых и внеледниковых областей (здесь конкурируют гляциальная – климатостратиграфическая и морфолитостратиграфическая концепции), а также корреляция антропогена суши и шельфовых районов. Очень обострились эти проблемы в Западной Сибири и частично на Дальнем Востоке.

6. Не распространяясь о приоритетном значении биостратиграфического метода для совершенствования стратиграфической базы фанерозоя, отметим, что именно недостаточная разработка биозональных местных схем и провинциальных шкал по разным группам фауны и флоры является чаще всего главной причиной ненадежности схем стратиграфии. Но сейчас, когда из-за недостатка средств прекращаются палеонтологические работы в нашей стране, надо сделать все возможное и невозможное, чтобы сохранить хотя бы те кадры, которые еще работают, и как-то привлекать молодые.

7. Нет решения ни одного регионального совещания, в котором не перечислялись бы задачи уточнения положения границ отделов и даже систем (уже не говоря о ярусах) в местных разрезах. А без этого возникают огромные трудности при стыковке листов Госгеолкарты и тем более их серий. Понятно, что эти вопросы можно решить только с помощью палеонтологических методов.

8. Из различных физических методов необходимо обратить особое внимание на изотопно-геохронометрические (радиометрические) методы. Причем главной задачей является создание новой российской шкалы геологического времени фанерозоя. После известной шкалы Г.Д. Афанасьева (1964, 1975 гг.) дело это у нас практически не продвинулось. Имеющиеся зарубежные шкалы, даже самые последние, основаны, как показал анализ специалистов, на датировках, абсолютное большинство которых не может считаться реперными. Эту работу должны взять на себя ВСЕГЕИ, ГИН, ИГЕМ и ИМГРЭ с постепенным восстановлением сети соответствующих лабораторий в регионах.

9. Особой, хотя, по разным причинам, и сложной задачей является создание государственного компьютерного банка (банков) данных по всем региональным и районным корреляционным стратиграфическим схемам с возможностью оперативной их коррекции. Одним из блоков такого банка (банков) должен быть Стратиграфический

Результаты межведомственных региональных стратиграфических совещаний по материалам МСК

Эонотема	Регион Система	Россия								Сопредельные территории											
		Русская платформа	Северный Кавказ	Урал	Западная Сибирь	Средняя Сибирь	Северо-Восток	Сахалин, Камчатка	Дальний Восток и Забайкалье	Прибалтика	Белоруссия	Кавказ	Казахстан	Средняя Азия							
										Год проведения последнего МРСС						1976	1981	1955, 1958	1986	1958	1971
										1976	1981	1955, 1958	1986	1958	1971						
Кайнозойская	Четвертичная	У, Р (1983, 1984)		У	У (1988)	У (1979)	У, К, Р (1982)	К, Р (1982)	У, Р (1982)	У	У	У, К	К	К							
	Неогеновая			Р (1990)	У (1976)	К	Р (1975), (1989 - 1992)	У, К, Р (1989), (1992)	Р	Р	К	У, Р	У, К	Р							
	Палеогеновая			К	У	К	У	К	К	У	Р	У, Р	У, К	Р							
Мезозойская	Меловая	У, Р (1990)	У (1978)	У	У, К (1978)	У, К (1978)	Р	У (1974 - 1975)	К, Р	У	У		У, К, Р	У, Р							
	Юрская	У (1988)	У (1977)	У	У, К (1990)	У, К	У		У, Р	У	У		У	У, Р							
	Триасовая	У, К (1979)	К (1977)	К	К	У, К	У		У	Р	Р		У, К, Р	У, Р							
Палеозойская	Пермская	У		У, Р		У, К, Р	У, К		У, Р	У	Р		К, Р	Р							
	Каменноугольная	У (1988)		У		У, К	У		У, К, Р (1990)	Р	К		У, К	Р							
	Девонская	У		У		У, К, Р (1979)	У, Р (1974 - 1975)	Р (1995)	У, К, Р	У	У		К, Р	Р							
	Силурийская	У (1984)		У (1990)		У, К, Р	У		Р	У	У		У, Р	У							
	Ордовикская	У, Р		У		У, К			Р	У	У		У	Р							
Кембрийская	У (1983)		К, Р		К, Р (1986)	Р		К, Р	У	У		К	Р								
Архейская - протерозойская	Р (1974, 1983)		У, Р (1990)		У, Р (1979), К (1986)	Р		У, Р	У, Р	У, Р		Р	Р								

Условные обозначения: квалификация схем: У – унифицированные, К – корреляционные, Р – рабочие. В скобках указаны годы проведения последнего совещания.

словарь России, постоянно пополняемый и уточняемый. Эту работу при участии МСК должны осуществлять головные институты по стратиграфии, Роскомнедра и РАН.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее всесторонне рассмотрел понятие “теоретическая стратиграфия” С.В. Мейен (1989) в серии своих работ 1974 - 1985 гг. Довольно широко употребляется термин “общая стратиграфия”, однако в это понятие частично включаются и собственно теоретические проблемы. В настоящей статье в последние включены определение, объект и предмет науки, ее основные принципы, типификация в стратиграфии, принципы терминологии, концепции и структура стратиграфической классификации, соотношение различных групп и категорий стратонтов, критерии установления и корреляции стратиграфических подразделений и их границ.

Основные дискуссии по теоретическим проблемам стратиграфии происходили в МСК при подготовке и обсуждении проектов стратиграфических кодексов и самих кодексов на КСКТН, пленумах Комитета (Ковалевский, 1971, 1980; Постановления Межведомственного..., 1969, 1973, 1977, 1992), в его комиссиях и в печати. Не случайно первый том трудов МСК был посвящен аналитическому обзору зарубежных кодексов (Жамойда и др., 1969).

Среди стратиграфов, теоретические разработки которых оказали существенное влияние на концепцию и принципы построения отечественных кодексов, на принятие ряда важнейших их положений следует в первую очередь назвать А.Н. Криштофовича, Д.Л. Степанова, Б.М. Келлера, Л.С. Либровича, А.П. Ротая, В.В. Меннера, Б.С. Соколова, С.В. Мейена, составителей кодексов, а также многих других активных участников дискуссий, отраженных в “Постановлениях МСК” и в предисловиях к кодексам.

Не вдаваясь в подробности, перечислим основные, разработанные в результате многолетних дискуссий, теоретические положения, на основе которых составлены отечественные кодексы.

1. В кодексы не вошло определение стратиграфии; лишь во “Введении” ко второму изданию кодекса помещено ее расширенное понимание, сформулированное С.В. Мейеном. Однако по существу в книге С.В. Мейена (1989), в отечественных кодексах и на практике в сферу изучения стратиграфии включены геологические тела, подчиняющиеся так называемому закону суперпозиции. Они и являются объектом науки – стратиграфическими подразделениями. Предметом стратиграфии является выделение стратонтов, установление их пространственно-временных со-

отношений (корреляция) и совершенствование общей (глобальной) стратиграфической шкалы.

2. Принимается четыре основных принципа стратиграфии: объективной реальности и неповторимости (уникальности) стратиграфических подразделений (Степанов, Месежников, 1979), принцип Стенона, принцип Гексли, принцип Мейена (Мейен, 1989; Практическая стратиграфия, 1984).

3. Исходя из принципа Стенона, принимается примат собственно стратиграфии, т.е. определение временных отношений геологических тел по их пространственным соотношениям.

4. Признается единство стратиграфии как фундаментальной отрасли геологических наук, в отличие от концепции, предполагающей возможность множества “стратиграфий”, отвечающих различным методам и в принципе независимым друг от друга.

5. Важное значение придано типификации в стратиграфии. Разработанные Л.С. Либровичем и Н.К. Овечкиным (1963) принципы определения и правила выбора стратотипов и их вариантов легли в основу не только отечественных кодексов, дополненных понятием лимитотипа, но и в международные руководства по стратиграфии и в ряд национальных кодексов.

6. Разработке принципов стратиграфической классификации и соответственно терминологии (последнее см. в разделе общей стратиграфии) были посвящены многочисленные дискуссии. В результате, во-первых, был отклонен принцип так называемой единой стратиграфической шкалы, который был определяющим в брошюре “Стратиграфическая классификация и терминология” (1956); во-вторых, была отклонена система множественной классификации, принятая в американском кодексе и международных руководствах 1976 и 1994 гг.

Стратиграфические единицы подразделяются на две группы: основные и специальные. Последние квалифицированы как самостоятельные, но дополнительные к основным. Географический критерий принимается определяющим при классификации основных подразделений, среди которых выделены три категории: общие (глобальные), региональные и местные. Географический критерий принимается во внимание и при классификации некоторых категорий специальных подразделений, так же как палеонтологический – при классификации основных для фанерозоя. Специальные подразделения (лито-, био-, климато-, магнито- и сейсмостратиграфические) устанавливаются с помощью различных методов.

Стратоны, относящиеся к разным группам и категориям, являются самостоятельными.

7. Впервые в мире общая стратиграфическая таксономическая шкала была официально расширена за счет высшего таксона – акротемы и

низких таксонов – раздела, звена, ступени. Новым в стратиграфической классификации были разработка понятия и введение в региональную шкалу горизонта и провинциальной зоны (лоны). Разработку понятия свиты можно также считать значительным достижением, несмотря на продолжающуюся критику.

8. Взаимоотношение категорий местных, региональных и общих стратонев рассматривается как отношение частного к общему (Тесленко, 1976). Общие стратонев имеют потенциально планетарное распространение и устанавливаются с помощью комплексирования различных методов исследований в зависимости от положения данного подразделения в геологическом разрезе земной коры и его ранга.

9. Критериями для выделения и ранжирования основных подразделений является возможное (при данной изученности) соотнесение их с этапностью развития совокупности геосфер для общих стратонев или с этапами геологической истории участков земной коры – для региональных и местных. Этим подчеркивается геосистемная природа основных таксонов.

Существенным было введение понятия латеральных границ местных и региональных стратонев (по А.Н. Криштофовичу).

Несмотря на довольно широкий круг теоретических исследований в рамках МСК и его комиссий, изучение некоторых вопросов, связанных с геологической практикой, необходимо продолжить. Среди них назовем важнейшие: время и стратиграфия, принципиальные возможности и ограничения ритмо-, климато-, хемо- и сейсмо-стратиграфических методов, разработка проблем секвенс-стратиграфии, принципы усовершенствования и детализации общей стратиграфической шкалы докембрия, статус биозональных подразделений различных категорий и их соотношение. Необходимо специальная разработка критериев определения стратиграфических границ подразделений различных категорий и рангов, в том числе учета значения перерывов в осадконакоплении.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЯ

К вопросам общей стратиграфии нами отнесены унификация терминологии и номенклатуры, разработка стратиграфических шкал и схем (практическая часть этого относится к региональной стратиграфии), процедура выделения общих, региональных (провинциальных) и местных стратиграфических подразделений, унификация других стратиграфических процедур, т.е. по- существу подготовка стратиграфических кодексов. В круг общей стратиграфии мы включили и различные методические разработки.

В отношении терминологии было принято следовать, в основном, решениям международных геологических конгрессов (стратонев общей шкалы), традициям отечественной геологической службы (региональные и местные стратонев), предлагать оптимальное число новых терминов. В результате в геологическую практику официально вошло всего около 25 новых терминов: стратонев, акрон и акротема, лона, фаза, раздел, звено, ступень, климатолит, стадиял, голо-, лекто-, нео-, гипо- и парастратотипы, лимитотип, ареальный стратотип, наименования магнитозон и некоторые другие. Ограничение числа новых официальных (formal) терминов мы расцениваем как положительный фактор, что подтверждается и геологической практикой, которая не “приняла” десятки новых терминов, предлагаемых некоторыми авторами, в том числе и достаточно авторитетными. В данном случае следует использовать принцип необходимости и достаточности.

Разработка вопросов номенклатуры осуществлялась также в русле традиций отечественной геологии (Жамойда и др., 1968; Криштофович, 1945; Моисеева, 1980; Хомизури, 1960). Прежде всего, более четко была определена структура наименования стратиграфического подразделения: “Полное стратиграфическое название должно состоять из двух частей: стратиграфического термина (номенклатурный термин – определяемое слово), обозначающего таксономический ранг и категорию стратиграфического подразделения, и собственно названия (определяющее этот термин слово)” (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 61).

Впервые в отечественной литературе были сформулированы понятия валидности стратона и его авторства (в том числе коллективного) и приоритета, а также основные положения службы стратиграфической номенклатуры: утверждение, переименование и сохранение названий стратонев, двойное наименование стратона, синонимия и гомонимия и др. В оба издания отечественного Стратиграфического кодекса вошли “Правила образования и правописания названий стратиграфических подразделений”.

Ни в одном национальном стратиграфическом кодексе или международном руководстве вопросы номенклатуры не разработаны так детально и удобно для геологической практики, как в отечественных кодексах.

Известно, что в зарубежной литературе практически не различаются понятия стратиграфическая шкала (scale, chart) и схема (scheme). Этому следуют и многие наши коллеги. Однако все-таки в кодексах такое разграничение было предложено и соответствующие определения используются в практике (Стратиграфический кодекс, 1977, 1992).

Ранжирование корреляционных стратиграфических схем в соответствии с надежностью их обоснования (унифицированные, корреляционные и рабочие) было важным нововведением, позволяющим способствовать более объективным оценкам состояния стратиграфической основы для конкретных регионов и отдельных районов.

Выделением геологических систем, отделов и ярусов, как наиболее устоявшихся общих стратон, и уточнением границ между ними МСК занимался лишь периодически, чаще всего следуя решениям международных форумов. Именно таким образом были признаны самостоятельность ордовикской системы и ее подразделение на три отдела (1975 г.), граница между средней и верхней юрой по кровле келловея (1989 г.), а между мелом и палеогеном – по кровле маастрихта (1984 г.), самостоятельность берриасского яруса (1965 г.). Многолетние дискуссии об объеме четвертичной системы завершились присоединением к решению Международной комиссии по стратиграфии о понижении границы системы до возрастного уровня 1.6 млн. лет (1990 г.) и о подтверждении ее самостоятельности (1959, 1961 и 1987 гг.).

В то же время отечественные геологи выступали с собственными предложениями по совершенствованию общей стратиграфической шкалы. В этом плане МСК принял ряд важнейших решений, вошедших или постепенно входящих в мировую практику. Прежде всего, это обоснование самостоятельности палеогеновой и неогеновой систем (1956 г.). Только в полуофициальной Глобальной стратиграфической шкале 1989 г. (Cowie, Bassett, 1989) была признана необходимость такого разделения третичной системы.

Принципиально новым был отказ от подразделения четвертичной системы на традиционные отделы и ярусы, поскольку весь ее объем соответствует зональному подразделению, а вся длительность четвертичного периода ограничивается фазой. Введение четырех подразделений антропогена на климатостратиграфической основе (1978 г.), получивших в дальнейшем официальное наименование звеньев (Шанцер, Краснов, Никифорова, 1973; Стратиграфический кодекс, 1977, 1992) предложение о разделении плейстоцена на эоплейстоцен и неоплейстоцен в ранге разделов (1992, 1995 гг.), попытка связать дробные подразделения – ступени со шкалой изотопных ярусов – являются существенным вкладом МСК в общую шкалу четвертичной системы и понимание специфики начального этапа этого периода.

Значительными были разработки соответствующих комиссий МСК в области ярусных и зональных шкал некоторых систем.

До 50-х годов вообще не было общепринятого ярусного деления нижнего и среднего кембрия. В 1956 г. МСК, на базе изученных разрезов Сиби-

ри, принял решение о выделении алданского и ленского ярусов нижнего отдела системы и амгинского и майского ярусов среднего ее отдела. В результате последующих исследований в 1982 г. эта шкала была детализирована: указанные ярусы нижнего отдела получили статус надъярусов и подразделены соответственно на томмотский, атдабанский, ботомский и тойонский ярусы (Постановления Межведомственного..., 1983), которые как и среднекембрийские ярусы получили международное признание (Cowie, Bassett, 1989). Крупным достижением следует считать выделение ярусов верхнего кембрия (снизу вверх): аюсокканского, сакского, аксайского и батырбайского.

Советские стратиграфы и палеонтологи приняли активное участие в установлении силурийско-девонской границы. III Международный симпозиум, состоявшийся в СССР в 1968 г. с полевыми экскурсиями в Подолию и на Салаир, в значительной мере заложил основу этой уникальной международной программы, послужившей образцом комплексного научного подхода к решению “пограничных конфликтов” в стратиграфии. При этом разрабатывались как принципы подобных исследований, так и процедурные и организационные вопросы.

Основным вкладом в стратиграфию девона, кроме уточнения его нижней границы, было прослеживание практически во всех регионах Советского Союза ярусов нижнего девона, рекомендованных Международной подкомиссией по стратиграфии девона: лохковского, пражского, эмского, т.е. практического подтверждения их межрегионального, а по-существу глобального значения. Этому способствовала исключительно активная работа девонской комиссии МСК, разработавшей детальную схему межрегиональной корреляции девонских отложений главнейших разрезов России.

В нашей стране каменноугольная система традиционно подразделяется на три отдела, которые достаточно надежно коррелируются с иными членениями системы в некоторых других странах. Многолетняя дискуссия об объеме и стратиграфическом положении намюра закончилась утверждением в 1974 г. серпуховского яруса (=нижний намюр), завершающего разрез нижнего карбона. Этот ярус, как и ранее установленные башкирский и московский (средний карбон), касимовский и гжельский (верхний карбон) широко используются в международной практике (Основные черты стратиграфии карбона СССР, 1975).

Серьезные затруднения в прослеживании пермских ярусов, которые, как и сама система, были установлены на территории нашей страны, привели к выделению в 1964 г. трех подотделов, объединяющих по два яруса, и четвертого, равного по объему татарскому ярусу. Одновременно

предлагалась для Тетической (Кавказско-Синийской) области особая, провинциальная (областная) ярусная шкала. В 1979 г. МСК принял шкалу пермских отложений Тетической области (Восточного Паратетиса): нижепермский отдел включает ассельский, сакмарский, яхташский и болорский ярусы, верхнепермский отдел – кубергандинский, мургабский, мидийский, джультинский и дорашамский ярусы (Объяснительная записка..., 1980; Основные черты стратиграфии пермской системы СССР, 1984).

В нижнем отделе триасовой системы, который был ранее приравнен к единственному – скифскому ярусу, по предложению Л.Д. Кипарисовой и Ю.Н. Попова, было выделено два яруса: индский и оленекский (1956 г.). Они вошли в международную практику, хотя имеются предложения об их детализации, в том числе и при возможном повышении их ранга до надъярусов.

В 1964 г. МСК принял решение об объединении выделяемых ранее нижнего и верхнего волжского ярусов юрской системы в единый волжский ярус, который завершал разрез юры и был приравнен титону, что также вошло в международную практику.

Желание упорядочить ярусное деление палеогена привело к попытке обосновать стратотипическое значение Бахчисарайского разреза Крыма для палеоцена – эоцена и разреза Причерноморской впадины – для олигоцена (1964 г.). Однако дальнейшие исследования показали, что установленные в этих разрезах 8 новых ярусов могут претендовать только на провинциальное (областное) значение для Восточного Паратетиса. В 1985 г. МСК подтвердил такое решение палеогеновой комиссии.

Провинциальная ярусная шкала неогена для Восточного Паратетиса, условно сопоставленная со шкалой Средиземноморья, была предложена комиссией МСК в 1975 г. При этом миоцен подразделялся на 9 ярусов (региоярусов), плиоцен – на 3 (Стратиграфический кодекс, 1992).

Статус ярусов и зон (хронозон) различно оценивается разными исследователями. МСК рассматривает их как подразделения общей стратиграфической шкалы, что зафиксировано в обоих изданиях отечественного Стратиграфического кодекса. Комиссии МСК по системам фанерозоя были постоянно заняты разработкой зональных схем, которые могли бы претендовать на включение в общую шкалу. Такие шкалы, иногда с определенной долей условности, были приняты почти для всех систем. Большим достижением отечественных стратиграфов была разработка зональной шкалы всех отделов кембрийской системы. Для ряда систем пришлось выбирать конкурирующие зональные шкалы по разным группам фауны (силур, карбон, частично

мел, палеоген) или “параллельные” провинциальные (пермь, частично триас и юра, палеоген).

Зональному (и ярусному) делению всех трех систем мезозоя посвящены специальные коллективные монографии (Общая шкала..., 1984; Зоны юрской..., 1982; Зоны меловой..., 1989).

Несовершенство общей зональной шкалы меловой системы, рекомендуемой для территории Советского Союза (1981 г.), было вскоре показано как отечественными стратиграфами (учет палеобиогеографических особенностей), так и решениями ряда международных коллоквиумов 1959 - 1983 гг. В 1994 г. был опубликован в “Постановлениях МСК” новый проект зональной шкалы обоих отделов системы, существенно отличающейся от ранее принятой.

На основе разработок комиссий МСК по системам опубликована монография “Зональная стратиграфия фанерозоя СССР...” (1991), хотя в ней сочетается различное понимание зональных терминов.

Территория СССР предоставляла большие возможности изучения докембрия практически в полном его объеме. Поэтому инициаторами ряда существенных модификаций общей шкалы докембрия выступили отечественные геологи, объединенные в комиссии МСК. Тем не менее до 70-х годов в общую шкалу было включено лишь два крупнейших подразделения докембрия – архей и протерозой (сначала в ранге групп – эратем, а позднее – зонотем) с дискуссионным положением границы между ними. Подразделения архей и протерозоя считались региональными и даже местными, корреляция их условной. Поэтому для Европейской и Азиатской частей страны готовились отдельные соответствующие тома “Стратиграфии СССР”.

Итоги многолетних исследований, проводившихся докембрийскими комиссиями МСК, завершили Уфимским стратиграфическим совещанием 1977 г. (Постановления Межведомственного..., 1983). На нем был подтвержден официальный статус архей и протерозоя, а последний разделен на нижний и верхний рифей, в составе которого выделено четыре подразделения. Разрез докембрия завершился вендом.

Последующие исследования с целью оценки корреляционных возможностей выделенных подразделений и учета мирового опыта позволили не только уточнить принятые ранее датировки границ и отказаться от четвертого подразделения рифея (кудаша), но, во-первых, выделить нижний и верхний архей с временной границей между ними = 3150 ± 50 млн. лет, и, во-вторых (что принципиально важно), ранжировать все предложенные общие единицы докембрия (1990 г.). Архей и протерозой получили ранг акротем, их подразделения (в протерозое – карелий и рифей) – зонотем;

в составе рифея выделено три эратемы; венд признан системой (Постановления Межведомственного..., 1992; Семихатов и др., 1994; Соколов, 1964, 1979; Стратиграфический кодекс, 1992).

Таким образом, впервые общие стратиграфические шкалы докембрия и фанерозоя “сомкнулись” и формально. Очень существенным является то, что приняты в качестве основных именно стратиграфические общие единицы докембрия, а не геохронологические, как это рекомендуется Международным руководством по стратиграфии (International Stratigraphic Guide, 1994).

Стратиграфические методы. Большинство отечественных стратиграфов с давних пор оценивало основные стратиграфические подразделения (по крайней мере, региональные и местные) как единицы комплексного обоснования. И так называемой “событийной стратиграфией” давно и традиционно занимались в нашей стране, возможно, лишь с недостаточным вниманием к границам стратонов. Организация Комиссии по опорным разрезам (1978 г.) и подготовка соответствующих инструкций (1963, 1983 гг.) по их изучению опередили зарубежных коллег в этом направлении работ.

Естественно, что МСК всегда проявлял интерес и к разработке различных новых методов стратиграфических исследований. Комиссия по стратиграфии шельфов (с 1978 г.) многое сделала для оценки возможностей, формулировки задач сейсмостратиграфического метода и его внедрения в геологическую практику. Комиссия по магнитостратиграфии (с 1988 г.) подытожила исследования в этой области и наметила пути дальнейшего его развития. Работа этих комиссий, а также разработка климатостратиграфического метода Комиссий по четвертичной системе дали возможность дополнить второе издание отечественного Стратиграфического кодекса соответствующими главами. Указанные методы заняли определенное место в комплексировании исследований при расчленении разрезов, выделении стратонов и стратиграфической корреляции, вплоть до межрегиональной, и с общей стратиграфической шкалой.

Унификация стратиграфических процедур была одной из важных забот МСК с момента его создания. Это диктовалось как обширностью территории страны и разнообразием ее геологического строения, так и общими задачами, поставленными перед стратиграфами государственной геологической службой. Именно поэтому была необходима разработка единых требований к выделению стратонов различного содержания и ранга, их наименованию; к проведению стратиграфических исследований, оформлению их результатов и оценки последних; к организации рабочих коллективов по подготовке ма-

териалов для рассмотрения на МСК, к самой деятельности Комитета и его комиссий.

Все перечисленные вопросы в концентрированном виде освещены в Стратиграфических кодексах (1977, 1992). Их требования стали обязательными в работе Научно-редакционного совета по картам геологического содержания и его филиалов, а также, как правило, включались в различные методические руководства по геологической съемке и в соответствующие учебные пособия, в частности в “Практическую стратиграфию” (1984).

В области общей стратиграфии основные задачи, кроме тех, которые вытекают из вышеизложенного, концентрируются на уточнении общей стратиграфической шкалы: это детализация общей шкалы архея и протерозоя, соотношение рифея и венда; решение вопроса о ранге подразделений ордовика и силура, применяемых у нас и в других странах; предложение о новых ярусах карбона; число отделов перми; уточнение границы юры и мела (проблема и судьба волжского яруса); вновь предложенная зональная шкала мела; подтверждение валидности принятых ярусов неогена. Для систем с широким распространением континентальных (включая вулканогенные) образований (в первую очередь – пермь, триас, мел) предстоит продолжить исследования по разработке общегосударственных или региональных шкал, сопряженных с зональными шкалами по морским организмам. Особой задачей следует считать выбор и описание точек глобального стратотипа границ общих стратонов, которые могут быть представлены на утверждение Международной комиссии по стратиграфии. Расширение комплексного применения различных физических, химических и других инструментальных методов является неременным условием развития стратиграфии.

В заключение еще раз подчеркнем, что главным назначением Межведомственного стратиграфического комитета России является организация и научно-методическое руководство постоянным совершенствованием стратиграфической базы для всех геологических работ и, прежде всего, для геологического картирования, среди которого ключевое значение, по крайней мере на ближайшее десятилетие, имеет составление Государственной геологической карты России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верецагин В.Н., Жамойда А.И.* Стратиграфические исследования в СССР // Сов. геология. 1977. № 11. С. 30 - 44.
- Жамойда А.И.* Состояние и основные задачи стратиграфических исследований в СССР // Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1968. С. 650 - 663.

- Жамойда А.И., Бобкова Н.Н., Ржонсницкая М.А., Чернышева Н.Е. Дмитрий Васильевич Наливкин и биостратиграфия во ВСЕГЕИ. Стратиграфия фанерозоя СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Н.с. 1983. Т. 322. С. 4 - 12.
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов // Тр. МСК. 1969. Т. 1. 103 с.
- Жамойда А.И., Меннер В.В., Миклухо-Маклай А.Д. Правила стратиграфической номенклатуры (к выходу обязательного положения, разработанного МСК) // Тр. ВСЕГЕИ. 1968. Т. 143. С. 20 - 30.
- Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Межведомственному стратиграфическому комитету 30 лет // Сов. геология. 1985. № 9. С. 122 - 125.
- Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Зональная стратиграфическая основа фанерозоя СССР // Геология и палеонтология. К столетию со дня рождения акад. Д.В. Наливкина. Л.: Наука, 1989. С. 34 - 43.
- Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Межведомственное совещание по общим вопросам стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 107 - 111.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 159 с.
- Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел // Тр. МСК. 1989. Т. 20. 240 с.
- Зоны юрской системы в СССР // Тр. МСК. 1982. Т. 10. 190 с.
- Ковалевский О.П. Анализ основных замечаний к правилам стратиграфической классификации и терминологии // Сов. геология. 1971. № 2. С. 43 - 55.
- Ковалевский О.П. Итоги обсуждения проектов "Стратиграфического кодекса СССР". Стратиграфическая классификация // Тр. МСК. 1980. Т. 7. С. 11 - 32.
- Криштофович А.Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии // Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. 1945. Сб. 4. С. 46 - 76.
- Либрович Л.С., Овечкин Н.К. Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 28 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Меннер В.В. О деятельности Международной комиссии по стратиграфии // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 135 - 143.
- Меннер В.В. Развитие стратиграфических исследований в Союзе Советских Социалистических Республик. (Три этапа развития 1917 - 1948 - 1982) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 12. С. 7 - 18.
- Моисеева А.И. Разработка стратиграфической номенклатуры в СССР. Стратиграфическая классификация // Тр. МСК. 1980. Т. 7. С. 76 - 89.
- Общая шкала триасовой системы СССР / Под ред. Ростовцева К.О., Жамойды А.И. Л.: ВСЕГЕИ, МСК, 1984. 118 с.
- Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.
- Основные черты стратиграфии карбона СССР / Под ред. Ротая А.П. Л.: Недра, 1975. 333 с.
- Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Под ред. Котляр Г.В., Степанова Д.Л. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1969. Вып. 10. С. 56 - 85; 1973. Вып. 13. С. 42 - 56; 1976. Вып. 16. 128 с.; 1977. Вып. 17. С. 66 - 70; 1978. Вып. 18. С. 11 - 29, 55 - 67; 1983. Вып. 21. С. 22 - 31; 1992. Вып. 26. С. 7 - 26; 1994. Вып. 27. С. 5 - 7, 15 - 16.
- Практическая стратиграфия / Под ред. Никитина И.Ф., Жамойды А.И. Л.: Недра, 1984. 317 с.
- Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам стратиграфической классификации, состоявшегося во ВСЕГЕИ 17 - 22 января 1955 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1955. 9 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 13.
- Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // 22 МКГ. Докл. М.: Наука, 1964. С. 135 - 150.
- Соколов Б.С. Венд: принципы обособления, границы и место в шкале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Рифей и венд: (Тр. 5-й Сес. Науч. совета по геологии докембрия (Уфа, 1977)). Л.: Наука, 1979. С. 42 - 61.
- Соколов Б.С. К 30-летию Межведомственного стратиграфического комитета // Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1987. Вып. 23. С. 5 - 10.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме // Тр. МСК. 1980. Т. 7. 168 с.
- Стратиграфическая классификация и терминология / Под ред. Ротая А.П. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 31 с.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения (их принципы, содержание, терминология и правила применения) / Под ред. Либровича Л.С. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 88 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
- Стратиграфический кодекс (издание второе, дополненное). СПб.: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.
- Тесленко Ю.В. Основы стратиграфии осадочных образований. Киев: Наукова думка, 1976. 139 с.
- Хомизури П.И. К вопросу об упорядочении стратиграфической терминологии // Сов. геология. 1960. № 3. С. 133 - 135.
- Шанцер Е.В., Краснов И.И., Никифорова К.В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогеновой) системе. (Проект). М.: ГИН АН СССР, 1973. 37 с.
- Cowie J.W., Bassett M.G. Global Stratigraphic Chart of the International Union of Geological Sciences // Episodes. 1989. V. 2. № 2. Suppl.
- International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure. Second Edition / Salvador Amos. Ed. ISSC of IUGS International Commission on Stratigraphy, Colorado. 1994. 214 p.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.76.561.26

ДИНАМИКА ГЛОБАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ СТРОМАТОЛИТОВ ПРОТЕРОЗОЯ. СТАТЬЯ 2. АФРИКА, АВСТРАЛИЯ, СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА И ОБЩИЙ СИНТЕЗ

© 1996 г. М. А. Семихатов, М. Е. Раабен

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

Поступила в редакцию 02.10.94 г.

Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя анализируется на видовом и родовом уровнях на основании раздельного рассмотрения данных по шести суперрегионам (три из них рассмотрены в настоящей статье) и последующего обобщения суперрегиональных выборок таксонов. Анализ проведен для одиннадцати возрастных интервалов соизмеримой продолжительности, четыре из которых выделены в раннем и семь в позднем протерозое. Выборки установленных строматолитовых таксонов Африки, Австралии и Северной Америки сравнительно малочисленны. Пики их относительного разнообразия (и обилия) фиксируются 2.0 - 1.8 млрд. лет назад (Австралия, Северная Америка), в раннем бурзании (Африка, Австралия) и в раннем (Африка) или позднем каратавии (Австралия, Северная Америка). Гистограмма глобального разнообразия строматолитов, в значительной мере определяемая наиболее крупными выборками по Китаю и Северной Евразии, имеет тримодальный характер (пики 2.3 - 2.0 млрд. лет, в раннем бурзании и раннем каратавии) и демонстрирует низкое разнообразие таксонов в самом начале (2.5 - 2.3 млрд. лет) и в конце (2.0 - 1.65 млрд. лет) раннего протерозоя и в позднем бурзании и резкий спад этого параметра в позднем каратавии (0.85 - 0.65 млрд. лет), который в сглаженном виде продолжался в венде и, видимо, в кембрии. Изменения разнообразия строматолитов в протерозое проходили на фоне дискретных тектонических событий глобального масштаба, изменений изотопного состава Sr в морской воде, важных климатических вариаций, направленного изменения pCO_2 и степени насыщенности морской воды карбонатами Ca и Mg, а в позднем рифее (каратавии) и венде, кроме того, на фоне колебаний соотношения объемов захороненного карбонатного и органического C и важных эволюционных изменений биоты. Динамика глобального разнообразия (и обилия) протерозойских строматолитов отражала направленную эволюцию протерозойских экосистем.

Ключевые слова. Строматолиты, разнообразие, экосистемы, протерозой, рифей, венд.

Изменение разнообразия и обилия строматолитов в геологической истории привлекает внимание геологов более 30 лет (библиографию см. Awramik, 1992; Семихатов, Раабен, 1993, 1994). В настоящее время можно считать доказанным, что оба эти параметра возрастали от архея к позднему протерозою, достигали максимума в каком-то отрезке последнего, а затем быстро сокращались в конце докембрия и в кембрии, отражая общий упадок строматолитов при переходе к фанерозою. Однако у исследователей нет единого мнения о характере соответствующих гистограмм (мономодальные или более сложные) и о точном времени начала упадка строматолитов (Awramik, 1971, 1992; Walter, Heys, 1985; Cao, 1988; Walter et al., 1992; Grotzinger, 1990; Семихатов, Раабен, 1993, 1994).

Для уточнения данных о динамике разнообразия протерозойских строматолитов авторы настоящей статьи здесь, как и в предшествующих работах, проанализировали эту динамику со стратиграфическим разрешением вдвое большим,

чем делалось ранее, и провели анализ не только на видовом, но и на родовом уровнях. Еще одной отличительной чертой проведенного нами анализа явилось то, что мы начали его с раздельного рассмотрения материала по шести крупнейшим суперрегионам – Северной Евразии, Китаю, Индии, Африке, Австралии и Северной Америке – и подошли к рассмотрению глобального разнообразия на основании обобщения суперрегиональных выборок таксонов. Такой прием позволил минимизировать статистический шум, связанный с различным пониманием объемов одноранговых таксонов исследователями разных школ, и лучше понять корреляцию между изменениями разнообразия строматолитов и геологическими событиями различного масштаба. Материалы, касающиеся Северной Евразии, Китая и Индии, опубликованы (Семихатов, Раабен, 1993, 1994). В предлагаемой статье рассматриваются данные по Африке, Австралии и Северной Америке, проводится синтез суперрегиональных данных и обсуждаются возможные связи перепадов

гистограммы глобального разнообразия строматолитов с другими событиями в биосфере.

В качестве возрастной канвы анализа использована детализированная стратиграфическая шкала, принятая для докембрия Северной Евразии в рамках бывшего СССР (Семихатов и др., 1991). Нижний протерозой (карелий) этой шкалы ($2500 \pm 50 - 1650 \pm 50$ млн. лет), по объему фактически совпадающий с палеопротерозоем шкалы геологического времени, предложенной Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия (Plumb, 1991), для наших целей был разделен на четыре неформальных подразделения, границы между которыми датируются 2300, 2000 и 1800 млн. лет. Эти единицы либо совпадают с подразделениями палеопротерозоя, принятыми в шкале Международной подкомиссии, либо близки им по объему. В рифейско-вендской части протерозоя (в мезо- и неопротерозое) выделено семь подразделений – по два в каждой из трех эратем рифея (в нижнем, среднем и верхнем рифее) и венд. Изотопный возраст нижних границ рифейских эратем и вендской системы, как известно, оценивается в 1650 ± 50 , 1350 ± 20 , 1000 ± 50 и 650 ± 20 млн. лет¹ (Семихатов и др., 1991), а границы между упомянутыми более дробными единицами рифея датируются примерно 1450, 1200 и 850 млн. лет (Семихатов, Раабен, 1993, 1994).

При подсчете частоты встречаемости строматолитовых таксонов мы не ограничились суммированием данных, почерпнутых из доступной нам литературы, но учли и некоторые оригинальные материалы – результаты изучения типовых коллекций строматолитов, описанных Ч. Уолкоттом, К. Фентоном, М. Фентон, Р. Резаком, С. Найтом и Ж. Бертран-Сарфати, и определения имеющихся в нашем распоряжении протерозойских построек Северной Америки. В выборки формальных видов (форм) включены описанные в литературе виды и варианты, которые мы считали валидными, а также те строматолиты, которые в публикациях определены с точностью только до формального рода (группы) или в открытой номенклатуре, если только они являются

единственными представителями данной группы в соответствующем возрастном подразделении, либо обладают специфичной микроструктурой. Виды, определенные со знаком вопроса, в расчет не принимались.

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ АФРИКИ, АВСТРАЛИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Предлагаемый анализ завершает рассмотрение суперрегиональных данных, начатое нами ранее (Семихатов, Раабен, 1993, 1994). Информация о строматолитах Южной Америки (библиографию см. Trompette, 1994) и Антарктиды слишком фрагментарна и здесь не затрагивается.

Африка

Современные изотопно-геохронологические, а отчасти и хемотратиграфические данные внесли коррективы в традиционные представления о возрасте некоторых строматолитосодержащих толщ докембрия и кембрия Африки. В настоящее время пространственно-временное размещение этих толщ рисуется следующим образом. В кембрии они известны в Антиатласе и Высоком Атласе на северной окраине материка, в венде присутствуют в бассейне Нама в юго-западной Африке, во впадине Вольта в экваториальной ее части и в Антиатласе, а в рифее (главным образом, в верхнем) обладают более широким распространением. В этом возрастном интервале они развиты на юго-западе континента (пояса Дамара, Гарип), в его экваториальной части (пояса Кибара, Катанга, Западного Конго, синеклиза Конго и др.), в Западной Африке – в Гурме, Марокканском Антиатласе и наиболее экстенсивно – в синеклизе Таудени, где слагают уникальные по протяженности тела. Раннепротерозойские строматолитосодержащие толщи в Африке, по-видимому, отсутствуют. Долгое время в качестве таковых фигурировали доломиты Трансвааль Каапваальского кратона, но новые изотопно-геохронологические данные говорят об их позднеархейском возрасте (см. ниже). Архейские строматолиты известны и в некоторых других толщах в пределах кратона Каапвааль, где, в частности, известно одно из двух наиболее древних их местонахождений (серия Онвервахт, 3,54 млрд. лет).

Степень изученности африканских строматолитов неравномерна и за пределами синеклизы Таудени очень невысока. Поэтому доступная анализу выборка их таксонов (72 вида и 39 родов, в том числе 9 видов и 6 родов из архея) далеко не исчерпывает реального разнообразия. Это тем более так, что главное внимание в африканском материале уделялось столбчатым постройкам и

¹ В последнее время высказано мнение, что возраст варангерского (лапландского) оледенения, начинающего собою венд, равен 610 - 590 млн. лет и что соответственно должна быть изменена датировка нижней границы венда (например, Harland et al., 1990; Knoll, Walter, 1992; Bowring et al., 1993). Это мнение опирается на U-Pb данные о возрасте магматических пород Авалонской зоны Северной Америки, которые предшествуют развитым здесь позднедокембрийским тиллитам. Однако принадлежность этих тиллитов к базальным горизонтам лапландского гляциогоризонта остается не доказанной, тем более, что Авалонский террейн в позднем докембрии входил в состав прото-Гондваны (Rankin, 1993). Изотопно-геохронологические данные, относящиеся к собственно лапландскому гляциогоризонту, позволяют считать, что его нижняя граница имеет возраст 650 ± 20 млн. лет (Keller, Semikhatov, 1990; Семихатов и др., 1991).

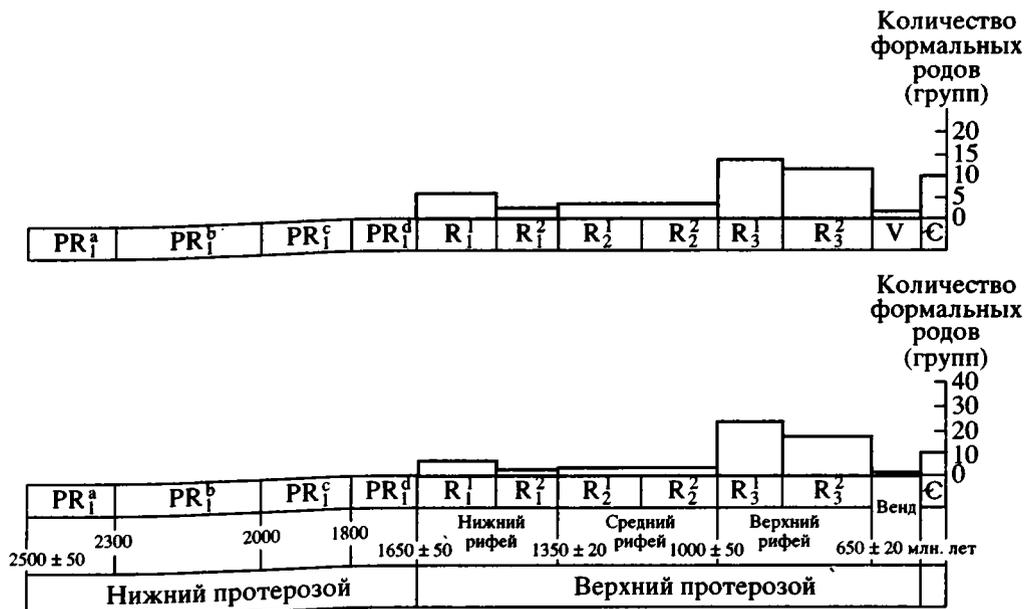


Рис. 1. Динамика разнообразия протерозойских строматолитов Африки на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп).

отчасти микростроматитам, а остальные морфотипы оставались в тени.

Таксоны, учтенные в данной статье, описаны или определены исследователями, не принадлежащими к какой-либо одной школе (Раабен, Забродин, 1972; Крылов, 1975; Раабен, 1991; Menchikoff, 1946; Cloud, Semikhatov, 1969; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1970; Bertrand-Sarfati, 1972a, b, c, 1976; Bertrand-Sarfati, Eriksson, 1977; Semikhatov, 1977; Schmitt, 1978, 1979a, b; Raaben, 1980; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1985; Bertrand-Sarfati, Vicat, 1987). Тем не менее, выделение и идентификация большинства таксонов проведены достаточно единообразно, и лишь диагностика некоторых вендских и кембрийских форм вызывает разногласия (Schmitt, 1979a, b; Bertrand-Sarfati, 1981). Наше знакомство с типовыми коллекциями строматолитов, описанных Ж. Бертран-Сарфати, убеждает, что вопросы нераспознанных синонимов и неадекватного понимания объема одноранговых таксонов применительно к африканскому материалу сколько-нибудь остро не стоят.

Единственным претендентом на роль нижнепротерозойских строматолитосодержащих толщ в Африке, как уже говорилось, долгое время были мощные (до 3.5 км) доломиты Трансвааль. Присутствующие в них строматолиты обильны и морфологически разнообразны (Truswell, Eriksson, 1972, 1973), но валидно описана лишь часть столбчатых их разновидностей и микростроматитов из очень небольшого (около 80 м) фрагмента одного разреза (Bertrand-Sarfati, Eriksson, 1977). Возрастные рамки доломитов Трансвааль до недавнего времени оценивали в 2.3 - 2.2 млрд. лет на основа-

нии изохронных Rb-Sr и Pb-Pb определений из подстилающих и перекрывающих метавулкаников (Tankard et al., 1982; Walraven et al., 1990). Однако U-Pb цирконовый возраст вулканитов серии Вентерсдорп, несогласно подстилающих трансваальские доломиты, оказался равным 2709 ± 4 и 2714 ± 8 млн. лет (Armstrong et al., 1991), а по самой надсерии Трансвааль были получены три позднерархейские значения изотопного возраста. Это изохронная Pb-Pb датировка строматолитовых доломитов средней части надсерии, равная 2557 ± 49 млн. лет (Jahn et al., 1990) и U-Pb цирконовые датировки 2552 ± 11 и 2520 ± 3 млн. лет вулканитов, залегающих у ее кровли (Eriksson, Fedo, 1994). Эти данные позволяют относить доломиты Трансвааль к позднему архею. Если это так, то нижнепротерозойских строматолитов в Африке, по-видимому, нет.

В африканском нижнем рифее строматолиты в заметных количествах присутствуют лишь в надсерии Кибара в экваториальной части материка и в докембрии П-2 Антиатласа (Cahen et al., 1984; Goodwin, 1991), но изучены они только в Антиатласе, где образуют два последовательных набора. В первом из них преобладают тиссагетовые постройки (*Cyclopium* sp., *Thesaurus macrotopus* Vlas., *T. pyramoides* Vlas.) и микростроматиты при подчиненной роли столбчатых (*Eucapsiphora*) и желваковых. Во втором описаны столбчато-желваковые *Gaia irkuskanica* Kryl. и желваковые *Paniscollenia* (Крылов, 1975; Raaben, 1980; Раабен, 1991). Состав и последовательность наборов позволяют думать, что в докембрии П-2 присутствуют аналоги ниже- и верхнебурзьянских ассоциаций Север-

ной Евразии (Раабен, 1991). Если такие сравнения справедливы, то нижний бурзьяний был отмечен здесь несколько большим разнообразием строматолитов, чем верхний (рис. 1). Имеющиеся скудные изотопно-геохронологические данные не противоречат выводу о раннерифейском (бурзьянском) возрасте докембрия П-2, свидетельствуя лишь о том, что он моложе 1700 млн. лет (Rb-Sr возраст кристаллического фундамента) и древнее 680 - 615 млн. лет (Rb-Sr возраст метаосадков докембрия П-2 и U-Pb возраст прорывающих гранитов; Lancelot, 1978; Cahen et al., 1984).

Средний рифей Африки очень беден строматолитами. Среди достоверно установленных таксонов к нему, видимо, относятся только три формы из карбонатных линз среди силикокластических толщ докембрия П-3 на юго-западе Антиатласа. Это *Conophyton metula* Kir., *Baicalia prima* Semikh. и *Jacutophyton* sp. (Raaben, 1980). Вмещающие отложения, прорванные гранитами с U-Pb возрастом 615 ± 15 млн. лет (Cahen et al., 1984) и отделенные несогласием от докембрия П-2, относят либо к среднему рифею (Choubert, Faure-Muret, 1980; Raaben 1980; Божко, 1984), либо к наиболее высоким горизонтам верхнего докембрия (Lancelot, 1978). Основанием последней точки зрения служила ортодоксальная интерпретация Rb-Sr датировки подстилающих отложений докембрия П-2, но эта датировка, судя по всему, отражает лишь возраст наложенного метаморфизма. Состав строматолитов из докембрия П-3 не противоречит его среднерифейскому возрасту, хотя не исключает и раннекаратавского. Нами эти строматолиты условно отнесены к нерасчлененному среднему рифею. Но так или иначе, средний рифей в Африке отличался крайне низким, если не нулевым разнообразием строматолитов.

Верхнерифейские строматолитосодержащие толщи в Африке, как мы уже отмечали, развиты широко. Это прежде всего серии Атар и Тифунке северного борта синеклизы Таудени и Мавританского Адраара, их аналоги в Западном Ахаггаре (строматолитовая серия) и Марокко, карбонатные формации надсерий Катанга (серий Роан и Нижнего Кунделунгу), Западного Конго и Линди, серий Бушимае, Букоба, Мусиндозы и других в Экваториальной Африке и серий Отави и Гарип в юго-западной части материка (Божко, 1984; Bertrand-Sarfati, 1972a, b, c, 1976; Goodwin, 1991; Trompette, 1994).

Среди перечисленных подразделений по изученности строматолитов выделяются серии Атар, Тифунке и строматолитовая. В них, по данным Ж. Бертран-Сарфати, заключен ряд последовательных наборов таксонов, которые по систематическому составу могут быть сгруппированы в две ассоциации. Для нижней из них, развитой в пачках I_5 - I_6 серии Атар и в их аналогах, типичны *Conophyton resotii* Mensh., *Con. jacqueti*

Bertr.-Sarf., *Jacutophyton sakhariensis* Bertr.-Sarf., *Parmites concrecens* Raab., *Baicalia safia* Bertr.-Sarf., *B. lacera* Semikh. (= *B. mauritanica* Bertr.-Sarf.), *Tungussia glebulosa* Bertr.-Sarf., *Gymnosolen hankii* Bertr.-Sarf. и др. Для верхней ассоциации, присутствующей в пачках I_7 - I_{11} серии Атар и в пачке I_{12} серии Тифунке, характерны *Jurusania lissa* Bertr.-Sarf., *J. nizvensis* Raab., *Gymnosolen directus* Bertr.-Sarf., *Tarioufetia hemisphaerica* Bertr.-Sarf., *Tungussia nodosa* Semikh., *Tifounkeia ramificata* Bertr.-Sarf. и др. (Bertrand-Sarfati, 1972a; Bertrand-Sarfati, Moussine-Poushchine, 1985). Следует подчеркнуть, что в обеих этих ассоциациях присутствуют не только роды, но и некоторые виды, типичные для верхнего рифея Северной Евразии.

Для серии Атар и несогласно подстилающей ее серии Шар получен ряд изохронных Rb-Sr датировок тонкой фракции иллита: серия Шар - 998 ± 34 млн. лет, пачки I_5 , I_6 , I_7 , I_{10} серии Атар - соответственно 890 ± 37 , 874 ± 23 , 866 ± 70 и 775 ± 54 млн. лет (Clauer et al., 1982). В строматолитовой серии Западного Ахаггара представлены аналоги только нижней части разреза Мавританского Адраара - до пачки I_6 или до нижней части пачки I_7 включительно (Bertrand-Sarfati, 1972a; Trompette, 1994). Хронологические рамки этой серии определяются Rb-Sr возрастными несогласно подстилающих риолитов (1075 млн. лет) и прорывающих интрузий (785 ± 55 млн. лет) (Cahen et al., 1984). Систематический состав двух рассмотренных ассоциаций и приведенные изотопные датировки (с учетом погрешности их измерений) позволяют считать, что первая из этих ассоциаций относится к верхней части нижнего каратавия, а вторая достаточно полно представляет верхний каратавий.

Строматолиты нижней части нижнего каратавия известны в Экваториальной Африке в серии Роан и в сопоставимых с нею сериях Бушимае, Мусиндозы, Линди, Букоба и других, но изучены пока что весьма фрагментарно (Раабен, Забродин, 1972; Божко и др., 1974; Bertrand-Sarfati, 1972b, 1976; Cahen, 1972). Здесь известен ряд характерных представителей первой из рассмотренных выше ассоциаций в сопровождении местных видов межпровинциальных родов. Вмещающие отложения несогласно налегают на породы, датированные 1100 млн. лет и более, и перекрываются тиллитами Большого конгломерата, возраст которых близок к 950 млн. лет (Cahen et al., 1984; Trompette, 1994). Систематический состав строматолитов серии Роан свидетельствует о их позднерифейском возрасте, а приведенные изотопные датировки - о принадлежности к самому началу позднего рифея. Присутствие среди них характерных форм первой ассоциации, в типичном виде развитой в серии Атар, показывает, что эта ассоциация характеризует весь объем нижнего каратавия.

Верхнекаратавские строматолиты за пределами синеклизы Таудени и Западного Ахаггара в

Африке известны только в известняково-сланцевой серии надсерии Западного Конго и в серии Отави юго-западной части материка. В первой описаны *Linella minuta* Bertr.-Sarf., *Jurussia* sp., *Tungussia congoliana* Bert.-Sarf. и *Columnaefacta monbeliana* Bertr.-Sarf. (Bertrand-Sarfati, 1972a, c; Bertrand-Sarfati, Vicat, 1987), а во второй (в подсерии Абенаб) – *Baicalia* aff. *rara* Semikh. и *Conophyton tessoti* Mensh. (Cloud, Semikhatov, 1969). Эти списки явно не исчерпывают реального разнообразия присутствующих форм. Серия Отави, судя по изотопно-геохронологическим и хемотратиграфическим данным (Kaufman et al., 1991), относится к верхней части верхнего каратавия (моложе 728 ± 40 млн. лет), тогда как известняково-сланцевая серия Западного Конго принадлежит его нижней части, имеющей возраст более 750 - 770 млн. лет (Cahen et al., 1984).

Все сказанное приводит к выводу, что ранний каратавий в Африке был отмечен заметным повышением разнообразия и пространственного распространения строматолитов, а в позднем каратавии на фоне уменьшения их ареала произошло некоторое сокращение разнообразия (рис. 1). Это сокращение будет более заметным, если строматолиты пачки I_7 , имеющей Rb-Sr возраст 866 ± 70 млн. лет, отнести к нижнему каратавию, верхняя граница которого датируется 850 млн. лет. Но возраст пачки I_7 определен со значительной ошибкой, а состав ее строматолитов более согласуется с принадлежностью к верхнему каратавию.

Вендские строматолиты в Африке распространены значительно уже, чем верхнерифейские, и указываются только в трех регионах: в бассейне Нама (Gresse, Germs, 1993), во впадине Вольта (Божко и др., 1974) и в Антиатласе (Semikhatov, 1977; Schmitt, 1978, 1079a, b; Raaben, 1980). В первом из названных районов данных об их систематическом составе нет, во втором определен только один таксон, а в третьем положение границы венда и кембрия вызывает разногласия (библиографию см. Bertrand-Sarfati, 1981; Latham, Riding, 1990). В настоящее время все сходятся на том, что к венду здесь относится нижняя часть Адуду (базальная свита и нижние доломиты), которой, по мнению ряда геологов, предшествуют магматические породы, имеющие U-Pb цирконовый возраст 578 ± 15 и 563 ± 20 млн. лет (Cahen et al., 1984; Compston et al., 1992). Мнения же о возрасте вышележащей части Адуду (серии Ли-де-вен) расходятся. Последние хемотратиграфические, палеонтологические и отчасти палеомагнитные данные приводят к выводу, что нижняя граница кембрия в разрезе Антиатласа проходит вблизи кровли нижних доломитов, а серия Ли-де-вен имеет томмотский возраст (Latham, Riding, 1990; Magaritz et al., 1991; Compston et al., 1992), как это и считали ранее некоторые исследователи строматолитов (Semikhatov, 1977; Bertrand-Sarfati, 1981). Если это так, то в марокканском венде из

строматолитов остается лишь *Paniscollenia* sp., а в нижний кембрий попадает довольно богатый их набор, который, кроме узких эндемиков, включает *Parmites victorius* Sid. (= *Linella* (?) avis, sensu Schmitt, 1979a), *Tungussia* cf. *inna* Walt., *Patomia* sp., местные виды *Acaciella*, *Vetella* и *Tifounkeia*, а в Высоком Атласе *Madiganites*. Три первые из названных таксонов исчерпывают список форм, приуроченных к спорному (венд или кембрий) интервалу разреза. Таким образом, при современной стадии изученности африканских строматолитов венд отмечен значительным спадом, а нижний кембрий некоторым расширением их систематического разнообразия (рис. 1). Однако эти соотношения должны будут уточниться в результате изучения состава довольно многочисленных (Gresse, Germs, 1993) вендских строматолитов бассейна Нама.

Итак, гистограмма изменения разнообразия протерозойских строматолитов Африки (рис. 1) обладает общей малой контрастностью вариаций и отличается от прочих суперрегиональных гистограмм нулевой депрессией, охватывающей весь ранний протерозой. Отсутствие (или во всяком случае крайняя редкость) строматолитов в нижнепротерозойских отложениях континента определялось особенностями состава и условий накопления этих отложений. Их нижняя часть, предшествующая эбурнейской складчатости (около 2.1 - 1.95 млрд. лет), отличается господством песчаносланцевых и вулканогенных толщ, которые накопились в обособленных бассейнах, либо в относительно глубоководных обстановках протяженных подвижных поясов. Карбонатные породы если и присутствуют среди этих отложений (например, в серии Франсвилль Экваториальной Африки, 2.14 - 2.05 млрд. лет; Trompette, 1994), то лишены строматолитов. Эбурнейская складчатость вызвала консолидацию кратона континентального масштаба и последующую тенденцию к общему его воздыманию, на фоне которой в отдельных впадинах происходило накопление моласс и субаэральных вулканитов (Хаин, Божко, 1988; Cahen et al., 1984; Trompette, 1994).

В раннем рифее большая часть континента также представляла собой область поднятий, но в заложившихся в это время подвижных интракратонных поясах появились отдельные карбонатные толщи, в том числе и содержащие микробиолиты. Строматолиты, заключенные в наиболее крупных из этих толщ (в верхней серии надсерии Кибара), не изучены. Поэтому маленькое увеличение разнообразия строматолитов, определяемое таксонами из докембрия П-2 Марокко, отражает лишь тенденцию изменения их состава, но никак не его реальную амплитуду. Среднерифейская депрессия на рассматриваемой гистограмме связана с тем, что отложения этого возраста в Африке пользуются небольшим распространением и обладают преимущественно обломочным и вулканогенно-

обломочным составом. Данный феномен обычно связывают с завершением в начале среднего рифея кибарской складчатости (около 1.3 млрд. лет), развитием ее моласс и последующей общей тенденцией к поднятию континента (Хаин, Божко, 1988; Cahen et al., 1984; Goodwin, 1991; Trompette, 1994).

Увеличение разнообразия африканских строматолитов в раннем каратавии коррелируется с двумя событиями континентального масштаба: 1) широкой морской трансгрессией на стабильные массивы, которая перекрыла по существу всю Западную Африку и обширные области в экваториальной ее части (синеклиза Конго); 2) довольно широким распространением карбонатных пород в системе интракратонных подвижных поясов (Катангский, Фарузийский, Западного Конго, Дамара и др.), которые заложились либо в самом конце среднего, либо в начале позднего рифея в экваториальной и юго-западной частях материка (Хаин, Божко, 1988; Goodwin, 1991; Trompette, 1994). Примечательно, что карбонатные породы нижнего каратавия в значительной мере представлены известняками, тогда как в выше- и нижележащих горизонтах африканского докембрия среди них резко доминируют доломиты.

Большой интерес представляют собой хронологические соотношения строматолитовых ассоциаций Африки и развитых здесь двух горизонтов верхнерифейских тиллитов (Большой и Малый конгломерат надсерии Катанга и их аналоги), относящихся к начальным фазам африканской гляциоэры (Чумаков, 1978). К сожалению, в области развития этих тиллитов верхнерифейские строматолиты обильны и в какой-то мере изучены лишь в тех отложениях, которые подстилают Большой конгломерат (серии Роан, Бушимае и др.), но редки и почти не изучены в тех толщах, которые залегают между двумя тиллитами и над верхним из них. Поэтому упомянутые соотношения можно выяснить только путем корреляций тиллитсодержащих разрезов Экваториальной Африки с существенно карбонатными последовательностями Западной Африки, строматолиты в которых обильны и описаны в литературе. Такие сопоставления, основанные на изотопно-геохронологических, а отчасти и на регионально-геологических данных (Trompette, 1973, 1994; Cahen et al., 1984), показывают, что тектонические движения, предшествовавшие нижнему тиллиту, и сам этот тиллит (около 950 млн. лет) отвечают перерыву между сериями Шар и Атар и базальной грубообломочной пачке последней, а верхний тиллит (моложе 870 - 850 и древнее 814 ± ± 15 млн. лет) скорее всего соответствует базальным горизонтам отложений, содержащих позднекаратавскую строматолитовую ассоциацию верхнего каратавия. Если это так, то: 1) нижние тиллиты залегают внутри интервалы вертикального

распространения раннекаратавской строматолитовой ассоциации; 2) широкая экспансия этой ассоциации в Западную Африку проходила в условиях постгляциальной трансгрессии; 3) позднекаратавская ассоциация африканских строматолитов формировалась на фоне исчезновения рифейских ледников на этом континенте. Интересно отметить, что в пачках I_6 и I_7 серии Атар в строматолитах описан особый тип микроструктур, появление которого трактуется как важное биотическое событие, отражающее изменение состава морской воды (Fairchild et al., 1990; Bertrand-Sarfati, Pentecost, 1992).

Некоторое уменьшение разнообразия африканских строматолитов в позднем каратавии протекало на фоне ясно выраженной тенденции к сокращению областей осадконакопления, не затронувшей лишь отдельные бассейны, общей редукции карбонатных пород и перехода в самом конце позднего рифея, 770 - 750 млн. лет назад, к господству силикокластического осадконакопления на континенте. Обычно эти события рассматривают как следствие проявлений катангской (люсакской) складчатости (Хаин, Божко, 1988; Cahen et al., 1984; Goodwin, 1991).

Наблюдаемый на рис. 1 резкий спад разнообразия вендских строматолитов Африки в какой-то мере отражает низкую степень их изученности. Тем не менее, остается фактом, что в венде этого континента в ответ на катангские и панафриканские события произошло значительное сокращение областей осадконакопления, а многочисленные развивавшиеся в это время прогибы, кроме бассейна Нама, были бедны карбонатами и в особенности их строматолитовыми разностями (Gresse, Germs, 1993; Trompette, 1994).

Итак, общая картина изменения разнообразия африканских строматолитов, установленная на основании имеющихся далеко не полных данных, оказывается сугубо специфичной в нижнепротерозойской части, а в рифейско-вендской части обладает некоторым сходством с картиной, полученной по лучше изученным строматолитам Северной Евразии и Китая. Это сходство проявляется в увеличении разнообразия в раннем бурзании и особенно в раннем каратавии и в сокращении его в конце протерозоя. Вместе с тем, африканская гистограмма отличается глубокой позднебурзьянско-юрматинской депрессией, которая характерна и для индийской гистограммы и отражает редкость строматолитов данного возраста в обоих суперрегионах.

Австралия

В сравнительно небольшой по площади Австралии протерозойские строматолиты присутствуют в ряде разбросанных по разрезу литостратиграфических единиц (Grey, 1982; Plumb, 1985; 1990).

Наиболее известные их местонахождения приурочены к следующим разновозрастным структурам: к нижнепротерозойским бассейнам Хамерсли, Каприкорн, Гленгарри и Эрахида на западе материка, к раннерифейскому бассейну Мак Артур и среднерифейскому прогибу Бангемолл соответственно на севере и западе и к верхнерифейско-вендским бассейну Амадиес и "геосинклинали" Аделаида в центре и на юге Австралии. Валидные описания и определения этих микробиолитов появились за последние 25 лет (Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Preiss, 1972, 1973, 1974, 1976; Walter et al., 1979, 1988; Grey, 1978, 1981, 1984, 1985a, b, 1994a, b; Прейс, Крылов, 1980; Grey, Thorn, 1985; Gee, Grey, 1993). Более ранние посвященные им публикации (например, Edgell, 1964) представляют лишь исторический интерес. Главный вклад в изучение рассматриваемых строматолитов внесли исследователи, единообразно подходы к их классификации.

Изученность протерозойских строматолитов в Австралии заметно выше, чем в Африке и Индии. Рассматриваемая здесь их выборка включает 75 таксонов видового уровня, представляющих 42 формальных рода (группы). Эти цифры, конечно, не адекватны реальному разнообразию, так как строматолиты ряда районов Австралии еще ждут описания, а среди описанных преобладают столбчатые и отчасти микростроматиты. Тем не менее, можно утверждать, что общее разнообразие докембрийских строматолитов в Австралии заметно меньше, чем в Северной Евразии и Китае.

Архейские строматолиты на рассматриваемом континенте известны как в нижнем (серия Варравуна, 3.56 млрд. лет), так и в верхнем архее, но в целом встречаются редко (Grey, 1981; Walter, 1983). Они представлены столбчато-пластовыми, желваковыми и пластовыми постройками, среди которых валидно описаны только три вида, относящиеся к трем родам (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Grey, 1981). Строматолиты из серии Варравуна Австралии и из серии Онвервахт Африки (3.54 млрд. лет) обычно рассматриваются как древнейшие микробиолиты, но в последнее время их биогенная природа ставится под сомнение (Lowe, 1994).

Первые протерозойские строматолиты в Австралии упоминаются в сериях Хамерсли и Туре Крик на северо-западе континента (Edgell, 1964; Walter, 1972; Grey, 1982; Plumb, 1985), но их валидных описаний нет. По данным К. Грей (устное сообщение), здесь присутствуют столбчатые ветвящиеся постройки, заслуживающие выделения в новые род и вид, и специфичные микростроматиты; можно условно считать, что они представляют два вида и два рода. Вещающие их отложения относятся к первому подразделению протерозоя принятой шкалы: они включают вулканиты, имеющие U-Pb цирконовый возраст $2490 \pm$

$\pm 20 - 2434 \pm 18$ млн. лет и подстилаются серией Фортезкью, возраст которой 2765 - 2687 млн. лет (Arndt et al., 1991; Pidgeon, Horwitz, 1991).

Отложения, имеющие возраст 2.3 - 2.0 млрд. лет, в Австралии не установлены (Plumb, 1990). Более молодые раннепротерозойские толщи, развитые в ряде регионов материка, содержат строматолиты в западной и северо-западной его частях. Данные о систематическом составе присутствующих построек имеются только для серий Уайлу (ороген Каприкорн), Гленгарри, Эрахида (бассейны Гленгарри и Эрахида, ранее рассматривавшиеся в составе бассейна Набберу), Саус Аллигатор ("геосинклиналь" Пайн Крик), Кимберли (бассейн Кимберли), Каприкорн (бассейн Блейр) и Хаслингден (провинция Маунт Айса). Строгая возрастная привязка имеется не для всех названных серий.

Серия Саус Аллигатор и Уайлу безусловно относятся к третьему подразделению протерозоя (2.0 - 1.8 млрд. лет, =орозизию). В серии Саус Аллигатор содержащая строматолиты формация Куплин согласно перекрывается туфами, U-Pb цирконовый возраст которых 1884 ± 3 и 1877 ± 11 млн. лет (Needham et al., 1988). Серия Уайлу прорвана гранодиоритами, имеющими Rb-Sr возраст 1680 ± 30 млн. лет (минеральная изохрона), а на главном ее строматолитовом горизонте - доломитах Дак Крик - согласно залегают вулканиты, датированные U-Pb методом по циркону 1843 ± 2 млн. лет (Thorne, Seymour, 1991; Pidgeon, Horwitz, 1991).

Возрастные рамки серии Гленгарри также оцениваются в 2.0 - 1.8 млрд. лет (Plumb, 1990; Gee, 1990; Thorne, Seymour, 1991; Gee, Grey, 1993). Эта серия моложе позднеархейских гранитов (около 2.65 млрд. лет), содержит галенит, имеющий модельный Pb-Pb возраст 1.8 млрд. лет и коррелируется с серией Уайлу. Серия Эрахида, несогласно залегающая на серии Гленгарри, находит свое место в шкале менее определено. Предшествующие ей гранитоиды имеют возраст 2400 млн. лет (U-Pb), а прорывающие сиениты - 1630 млн. лет (Rb-Sr) (Plumb, 1985, 1990). Видимо, только минимальный предел возраста серии определяют также Rb-Sr и K-Ar датировки ее глауконита и иллита (Bunting, 1986), которые равны 1700 - 1670 млн. лет. На основании этих данных обычно принимается, что возраст серии Эрахида близок к 1.7 - 1.65 млрд. лет (Preiss, 1976; Plumb, 1985, 1990; Gee, 1990). Привлечение палеонтологических данных, как нам кажется, позволяет уточнить этот вывод. Среди известных в ней окремненных микрофоссилий есть типичные представители ганфлинтской ассоциации (библиографию см. Grey, 1994a), возраст которой близок к 2.0 млрд. лет (Moore et al., 1992), а среди строматолитов, как подчеркнула К. Грей, описаны формы, близкие к развитым в отложениях древнее 1.8 млрд. лет. Сказанное позволяет нам вместе с К. Грей (Grey,

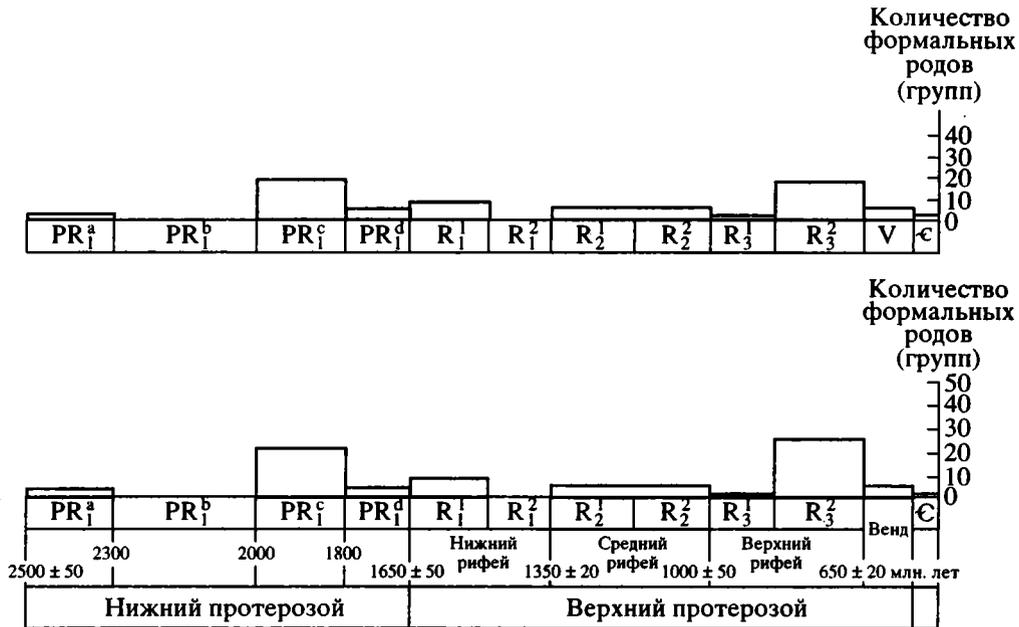


Рис. 2. Динамика разнообразия протерозойских строматолитов Австралии на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп).

1994a) считать, что серия Эрахиди, видимо, накопилась 1.8 - 1.9 млрд. лет назад.

В серии Уайлу строматолиты упоминаются в нескольких формациях, но обильно развиты и валидно описаны только в доломитах Дак Крик (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Preiss, 1976; Grey, 1985b). Здесь присутствуют столбчатые *Pilbaria perplexa* Walt., *Conophyton* sp., микростроматиты *Asperia ashburtonia* Grey, *Yelma digitata* Grey и некоторые другие. В сериях Саус Аллигатор и Гленгарри известны *Pilbaria perplexa* Walt., местные представители *Kussoidella* и *Segosia*, *Conophyton* sp. indet., микростроматиты *Katernia perlina* Bert.-Sarf. et Erick. и другие, в том числе тиссагетовые постройки (Gee, Grey, 1993; Grey, 1994b). Богаче строматолиты в серии Эрахиди (Gee, Grey, 1993; Grey, 1994a). Здесь представлены *Yelma digitata* Grey, местные виды *Pilbaria*, *Eocapsiphora*, *Externia*, *Omachtenia*, *Eryhualtes* и ряда других межпровинциальных и эндемичных родов. Иначе говоря, в отложениях с возрастом 2.0 - 1.8 млрд. лет в Австралии заключена довольно богатая ассоциация таксонов (рис. 2), характерными представителями которой являются *Pilbaria perplexa* Walt., другие формы этого рода и определенные микростроматиты.

В последнем интервале раннего протерозоя Австралии (1.8 - 1.65 млрд. лет) строматолиты описаны в сериях Хаслингден, Кимберли и Каприкорн. В первой из них доломиты со строматолитами прорваны гранитами, имеющими возраст 1740 - 1730 млн. лет, и согласно налегают на вулканиты, возраст которых 1790 ± 9 млн. лет (U-Pb, циркон; Page, 1988). Серия Кимберли несогласно налегает на вулканиты, цирконовый возраст ко-

торых 1850 ± 5 млн. лет, а прорывающие ее доломиты имеют Rb-Sr возраст 1760 ± 25 млн. лет (Page, 1988). Серия Каприкорн прорвана уже упоминавшимися гранодиоритами, Rb-Sr возраст которых 1680 ± 30 млн. лет, и несогласно налегает на серию Уайлу (1843 ± 2 млн. лет и более, см. выше). Строматолиты в рассматриваемых сериях редки; среди них установлены только *Kussoidella* sp., *Conophyton* sp. и ?*Segosia isa* Walt. et Kryl. (Grey, 1982; Walter et al., 1988).

Таким образом, на гистограмме разнообразия австралийских строматолитов (рис. 2) вслед за нулевой депрессией, приходящейся на отрезок 2.3 - 2.0 млрд. лет, следует заметный пик, определяемый таксонами из серий Гленгарри, Уайлу, Саус Аллигатор и Эрахиди (2.0 - 1.8 млрд. лет), а затем - спад, определяемый составом строматолитов из серий Хаслингден, Кимберли и Каприкорн (1.8 - 1.65 млрд. лет). Впрочем, если окажется, что серия Эрахиди накапливалась не ранее 1.8 млрд. лет, как принято нами, а около 1.7 млрд. лет назад, как считают многие австралийские коллеги, то пик разнообразия раннепротерозойских строматолитов Австралии сместится с третьего на четвертое (заключительное) подразделение раннего протерозоя в связи со спецификой возрастной локализации одного конкретного бассейна.

В начале раннего рифея строматолитосодержащие отложения получили в Австралии довольно широкое распространение и сосредоточились главным образом на Северо-Австралийском кратоне (серии Мак Артур и Натан бассейна Мак Артур, серия Бирриндуду и доломиты Бангл-Бангл

бассейна Бирриндуду, серия Мак Намара провинции Маунт Айса, серия Скорпион и др.). Валидные описания имеются только для некоторых строматолитов из серий Мак Артур, Натан и Мак Намара (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Walter et al., 1988). Среди них обращают на себя внимание характерные для нижнего рифея Евразии *Kussiella kussiensis* Kryl., *Omachtenia omachtensis* Nuzhn., *Conophyton garganicus* Kor. (Walter et al., 1988) и *Kussiella vitata* Kom. (определения М.А. Семихатова в коллекции М. Уолтера), присутствующие в сериях Мак Артур и Натан. Кроме того, здесь известны тиссагетовые *Australosponus abnega* Walt. et Kryl., первые представители рода *Acaciella* и некоторые другие, а в серии Мак Намара – *Eocapsiphora paradisa* Cloud et Semikh.

Принадлежность серий Мак Артур и Натан к нижнему бурзянию определяется следующим: 1) серия Натан несогласно перекрыта серией Ропер, глаукониты которой имеют возраст 1250 - 1400 млн. лет (K-Ar, модельный Rb-Sr), а иллиты – 1429 ± 31 млн. лет (Rb-Sr изохронный; Kralik, 1982); 2) U-Pb цирконовый возраст туфов из базальных горизонтов серии Мак Артур, подстилающих ее карбонатную часть, и из аналогов серии в провинции Маунт Айса равен 1690 ± 27 и 1670 ± 19 млн. лет; 3) U-Pb и Rb-Sr возраст предшествующих этой серии гранитов 1610 ± 10 - 1698 ± 25 и 1688 ± 13 млн. лет соответственно (Page, 1988). Серия Мак Намара отделяется этапом метаморфизма от гранитов, имеющих U-Pb возраст 1740 ± 24 млн. лет, и сопоставляется с нижней частью серии Мак Артур (Plumb, 1990). Прочие из упомянутых выше строматолитсодержащих серий по геологическим данным коррелируются с серией Мак Артур и/или серией Натан (Plumb et al., 1980; Plumb, 1990), но сведения о составе их строматолитов отсутствуют, если не считать указаний на находку *Conophyton* sp. в серии Скорпион (Grey, 1982).

Неметаморфизованные отложения верхнего бурзяния и юрматиния (верхней части нижнего рифея и среднего рифея) в Австралии развиты ограниченно и обычно сложены обломочными и/или вулканогенными породами. Карбонатные толщи со строматолитами среди них редки (Walter, 1972; Grey, 1982; Plumb, 1985). Валидные данные о составе присутствующих здесь построек имеются только для серии Толмер на севере и серии Бангемолл и ее аналогов на северо-западе материка. В серии Толмер первоначально была описана *Inzeria tjomusi* Kryl. (Gloud, Semikhatov, 1969), но позднее это определение было поставлено под сомнение (Walter, 1972; Grey, 1982). В серии Бангемолл и ее аналогах строматолиты довольно обильны, но однообразны по составу (Walter, 1972; Grey, 1982, 1985a). Здесь присутствуют *Baicalia capricornia* Walt., *Conophyton australe* Walt., *Acaciella* cf. *australiana* Walt., которая, по мне-

нию К. Грей, заслуживает выделения в новый вид, *Colonnella* sp. и некоторые другие.

Данные об изотопном возрасте серии Толмер ограничены K-Ar и Rb-Sr датировками ее глауконита, близкими к 1200 млн. лет (Webb, Page, 1977). Для серии Бангемолл известны изохронные Rb-Sr определения валовых проб вулканитов и сланцев, равные 1098 ± 42 и 1080 ± 80 млн. лет соответственно; опираясь на них, обычно считают, что возраст серии близок к 1100 млн. лет (Compston, Argiens, 1968; Grey, 1985a; Plumb, 1990). Вместе с тем, модельный Pb возраст вероятно сингенетического галенита из нижней части серии оказался близким к 1500 млн. лет (Chuck, 1984), а из риолитов вблизи ее основания были получены и большие значения изотопного возраста (U-Pb, циркон, SHRIMP, устное сообщение А. Нолла), часть из которых превосходит максимальный возрастной предел серии, определяемый ее соотношениями с подстилающими породами. Что же касается строматолитов серии Бангемолл, то их состав говорит о ее средне- или позднерифейском возрасте. Учитывая все сказанное, мы относим серии Толмер и Бангемолл к среднему рифею в целом.

Вопрос о динамике разнообразия австралийских строматолитов в конце рифея прямо связан с трактовкой возрастного объема надсерии Аделаида Южной Австралии и сопоставимых с ней отложений в центре материка (в бассейнах Амадиес, Офисер, Джорджина и Нгалия), которые содержат значительное количество валидно описанных таксонов. Верхняя часть названной надсерии, содержащая знаменитые эдиакарские ископаемые и несогласно перекрытая нижним кембрием, несомненно, относится к венду, а ее нижняя часть на основании корреляций и косвенных построений долгое время считалась охватывающей отложения с возрастом до 1100 и даже до 1400 млн. лет (библиографию см. Келлер и др., 1984; Preiss, 1987). Новые данные заставили пересмотреть эти представления.

Наибольшее значение для оценки возраста нижней части надсерии Аделаида имеет конкордантная U-Pb датировка цирконов из туфов Рук подсерии Курдимурка – второй снизу подсерии ее базальной серии Коланна. Эта датировка равна 802 ± 10 млн. лет (Fanning et al., 1986). Следовательно, подсерия Курдимурка и вся вышележащая часть надсерии Аделаида моложе 800 млн. лет (Preiss, 1987; Plumb, 1990). Видимо, немногим древнее и докурдимуркская часть серии Каллана, так как в ней нет следов серьезных перерывов. Это подтверждается Sm-Nd минеральными изохронами (802 ± 35 и 865 ± 49 млн. лет) по основным дайкам, которые предшествуют рифтогенезу в “геосинклинали” Аделаида (Drexel et al., 1993). Таким образом, следует признать, что вся надсерия Аделаида моложе 850 млн. лет (Plumb,

1990; Drexel et al., 1993) и принадлежит позднему каратавию и венду.

Верхнедокембрийские отложения бассейна Амадиес и смежных прогибов Центральной Австралии также относятся к позднему каратавию и венду. Основанием для такого вывода служат аналогии, а в верхней части разреза и прямые литостратиграфические корреляции с надсерией Аделаида (Preiss, 1987). В подкрепление этого вывода одно время ссылались на изохронную Rb-Sr датировку даек Стюарт (897 ± 9 млн. лет; Black et al., 1980), которые предшествуют заложению бассейна Амадиес. Однако изохронный Sm-Nd возраст даек оказался 1061 ± 36 млн. лет (Zhao et al., 1992). Сейчас в австралийской литературе принимается, что серии Каланна и/или Бурра, выделяемые в нижней половине надсерии Аделаида, являются аналогами формаций Хевитри и Биттер Спрингс, начинающих собою рифейский разрез бассейна Амадиес.

Итак, верхнедокембрийские отложения Южной и Центральной Австралии (надсерия Аделаида и ее аналог), содержащие довольно обильные и относительно хорошо изученные строматолиты, принадлежат верхнему каратавию и венду. Нижняя граница венда в этих отложениях, вероятно, располагается в основании тиллитов подсерии Ерилина, завершающей разрез серии Амберетана (второй сверху серии надсерии Аделаида), и в основании одновозрастных тиллитов бассейна Амадиес. Такое мнение опирается на положение эдиакарской фауны в разрезах, на Rb-Sr датировки горизонтов тиллитов и на их прослеживание (Келлер и др., 1984). Что же касается нижнего каратавия, то его отложения в Австралии распространены очень ограничено и, насколько нам известно, практически лишены идентифицированных строматолитов. Единственным возможным исключением является так называемая последовательность Роберт Западной Австралии, которая содержит *Vaicalia burra* Preiss и довольно провизорно датируется 1.0 - 0.9 млрд. лет (К. Грей, устное сообщение).

В верхнекаратавских отложениях, входящих в состав надсерии Аделаида и ее аналогов в бассейне Амадиес, установлено более трети видов и почти половина родов строматолитов, известных во всем протерозое Австралии (Glaessner et al., 1969; Walter, 1972; Preiss, 1972, 1973, 1974, 1987; Прейс, Крылов, 1980). Среди них описан ряд типичных для верхнего рифея родов (*Voxonia*, *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Jurusania*, *Katavia*, *Linella*, *Minjaria*), которые представлены не только местными, но и межпровинциальными видами (*Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania nizvensis* Raab., *Linella avis* Kryl.). Им сопутствуют *Conophyton garganicus* Kor., эндемичные представители *Vaicalia*, *Tungussia* и других межпровинциальных и местных родов. При всем богатстве этого списка, он не исчерпывает

реального разнообразия позднекаратавских строматолитов Австралии, так как пластовые и желваковые постройки из надсерии Аделаида и ее аналогов в Центральной Австралии и все морфотипы строматолитов из одновозрастной серии Янина Западной Австралии пока не описаны в литературе.

Вендские отложения Австралии строматолитами бедны. К ним относятся местные представители родов *Linella*, *Tungussia*, *Elleria*, *Jacutophyton* (= *Georgia*), описанные из бассейнов Джорджина, Амадиес и "геосинклинали" Аделаида (Walter, 1972; Grey, 1982; Preiss, 1987), а также, по-видимому, *Conophyton basalticum* Walt. и *Con. cf. gaubitzia* Kryl. из базальтов Антрим Плато. Последние в австралийской литературе условно относятся к кембрию, но присутствие конофитонов более соответствует вендскому их возрасту. В безусловно кембрийских отложениях Австралии в известной нам литературе упоминается лишь два таксона строматолитов.

Представленная на рис. 2 гистограмма изменения разнообразия строматолитов Австралии, подобно ранее рассмотренным для Индии и Африки, имеет общий уплощенный рисунок и вместе с тем отличается несомненным своеобразием. Это своеобразие определяется следующим: 1) наличием глубокой (вплоть до нулевой 2.3 - 2.0 млрд. лет назад) депрессии, отвечающей первой половине раннего протерозоя; 2) смещением наиболее четких пиков относительно разнообразия в третье подразделение раннего протерозоя и в поздний каратавий; 3) очень низким разнообразием в течение большей части рифея - от позднего бурзяния до раннего каратавия включительно. Наряду с этим, она демонстрирует некоторые черты, знакомые по гистограммам других суперрегионов: падение разнообразия в самом конце раннего и позднего протерозоя и обособление частного раннебурзянского пика. Конечно, рассматриваемая гистограмма из-за общего состояния изученности австралийских строматолитов не вполне адекватна действительной картине изменения числа их таксонов во времени. Тем не менее, можно утверждать, что она объективно отражает реальные тренды расширения и сокращения таксономического состава этих строматолитов.

Переходя к рассмотрению того геологического фона, на котором совершались описанные изменения состава строматолитов, напомним, что в раннем протерозое лишь небольшая часть Западной Австралии представляла собой стабильную область, а главная часть континента испытала кратонизацию только 1.88 - 1.84 млрд. лет назад (орогения Баррамунди) и позднее (Хаин, Божко, 1988; Plumb et al., 1980; Plumb, 1985; Page, 1988; Goodwin, 1991). Крайняя бедность строматолитами первой половины австралийского раннего протерозоя (2.5 - 2.0 млрд. лет) определялась

обстановками того времени – общей тенденцией к воздыманию территориально небольших эпипрокейских стабильных массивов Западной Австралии и господством вулканогенно-терригенных отложений в подвижных поясах на остальной части континента. Только в унаследованном от позднего архея бассейне Хаммерсли (Западная Австралия) в самом начале раннего протерозоя строматолиты получили заметное распространение.

Всплеск разнообразия австралийских строматолитов 2.0 - 1.8 млрд. лет назад явился прямым следствием заложения в это время системы короткоживущих рифтогенных прогибов, западноавстралийские интракратонные представители которых (Уайлу, Гленгарри и, вероятно, Эрахиди) содержали значительное количество строматолитов. Одновременно развивавшиеся подвижные пояса Центральной и Северной Австралии заключали очень небольшое количество карбонатов, среди которых строматолитовые разности играли более чем скромную роль. Спад разнообразия рассматриваемых строматолитов в самом конце раннего протерозоя хронологически совпал с двумя последовательными событиями континентального масштаба: а) со становлением характерной кислой вулканоплутонической ассоциации и развитием орогении Баррамунди 1880 - 1840 млн. лет назад, которая привела к кратонизации фундамента Северо-Австралийской платформы и сопровождалась общим поднятием территории и б) заложением на эпипаррамундском основании новой серии очень коротко (от 1800 - 1790 до 1750 - 1740 млн. лет) развивавшихся рифтогенных прогибов (Пайн Крик, Кимберли и др.), выполненных вулканогенно-обломочными толщами, содержащими лишь редкие карбонатные пачки (Page, 1988; Wyborn et al., 1988; Goodwin, 1991).

Широкая раннебурзьянская морская трансгрессия, проявившаяся главным образом на Северо-Австралийском кратоне, оставила после себя мелководные терригенно-карбонатные отложения серий Мак Артур, Натан и их аналогов, накопившиеся в условиях жаркого аридного климата. Разнообразие описанных здесь строматолитов (Walter, 1972; Walter et al., 1988) ясно отразилось на представленной на рис. 2 гистограмме. Что же касается обширной глубокой депрессии, которая на этой гистограмме занимает большую часть рифея и осложняется небольшим выступом посередине, то она явилась следствием общей тенденции континента к поднятию в позднем бурзьянии – раннем каратавии. Осадконакопление в это время сохранялось лишь в отдельных подвижных поясах и обособленных интракратонных бассейнах, в которых накапливались преимущественно силикокластические или вулканогенно-обломочные отложения. Специфика одного из таких бассейнов (Бангемолл) вызвала появление в нем

обильных строматолитов, отличавшихся, однако, невысоким разнообразием. Последовавшее в самом конце среднего рифея так называемое событие Масгрейв вызвало стабилизацию мобильных поясов Центральной Австралии и общее поднятие территории, с которым была связана резкая редукция раннекаратавских отложений (Plumb, 1990; Goodwin, 1991).

Принципиальное изменение палеогеографической обстановки на всем континенте в позднем каратавии – развитие рифтогенных прогибов Аделаида, Амандис и других, а затем и трансгрессия на смежные шельфы (Preiss, 1987; Plumb, 1985, 1990; Drexel et al., 1993) – имело одним из последствий появление относительно обильных строматолитосодержащих карбонатных отложений. Заключенные в них постройки систематически разнообразны, формировались в широком спектре обстановок (Preiss, 1987) и обеспечили наиболее высокий пик разнообразия протерозойских строматолитов Австралии. В возрастные рамки данного пика попадают тиллиты Стерт, которые широко распространены в Южной и отчасти в Центральной Австралии. Состав позднекаратавских строматолитов, развитых в “геосинклинали” Аделаида ниже и выше этих тиллитов, оказывается различным и заметно более разнообразным в посттиллитовой части разреза.

Вендское сокращение разнообразия строматолитов в Австралии, как и в Евразии, происходило на фоне двухфазной постгляциальной трансгрессии, но в условиях преимущественно силикокластического осадконакопления, а в самом конце венда, вероятно, и на фоне основного вулканизма (базальты Антрим Плато). Карбонаты в австралийском венде в заметных объемах развиты только в надсерии Аделаида, где слагают венчающие доломиты формации Нуккалина и формацию Уонока, подстилающую кварциты Паунд. Первая лишена строматолитов, а вторая очень бедна ими, хотя накопилась в обстановках, благоприятных для их роста (Preiss, 1987). Весьма вероятно, что редукция строматолитов в данном случае связана с деструктивной деятельностью метазоа, которая нередко рассматривается как главная причина упадка строматолитов в конце протерозоя (Awramik, 1971, 1992; Walter, Heys, 1985). Но так или иначе, динамика разнообразия протерозойских строматолитов Австралии явилась результатом взаимодействия факторов различного радиуса действия. Другое дело, что из-за небольших размеров континента воздействие региональных и суперрегиональных факторов нередко выступает здесь на первый план, затеняя общие тренды. Этим и объясняется уже отмечавшееся в литературе (Grey, 1982) отличие динамики разнообразия австралийских строматолитов от установленной на более широком материале.

Северная Америка

Докембрийские строматолиты распространены здесь от верхнего архея до венда включительно, но общее их содержание в разрезах довольно низкое. Они явились объектом палеонтологического описания еще в конце прошлого века, а в начале нашего века активно изучались пионерами палеонтологии докембрия Ч. Уолкоттом, К. Фентоном и М. Фентон, которые стремились выяснить их систематический состав и стратиграфическое значение. В дальнейшем, как известно, у американских геологов сложилось скептическое отношение к классификации и к стратиграфическому потенциалу строматолитов, и только иногда они рассматривались как палеонтологические объекты (Rezak, 1957). В последнее время положение изменилось лишь незначительно. Поэтому изученность систематического состава строматолитов Америки оставляет желать много лучшего. Первые их исследователи не учитывали ряда диагностических признаков, важных в современной системе, а отвечающие сегодняшним требованиям описания малочисленны, касаются немногих районов и не всех присутствующих морфотипов.

Предлагаемый ниже анализ разнообразия американских строматолитов опирается на: 1) опубликованные валидные описания их таксонов в рамках современной классификации и достаточные описания морфологии и/или определения, сделанные со ссылкой на необходимый комплекс исследований (Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969, 1974, 1978; Knight, 1968; Howell, 1971; Семихатов, 1974, 1978; Bertrand-Sarfati, Caby, 1976; Horodyski, 1976, 1983; Aitken et al., 1978a, b; Weber et al., 1979; Hofmann et al., 1980; Cevallos-Ferriz, Weber, 1980; Cevallos-Ferriz et al., 1988; Bertrand-Sarfati, Awramik, 1992), 2) неопубликованные данные М.А. Семихатова – результаты проведенного им изучения типовых коллекций протерозойских строматолитов США и определения некоторых строматолитов Канады. Имеющиеся в литературе ссылки на определения строматолитов, основанные только на полевых наблюдениях или на сравнении выборочных признаков построек (например, Donaldson, 1976; Hofmann, 1977, 1981), трактуются как невалидные и не приняты в расчет. Всего нами учтены данные о вертикальном распространении 74 таксонов видового уровня, представляющих 35 родов.

Древнейшие строматолиты Америки известны в верхнем архее на Канадском щите и в предгорьях Скалистых гор в Вайоминге (около дюжины местонахождений; Hofmann et al., 1991; Hofmann, Masson, 1994). Они представлены морфологически разнообразными постройками (в том числе столбчатыми, тиссагетовыми и микростроматитами), которые обычно залегают в маломощных карбонатных или кремнистых телах в зеленокаменных поясах и лишь в сериях Стипрок

Канады и Уален Вайоминга заключены в значительных карбонатных толщах.

Первые протерозойские строматолиты на рассматриваемом континенте известны в нижней части надсерии Гурон Канадского щита, в маломощной карбонатной формации Эспаньола. Здесь описаны пластовые постройки, которые могут быть отнесены к *Stratifera*, и обладающие такой же микроструктурой микростроматиты (Hofmann et al., 1980). Возрастные рамки надсерии Гурон определяются тем, что вулканиты вблизи ее основания имеют U-Pb возраст 2450 ± 25 млн. лет, а вся надсерия прорвана диабазами, возраст которых 2219 ± 4 млн. лет (Krough et al., 1984; Corfu, Andrews, 1986). Таким образом, эти строматолиты попадают в первое подразделение нашей шкалы.

Ко второму ее подразделению (2.3 - 2.0 млрд. лет) среди описанных строматолитов Северной Америки относятся постройки формации Динолт Лабрадорского трога (Donaldson, 1963; Семихатов, 1978) и формации Наш Форк гор Медисин Боу Вайоминга (Knight, 1968). Возрастные рамки формации Динолт устанавливаются на основании U-Pb циркониевых датировок согласно подстилающих ее (2142 ± 4 млн. лет) и несогласно перекрывающих (1960 - 1880 млн. лет) отложений, а также Pb-Pb определений ее галенита (1940 - 1980 млн. лет) (Hoffman, 1988, 1989; Hoffman, Grotzinger, 1988). Формация Наш Форк залегают стратиграфически выше аналогов тиллитов Гауганда, венчающих надсерию Гурон (Young, 1973), и считается древнее гранитоидов, имеющих Rb-Sr возраст 2000 - 2100 млн. лет (Houston et al., 1992). В формации Динолт описана *Asperia aspera* Semikh. и *Stratifera laxa* Semikh., а в формации Наш Форк – пластовые и мелкие ветвящиеся постройки. Знакомство с ними в поле и в коллекции С. Найта убеждают, что среди них присутствуют *Stratifera*, по микроструктуре отличная от *Str. laxa*, и микростроматиты, сходные с *Gruneria*. Кроме того, отсюда описаны крупные купола *Hadrophycus immanus* Fent. et Fent. (Fenton, Fenton, 1939). Таким образом, с известной условностью можно принять, что в первом подразделении американского протерозоя фиксируется 2 вида и 2 рода, а во втором – 5 видов и 4 рода строматолитов (рис. 2).

В отложениях с возрастом 2.0 - 1.8 млрд. лет строматолиты в Северной Америке распространены более широко и нередко слагают значительные по мощности и по протяженности толщи. Они известны в ряде районов Канадского щита (Douglas, 1972; Hofmann, 1981; Hoffman, 1988; Grotzinger, 1988a), но обычно лишь упоминаются в литературе. Реже в публикациях приводится общая характеристика присутствующих построек (Donaldson, 1963; Cecile, Campbell, 1978), а валидные их описания имеются только для части форм из серии Эпуорт и надсерии Грейт Слейв

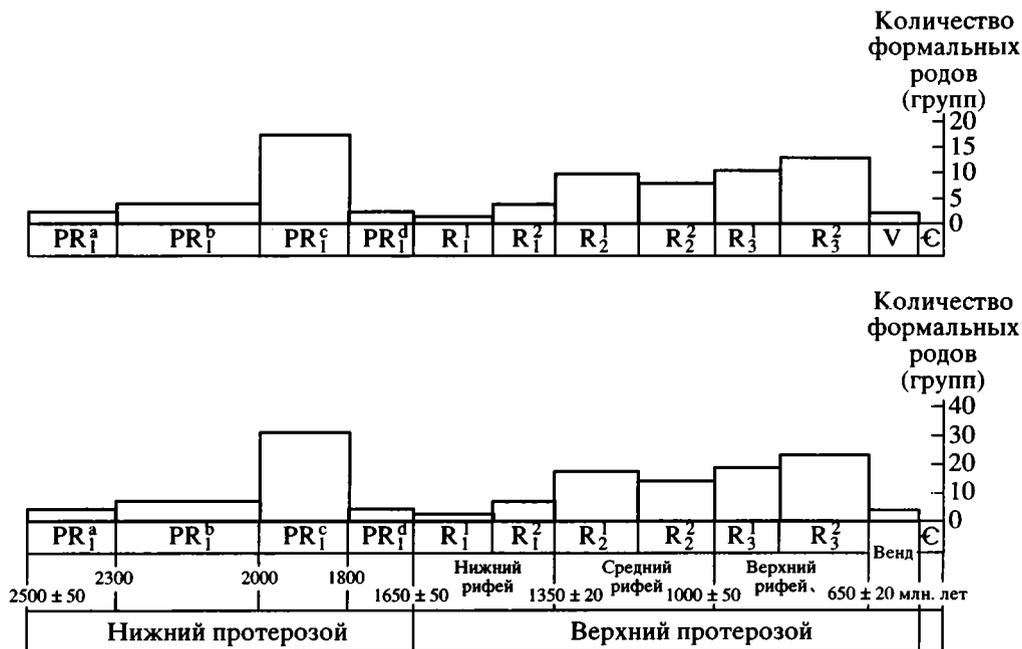


Рис. 3. Динамика разнообразия протерозойских строматолитов Северной Америки на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп).

северо-западной части щита и для некоторых построек из серий Мистассини, Анимики и Белчер его южной и центральной частей (Hofmann, 1969, 1978; Cloud, Semikhatov, 1969; Семихатов, 1978). Среди описанных форм обращают на себя внимание присутствующие в нижнем протерозое других суперрегионов *Asperia aspera* Semikh., *Conophyton minusculum* Semikh., *Gruneria biwabikia* Cloud et Semikh., *Pilbaria perplexa* Walt., *Stratifera laxa* Semikh., *Mistassinia wabassion* Hofm. и *Kusoidella*, развитые в сопровождении ряда эндемиков. К перечисленным таксонам можно добавить *Minjaria* sp. из формации Рокнест серии Эпуорт (определения М.А. Семихатова) и обладающие специфичной микроструктурой *Omachtenia* sp. и *Stratifera* sp. из формации Ганфлинт серии Анимики (Awramik, Semikhatov, 1979). Таким образом, разнообразие строматолитов Северной Америки 2.0 - 1.8 млрд. лет назад значительно увеличилось по сравнению с существовавшим ранее (рис. 3).

Возрастные рамки перечисленных подразделений определяются следующим. В надсерии Грейт Слейв строматолитсодержащие толщи залегают между двумя горизонтами туфов, имеющих U-Pb цирконовый возраст 1969 ± 4 и 1882 ± 9 млн. лет, и прорваны гранитоидами с возрастом 1860 - 1870 млн. лет (Hoffman, 1988). Серия Эпуорт коррелируется с надсерией Грейт Слейв (Hoffman, 1973), а ее строматолиты, судя по U-Pb цирконовым датировкам туфов, моложе 1.92 и древнее 1.90 млрд. лет (Grotzinger, 1988b). Базальная часть серии Анимики коррелируется с вулканитами, имеющими U-Pb возраст 1910 ± 10 млн. лет

(нижняя часть серии Миномини), а вся серия охвачена пенокенской орогенной, пик которой датируется 1840 - 1850 млн. лет (Morey, Van Schmus, 1988; Hoffman, 1988). Менее строго определяется возраст серии Мистассини. Железорудная толща, венчающая ее разрез, коррелируется с формацией Сокоман Лабрадорского трога (Douglas, 1972), возраст которой 1880 млн. лет (U-Pb, циркон из вулканитов; Hoffman, 1988), тогда как Rb-Sr возраст сланцев самой серии (1749 ± 54 млн. лет; Hofmann, 1978) отражает, судя по всему, лишь время наложенного события. Вулканиты серии Белчер Гудзонова залива имеют изохронный Pb-Pb возраст 1960 ± 80 - 1810 ± 30 млн. лет, а наложенные на нее движения датируются 1800 млн. лет (Hoffman, 1988, 1989).

В самом конце раннего протерозоя, 1.8 - 1.65 млрд. лет назад, строматолитсодержащие карбонаты в Северной Америке были развиты лишь спорадически. Они известны в сериях Хорнби Бей и Эт-Тен и формации Мартин на северо-западе Канадского щита и в некоторых других толщах (Grotzinger, 1988a; Ross, Donaldson, 1988). Среди них описаны только *Externia externa* Semikh. и *Stratifera taenica* Semikh. из серии Эт-Тен (Семихатов, 1978).

В позднем протерозое (особенно в рифее) география американских строматолитов значительно расширилась. На территории Канады Х. Хофманн (Hofmann, 1981) указывает 29 районов их развития, в ряде из которых биолиты встречаются на нескольких стратиграфических уровнях. К этим районам добавляется более десятка на

территории США и Мексики (перечисление см. Bertrand-Sarfati, Awramik, 1992). Большинство упомянутых районов расположено на северо-западе Канадского щита и в Скалистых горах Канады и США. К сожалению, отвечающие современным требованиям данные о таксономическом составе присутствующих здесь построек крайне фрагментарны и касаются лишь некоторых местонахождений. Поэтому статистические построения по рифейским и вендским строматолитам Северной Америки при настоящей степени изученности отражают не столько реальную динамику их разнообразия, сколько меру знаний о их составе в различных горизонтах разреза.

Среди нижнебурзянских строматолитов Северной Америки описаны только некоторые постройки из серии Сиблей района Великих озер. Первоначально они рассматривались как *Conophyton* cf. *garganicum* Kor. (Hofmann, 1969), а теперь определены как *Ephyaltes* sp. (Grey, 1994a). Rb-Sr возраст сланцев серии 1339 ± 39 млн. лет, но U-Pb датировки вулканитов, равные 1545 ± 10 млн. лет, определяют ее принадлежность к нижнему бурзянию (Davis, Sutcliffe, 1985).

Более молодые протерозойские строматолиты Северной Америки, учтенные в наших построениях, происходят преимущественно из надсерий Белт Ледникового национального парка США и Маккензи Маунтинс северо-западной Канады и некоторых других толщ, развитых в Скалистых горах. Оценка возраста надсерии Белт, долгое время опиравшаяся на K-Ar и Rb-Sr датировки глауконитов и сланцев, в настоящее время уточнена на основании палеомагнитных и более надежных изотопно-геохронологических данных (обзор и библиографию см. Horodyski, 1993; Link et al., 1993). Эта надсерия отделена несогласием от кристаллических пород, U-Pb цирконовый возраст которых 1576 ± 13 млн. лет и более. Ее нижние горизонты заключают интрузивные тела, имеющие возраст 1433 ± 10 (U-Pb, циркон) и 1304 ± 50 млн. лет (Rb-Sr, валовые пробы), а верхние горизонты содержат глауконит с Rb-Sr возрастом 1170 ± 20 млн. лет и прорваны силлом, имеющим K-Ar возраст около 1100 млн. лет. В то же время основанные на палеомагнитных данных корреляции с лучше датированными объектами показывают, что возраст верхних горизонтов Белта близок к 1250 млн. лет. На основании этих данных сейчас принимается, что возрастные рамки надсерии 1450 - 1250 млн. лет (Link et al., 1993). Иначе говоря, она относится к верхнему бурзянию и нижнему юрматинию.

Границу бурзяния и юрматиния (нижнего и среднего рифея) в разрезе надсерии сейчас можно наметить только по составу строматолитов. Последние образуют две ассоциации. В нижней из них, заключенной в серии Равалли, могут быть указаны *Colonnella frequens* (Walc.) (= *Collenia al-*

bertensis Fent. et Fent., = *Col. columnaris* Fent. et Fent.), *Collenia undosa* Walc. и *Colleniella symmetrica* (= *Collenia clappii* Fent. et Fent.), а в верхней, развитой в вышележащей части надсерии – три названные таксона, а также *Colleniella vermiformis* (Fent. et Fent.), *Stratifera multilabella* (Fent. et Fent.), *Conophyton cylindricus* Masl. (= *Con. inclinatum* Rez.), *Jacutophyton* sp., *Omachtenia* sp. (= *Collenia compacta* Walc.) и, что особенно важно, представители появляющейся в среднем рифее группы *Baicalia*-*B. columnaris* (Fent. et Fent.). Все изложенное позволяет считать, что нижняя ассоциация строматолитов надсерии Белт принадлежит позднему бурзянию, а верхняя – раннему юрматинию. Попутно отметим, что *Collenia undosa* Walc. содержится в нижней части серии Анкар Аризоны, возраст которой близок к 1200 - 1250 млн. лет (Link et al., 1993).

В отложениях верхнего юрматиния Северной Америки описаны или корректно определены следующие строматолиты: *Tungussia mescalina* Bertr.-Sarf. et Awramik, *T. chrysolita* Bertr.-Sarf. et Awramik, *Apachina henryi* Bertr.-Sarf. et Awramik, *Conophyton* cf. *garganicum* Masl. из известняков Мескал серии Апачи Аризоны (Cloud, Semikhatov, 1969; Bertrand-Sarfati, Awramik, 1992), *Baicalia* sp. и *Jacutophyton* sp. из доломитов Кристалл Спринг Восточной Калифорнии (Howell, 1971) и новые представители групп *Svetliella*, *Baicalia*, *Conophyton*, *Jacutophyton* и *Stratifera* из нижней части (из подразделения Н-1) надсерии Маккензи Маунтинс Северо-Западной Канады (Aitken et al., 1978b; М.А. Семихатов, неопубликованные данные).

Серия Апачи моложе анорогенных гранитов и древнее диабазов, U-Pb цирконового возраста которых соответственно равны 1440 - 1420 и 1120 ± 10 млн. лет, а палеомагнитные корреляции позволяют считать, что возраст известняков Мескал близок к 1150 млн. лет (Link et al., 1993). Возраст доломитов Кристалл Спринг оценивается в 1200 - 1150 млн. лет (Link et al., 1993). Что же касается упомянутых отложений гор Маккензи, то они отнесены к верхнему юрматинию на основании следующих данных. Надсерия Маккензи Маунтинс прорвана диабазами, имеющими U-Pb возраст 778 ± 2 млн. лет (Jefferson, Parrish, 1989), а литостратиграфические корреляции (Young, 1977; Jefferson, Young, 1988), буровые и сейсмостратиграфические данные (Cook, 1992) убеждают, что она моложе основных вулканитов северо-западной части Канадского щита, возраст которых 1270 ± 4 млн. лет. Палеомагнитные корреляции показывают, что возраст верхней части надсерии (серия Литгл Дал) близок к 800 - 850 млн. лет, а средней части (серии Катерин) – к 900 - 1000 млн. лет (библиографию см. Link et al., 1993). Состав строматолитов надсерии согласуется со сказанным.

Верхнерифейские строматолиты в Северной Америке распространены шире среднерифейских и иногда слагают уникальные по протяженности (до 1200 км) биостромы (Jefferson, Young,

1988), но их систематический состав в какой-то мере изучен только в нескольких регионах. К нижнему каратавию из корректно определенных таксонов относятся только *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Baicalia* sp. 2 из серии Катерин гор Маккензи и сопоставимого уровня на острове Виктория (Aitken et al., 1978a, b; определения М.А. Семихатова), *V. lasera* Semikh. из нижней части серии Тиндир Аляски, *Stratifera* sp. и *Tungussia occidentale* (Dow.) из формации Галерос серии Чуар Аризоны (Семихатов, 1974), а также, вероятно, *Colonnella* sp., *Jacutophyton* sp., *Conophyton* sp. и *Platella* sp. из формации Гамуза Северной Мексики (Weber et al., 1979; Cevallos-Ferriz, Weber, 1980; Cevallos-Ferriz et al., 1988) и *Archaeozoon accadiense* (Matt.) из серии Грин Хед Нью Брансвика (Hofmann, 1974). Судя по опубликованным описаниям построек из названных и сопоставимых с ними подразделений (Hofmann, 1974; Jefferson, Young, 1988; Jackson, Jannelli, 1988; и др.), приведенный список далеко не исчерпывает реального разнообразия присутствующих здесь строматолитов.

Возраст серии Катерин был рассмотрен выше. Серия Чуар моложе базальтов, имеющих Rb-Sr возраст 1070 ± 30 млн. лет, и на основании косвенных построений считается древнее 800 млн. лет. Палеомагнитные корреляции показывают, что нижняя часть серии (формация Галерос) накапливалась около 850 - 900 млн. лет назад, а верхняя (формация Квегунт) – около 800 - 850 млн. лет назад и коррелируется с серией Литтл Дал гор Маккензи (обзор и библиографию см. Horodyski, 1993; Link et al., 1993). Менее уверенно находят свое место в шкале формация Гамуза и серия Грин Хед. Названная формация входит в состав карбонатно-терригенного комплекса, который несогласно залегает на кристаллических породах, имеющих возраст 1100 млн. лет и более, и с конгломератами в основании перекрывается нижекембрийскими отложениями. По литостратиграфическим данным и положению в разрезе этот комплекс сопоставляют с вендскими отложениями Восточной Калифорнии (Stewart et al., 1984; Link et al., 1993), но состав присутствующих строматолитов позволяет условно считать его раннекаратавским. То же самое можно сказать в отношении строматолитов серии Грин Хед, минимальный возрастной предел которой устанавливается в 750 ± 80 млн. лет на основании Rb-Sr датировок ее вулканитов (Hofmann, 1974).

В верхнем каратавии Северной Америки разнообразие установленных таксонов несколько увеличивается. Это *Inzeria tjomusi* Kryl., *Parmites concrescens* Raab., *Minjaria uralica* Kryl. и новые представители групп *Baicalia*, *Stratifera*, *Conophyton*, *Voxonia* и *Gymnosolen* из серии Литтл Дал гор Маккензи и ее аналогов на острове Виктория (определения М.А. Семихатова), *G. sp. 2* из формации Квегунт Аризоны (Семихатов, 1974), а также *Tungussia* (=Eleonora) *ramosa* (Bertr.-Sarf.), *Poludia bore-*

alica Bertr.-Sarf., *P. tyrrellina* Bertr.-Sarf., *Inzeria groenlandica* Bertr.-Sarf. и *Jurusania* sp. из серии Элеонора Бей Восточной Гренландии (Bertrand-Sarfati, Caby, 1976). К сказанному выше о возрасте формации Квегунт можно добавить, что она содержит остатки *Mellanocirillum* (Horodyski, 1993) обычные в отложениях позднего каратавия. Серия Элеонора Бей моложе 1100 млн. лет и древнее вендских тиллитов, а заключенные в ней микрофоссилии предполагают ее позднекаратавский (700 - 800 млн. лет) возраст (Green et al., 1989). Такая возрастная интерпретация перечисленных подразделений хорошо согласуется с присутствием в них многих родов и отдельных видов строматолитов, типичных для верхнего каратавия Северной Евразии.

Приведенные данные показывают, что разнообразие корректно установленных таксонов строматолитов в Северной Америке в течение рифея в общем очень плавно возрастало. В венде эта тенденция сменилась на обратную. Вендские строматолиты известны здесь только в Скалистых горах США и Канады, где слагают небольшие тела, подчиненные силикокластическим толщам. Среди присутствующих форм валидно определены только *Voxonia* aff. *gracilis* Kor., *Linella* aff. *ukka* Kryl. и *Paniscollenia* sp. из доломитов Джонни Восточной Калифорнии (Cloud, Semikhatov, 1969). Вендский возраст этих доломитов (600 - 650 млн. лет) выводится из их стратиграфического положения между позднекаратавскими тиллитами (около 760 млн. лет) и палеонтологически доказанным нижним кембрием (Link et al., 1993). Достоверных сведений о систематическом составе кембрийских строматолитов в Северной Америке нет.

Суммируя изложенное, отметим следующее: 1) гистограмма разнообразия протерозойских строматолитов Северной Америки обладает в общем уплощенной формой, отражающей низкую степень их изученности; 2) имеющиеся материалы по раннепротерозойским постройкам континента свидетельствуют, что их разнообразие достигло максимума 2.0 - 1.8 млрд. лет назад, а до и после этого этапа было очень низким; 3) согласно фрагментарным данным по позднепротерозойским строматолитам Северной Америки, разнообразие их валидно установленных таксонов весьма постепенно увеличивалось от раннего бурзяния к позднему каратавию и сократилось в венде (рис. 3); эта тенденция сохранится и в том случае, если строматолиты формации Гамуза Мексики отнести не к раннему каратавию, как это сделано в настоящей работе (см. выше), а к венду (Stewart et al., 1984; Link et al., 1993).

Намеченные тренды изменения разнообразия раннепротерозойских строматолитов Северной Америки (рис. 3), близко совпадающие с наблюдаемыми в Австралии (рис. 2), хорошо коррелируются с изменениями обстановок. Отложения

первой половины раннего протерозоя Америки, отмеченные очень низким разнообразием строматолитов, имеют относительно узкое распространение и отличаются господством незрелых обломочных пород и вулканитов, накопившихся в орогенных поясах и реже на эпиархейских платформах, частично (2.5 - 2.2 млрд. лет назад) в условиях ледникового климата (Hoffman, 1988, 1989; Ojakangas, 1988; Goodwin, 1991). Наблюдаемое во всех суперрегионах Евразии увеличение разнообразия строматолитов 2.3 - 2.0 млрд. лет назад (Семихатов, Раабен, 1994, рис. 2 - 4) в Северной Америке при современном уровне знаний проявлено лишь в очень малой степени. Относительный пик разнообразия американских строматолитов 2.0 - 1.8 млрд. лет назад в геодинамическом плане был связан с формированием карбонатных шельфов на пассивных окраинах континентов и на флангах ряда орогенных поясов, которые заложены 2.0 - 1.92 млрд. лет назад и замкнулись 1.86 - 1.82 млрд. лет назад в ходе гудзонской (пенокенской) орогении (Hoffman, 1989; Goodwin, 1991). Последовавшие на этой складчатостью поднятия значительных территорий и широкое

развитие моласс и субаэральных вулканитов объясняют резкое сокращение разнообразия (и обилия) строматолитов в конце раннего протерозоя. Имеющиеся данные о позднепротерозойских строматолитах Северной Америки, как уже говорилось, скорее отражают степень изученности построек из различных горизонтов разреза, чем реальную картину изменения их разнообразия. Поэтому в историко-геологическом контексте эти данные не рассматриваются.

СРАВНЕНИЕ СУПЕРРЕГИОНАЛЬНЫХ ВЫБОРОК И ДИНАМИКА ГЛОБАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ СТРОМАТОЛИТОВ В ПРОТЕРОЗОЕ

Изложенные выше и ранее опубликованные нами данные (Семихатов, Раабен, 1993, 1994) показывают, что динамика разнообразия протерозойских строматолитов в каждом из шести рассмотренных суперрегионов была одинаковой на видовом и родовом уровнях, а суперрегиональные гистограммы разнообразия на фоне определенной

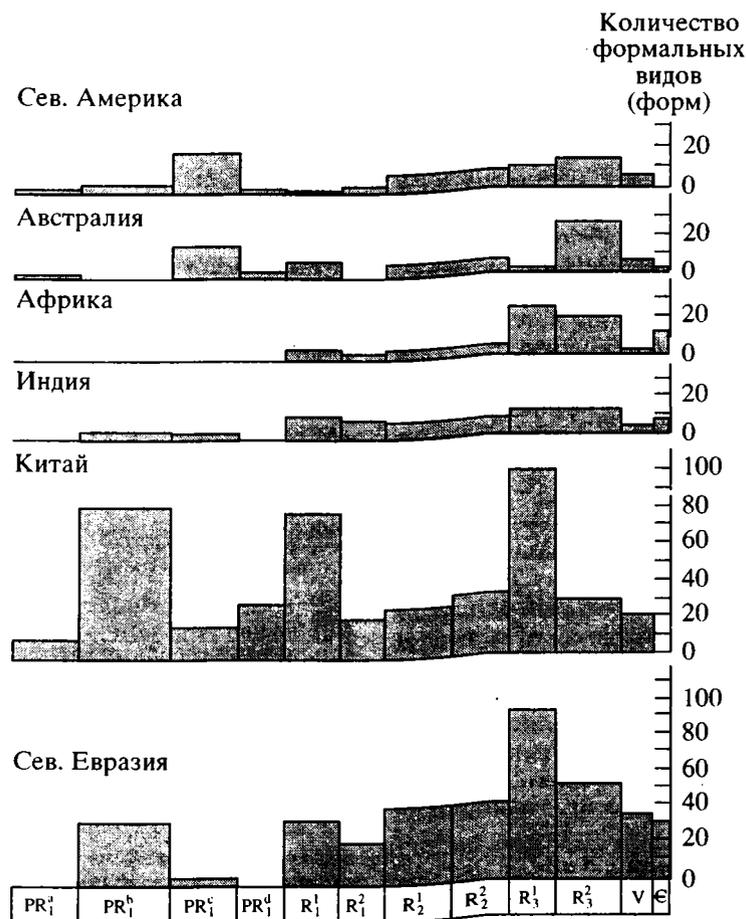


Рис. 4. Динамика видового разнообразия строматолитов Северной Евразии, Китая, Индии, Африки, Австралии и Северной Америки в протерозое.

специфики, присущей каждой из них, обладают несомненной общностью ряда важных черт.

Эта общность особенно ясно выступает при раздельном рассмотрении ранне- и позднепротерозойских отрезков гистограмм. Среди раннепротерозойских отрезков наиболее сходны те, что отражают поведение различных по величине выборок, относящихся к Северной Евразии, Китаю и Индии (рис. 4). Главной их чертой является варьирующий по высоте пик 2.3 - 2.0 млрд. лет назад, обрамленный двумя глубокими (вплоть до нулевых) депрессиями. Вместе с тем, китайская гистограмма отличается только ей присущим некоторым увеличением разнообразия в самом конце раннего протерозоя (1.8 - 1.65 млрд. лет). Весьма сходны между собой раннепротерозойские части двух других гистограмм – австралийской и североамериканской. Общая их особенность – смещение пика со второго подразделения раннего протерозоя на третье (2.0 - 1.8 млрд. лет) и очень низкое разнообразие в течение остальной части раннего протерозоя (рис. 1, 3, 4). Что же касается африканской гистограммы, то характеризующая ее нулевая депрессия, занимающая весь ранний протерозой, не повторяется в других суперрегионах.

Среди позднепротерозойских гистограмм очень близки между собой североазиатская и китайская, основанные на самых богатых выборках таксонов. Их объединяет следующее: наличие двух пиков, меньший из которых приходится на ранний бурзяний, а больший – на ранний каратавий, присутствие разделяющей эти пики асимметричной депрессии с крутым левым и полого воздымающимся правым крылом и быстрый спад разнообразия в позднем каратавии и в венде (рис. 4). Явными чертами сходства обладают позднепротерозойские гистограммы Индии, Африки и Австралии (рис. 1, 2, 4). Главная их отличительная черта – наличие очень глубокой и плоской депрессии, которая занимает значительную часть рифея и разделяет два пика относительного разнообразия. Менее четкий из этих пиков приходится на ранний бурзяний, а более значительный – либо на ранний каратавий (Африка), либо на поздний каратавий (Австралия), либо расплывается при современном уровне знаний по всему позднему рифею (Индия). Вместе с тем, эти гистограммы демонстрируют спад разнообразия строматолитов в конце позднего протерозоя – в позднем каратавии и/или в венде. Соответствующая гистограмма по Северной Америке, как уже говорилось, мало представительна и в свете имеющихся очень неполных данных выглядит специфичной. Тем не менее, возрастное положение максимума разнообразия и последующего его спада на ней такое же, как на австралийской.

Таким образом, большинство рассмотренных гистограмм демонстрирует тримодальный рост разнообразия строматолитов от начала протерозоя

к концу рифея и его последующий значительный спад с локализацией пиков 2.3 - 2.0 (Северная Евразия, Китай, Индия) или 2.0 - 1.8 млрд. лет назад (Австралия), в раннем бурзянии (Северная Евразия, Китай, Индия, Австралия) и в раннем (Северная Евразия, Китай) или позднем каратавии (Австралия), либо в пределах всего каратавия (Индия). Исключение составляют американская и африканская гистограммы, имеющие бимодальный характер. Первая из них лишена раннебурзянского пика, а вторая – раннепротерозойского. Однако положение присутствующих на этих гистограммах двух пиков ставит американскую в один ряд с австралийской, а африканскую – с китайской и североазиатской (рис. 4). Отмеченные черты сходства суперрегиональных гистограмм свидетельствуют о том, что каждая из них в той или иной мере отражает воздействие причин очень широкого радиуса действия, выходящих по значению за пределы одного отдельно взятого суперрегиона.

Результаты обобщения суперрегиональных выборок приведены на рис. 5. Он основан на данных по всем континентам, сколько-нибудь полно охарактеризованных строматолитами, и по существу является графиком изменения глобального разнообразия последних. На графиках учтено распределение во времени 236 формальных родов и 908 таксонов видового уровня (принятые приемы их подсчета были определены выше). Последняя величина мало отличается от суммы всех видов, присутствующих в суперрегиональных выборках, так как всего лишь около 8.5% таксонов этого уровня выходит за пределы одного суперрегиона. Для родов соответствующее значение заметно выше и достигает 31%. Низкий процент видов, общих для двух или нескольких суперрегионов, подчеркивает эндемизм одновозрастных, но территориально разобщенных ассоциаций строматолитов (Семихатов, 1985), а в какой-то мере и наличие нераспознанных синонимов.

Все сказанное выше позволяет считать, что гистограммы, приведенные на рис. 5, адекватно отражают динамику глобального разнообразия протерозойских строматолитов на видовом и родовом уровнях. Главными чертами этих гистограмм являются: а) тримодальный характер с локализацией пиков 2.3 - 2.0 млрд. лет назад, в раннем бурзянии и раннем каратавии; б) очень низкое разнообразие таксонов в самом начале (2.5 - 2.3 млрд. лет) и в самом конце (1.8 - 1.65 млрд. лет) раннего протерозоя; в) резкий спад количества таксонов в позднем бурзянии и постепенный его рост в течение юрматиния; г) очень значительный спад разнообразия в позднем каратавии, который в сглаженном виде продолжался в венде. При буквальной интерпретации имеющихся данных получается, что этот спад простирался и в кембрий, но такой вывод безусловен в связи с низкой изученностью кембрийских строматолитов.

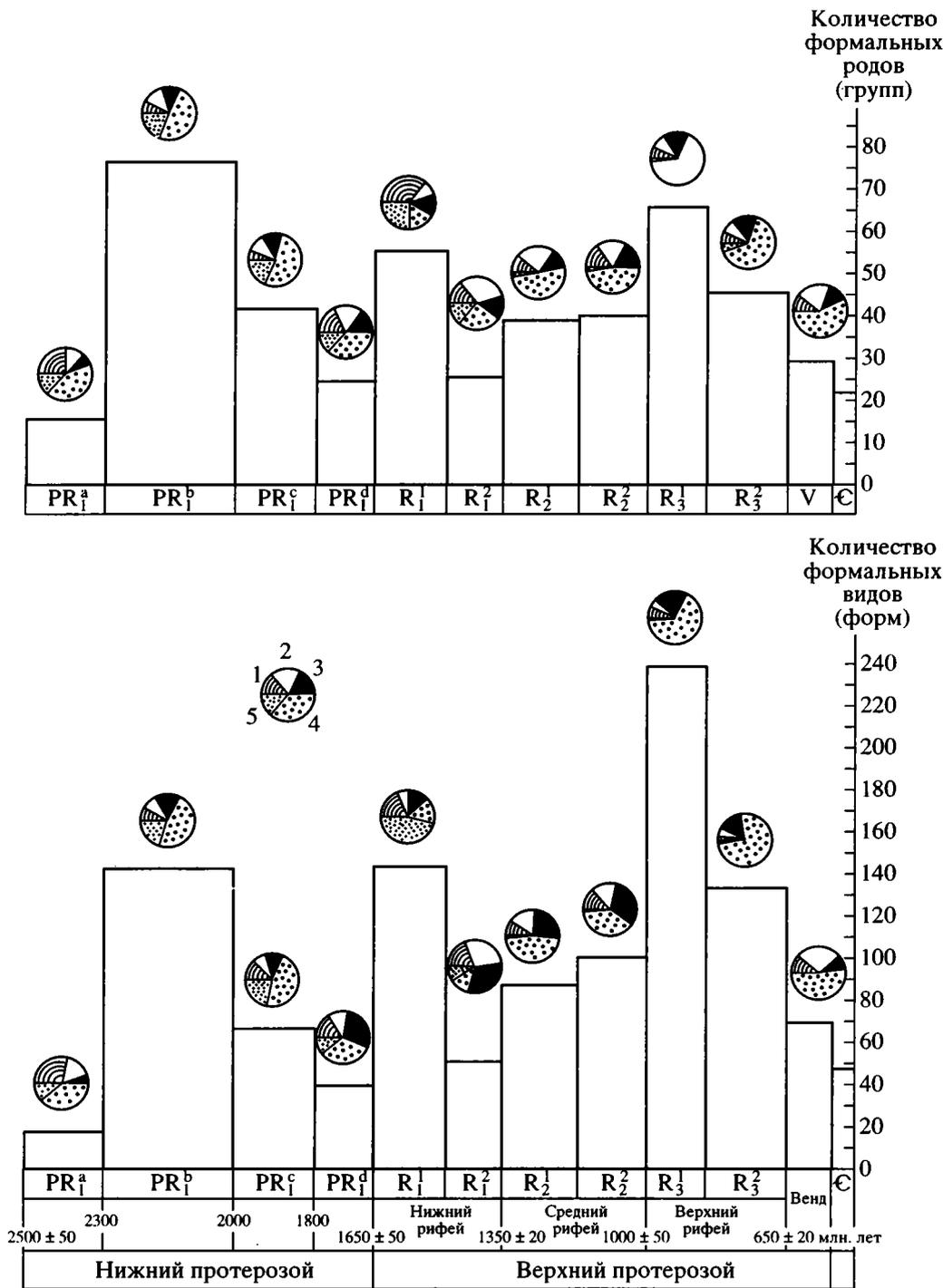


Рис. 5. Динамика глобального разнообразия протерозойских строматолитов на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп) и изменения структуры их возрастных ассоциаций.

1 - 5 – выраженные в процентах доли видов и родов, принадлежащих следующим надродовым категориям строматолитов: 1 – пластовым, 2 – желваковым, 3 – столбчатым неветвящимся, 4 – столбчатым ветвящимся, 5 – микростроматитам.

На фоне отмеченной общности глобальных видовой и родовой гистограмм, каждая из них обладает некоторыми особенностями. Главные особенности видовой гистограммы – это максимальная величина раннекаратавского пика, в 1.7 раза

превосходящего величину двух других по существу одинаковых пиков, и очень значительная амплитуда вариаций. Родовая гистограмма имеет более сглаженный характер, раннекаратавский пик выступает на ней не столь резко, а максимальной

высоты достаточно неожиданно достигает пик, приходящийся на середину раннего протерозоя (2.3 - 2.0 млрд. лет). Это объясняется взаимодействием трех различных по своей природе причин. Во-первых, наблюдаемым в течение протерозоя ростом среднего числа видов, приходящихся на один род (не более 1.7 в раннем протерозое и 3.2 в раннем каратавии). Во-вторых, более высоким эндемизмом раннепротерозойских строматолитов по сравнению с рифей-вендскими (Семихатов, 1985). В-третьих, явной инфляцией родов китайских строматолитов, в особенности столбчатых ветвящихся, которые составляют большую часть таксонов, определяющих рассматриваемый пик. Иначе говоря, имеющиеся данные не позволяют однозначно утверждать, что морфологическое (=родовое) разнообразие строматолитов было максимальным 2.3 - 2.0 млрд. лет назад. В то же время, эти данные показывают, что разнообразие микроструктур, являющихся главным или единственным критерием выделения видов строматолитов в современных классификациях, было максимальным в раннем каратавии, а затем пошло на убыль.

Изменения внутренней структуры возрастных сообществ строматолитов – соотношения присутствующих представителей различных надродовых группировок – отражены на круговых диаграммах на рис. 5. Главные тренды таких изменений сводятся к следующему: роль таксонов столбчатых ветвящихся построек дважды в течение протерозоя испытывала рост (от начала протерозоя к 2.0 - 1.8 млрд. лет и от среднего рифея к позднему каратавию) и последующее падение (1.8 - 1.35 млрд. лет назад и в венде); изменения доли пластовых и желваковых построек в рифее были обратны наблюдаемому у столбчатых; роль микростроматитов в целом увеличивалась от начала протерозоя к раннему бурзянию, в затем резко сокращалась в позднем бурзянии и особенно в среднем и позднем рифее, достигнув нуля в венде. В результате каждый максимум и минимум на гистограмме глобального разнообразия строматолитов характеризовался специфическими соотношениями таксонов, относящихся к различным надродовым группировкам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся данные показывают, что динамикой таксономического разнообразия протерозойских строматолитов управляла многофакторная система с разветвленной сетью обратных связей, разнообразие построек в какой-то мере коррелировалось с их обилием, а количественные изменения последовательных возрастных ассоциаций строматолитов проходили на фоне направленных их качественный изменений – неповторимой сме-

ны таксонов, обладавших определенными рамками распространения во времени.

Наиболее очевидным фактором, влиявшим на разнообразие (и обилие) докембрийских строматолитов, был фактор тектонический, в проявлениях которого различаются долговременные и сравнительно кратковременные тренды. К первым принадлежат процессы формирования кратонов, а ко вторым – погружение и воздымание этих кратонов, их коллизии, развитие подвижных поясов и проявления орогенезов.

Присутствие карбонатных платформ и довольно разнообразных строматолитов в позднем архее показывает, что уже в это время в биосфере создались предпосылки интенсивного строматолитообразования и накопления значительных масс карбонатов (Grotzinger, 1989, 1990). Однако широкая реализация этих предпосылок и экстенсивное развитие карбонатных платформ с присущей им массой строматолитов осуществились только в раннем и особенно в позднем протерозое, когда возникли эпиархейские и гораздо более крупные эписвекофенские (эпигудзонские) кратоны. Их возникновение определило образование обширных мелководных эпикратонных бассейнов и способствовало развитию апвеллинга, приведшего к вовлечению в кругооборот значительных объемов метаболитов. В результате, как уже отмечалось в литературе, создались совершенно новые благоприятные экологические условия для развития прокариот и, следовательно, для образования строматолитов.

Однако возникновение обширных стабильных массивов аргитов еще не означало увеличения разнообразия строматолитов. Самое начало раннего протерозоя (2.5 - 2.3 млрд. лет) отличалось очень низким значением этого параметра как следствие ограниченного распространения супракристалльных, в особенности карбонатных, толщ данного возраста и формирования части из них в холодном климате канадской гляциоэры (Чумаков, 1987). Понадобилось вмешательство кратковременных тектонических трендов, чтобы вызвать пик разнообразия строматолитов 2.3 - 2.0 млрд. лет назад, который определялся данными по Карелии, Скандинавии и Китаю. В то время, а точнее 2.2 - 2.1 млрд. лет назад, особенности геодинамических и палеогеографических обстановок в подвижных поясах Северного Китая и Балтийского щита и на эпиархейском Карельском кратоне определили возможность интенсивного карбонатонакопления в их пределах. Свой вклад в этот процесс внесли и палеоклиматические изменения – окончание канадской гляциоэры и аридизация климата в названных регионах (библиографию см. Семихатов, Раабен, 1994).

Резкое уменьшение глобального разнообразия строматолитов около 2.0 млрд. лет назад в тектоническом плане определялось замыканием

упомянутых китайских поясов в результате люлянской складчатости и редукцией карбонатнакопления на Балтийском щите. Некоторое буферное воздействие на рассматриваемое уменьшение оказало одновременное расширение сравнительно малочисленных австралийской и американской выборок, связанное с особенностями возрастной локализации развитых здесь карбонатных платформ (Grotzinger, 1989, 1990; Gee, Grey, 1993). Однако в целом в конце раннего протерозоя, особенно 1.8 - 1.65 млрд. лет назад, происходило быстрое сокращение разнообразия и обилия строматолитов. Эти процессы, несомненно, явились следствием таких важнейших событий, как свекофеннский, гудзонский и барамундский орогенезы, которые примерно одновременно – 1.92 - 1.80 млрд. лет назад – охватили обширные территории Северной Евразии, Северной Америки и Австралии (Hoffman, 1988, 1989; Goodwin, 1991; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Rosen et al., 1994), породив тенденцию к общему воздыманию ряда кратонов, широкое развитие обломочных и вулканогенно-обломочных (в том числе наземных) комплексов и, соответственно, резкую редукцию карбонатнакопления (Семихатов, 1974; Goodwin, 1991). Последнее в конце раннего протерозоя в широком масштабе происходило лишь на эпиплюляньском кратоне Северного Китая. Свой вклад в перечисленные процессы внесли и более молодые дорифейские орогенезы, проявившиеся на сравнительно ограниченных площадях (Goodwin, 1991; Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

Раннебурзянский пик разнообразия строматолитов, наблюдаемый на глобальной (рис. 5) и на большинстве суперрегиональных гистограмм (рис. 4), коррелируется с обширной морской трансгрессией, вызвавшей расширение (Северный Китай) или начало формирования крупных карбонатных платформ на континентальных массивах, и с заложением некоторых подвижных поясов (например, Кибарского), вмещающих заметные карбонатные толщи. Сильное сокращение числа строматолитовых таксонов в конце раннего рифея в интегральной картине обусловлено поведением наиболее крупных выборок по Северной Евразии и Китаю. В Китае это сокращение совпало с дальнейшим развитием морской трансгрессии, начавшейся еще в конце раннего протерозоя (в раннечанченское время), тогда как в Северной Евразии, а также в Австралии оно проходило в условиях общей регрессии и низкого стояния уровня моря. Контрастность этих событий заставляет искать причину позднебурзянского упадка строматолитов не в палеогеографической, а в какой-то иной сфере.

Рост глобального разнообразия строматолитов от раннего юрматиния к раннему каратавию протекал на фоне двух главных геологических событий: 1) прогрессивного погружения стабиль-

ных массивов и соответствующего расширения морских акваторий и карбонатных платформ, которое особенно масштабно проявилось в раннем каратавии Африки, Восточного Китая и Средней Сибири; 2) заложения ряда интракратонных подвижных поясов, наиболее крупные из которых возникли около 1.0 млрд. лет назад в Африке (Семихатов, 1974; Goodwin, 1991; Trompette, 1994). Однако названные события не могли быть главной и тем более единственной причиной возникновения раннекаратавского пика разнообразия. Дело в том, что масштабы изменения площадей палеобассейнов и карбонатных платформ, с одной стороны, и разнообразия строматолитов, с другой, не совпадают, а упомянутый пик формировался на фоне других существенных преобразований в биосфере (см. ниже).

Среди событий, хронологически совпадавших с позднекаратавским падением разнообразия строматолитов, прямое воздействие на него, судя по всему, оказали следующие. Во-первых, примерно синхронные (850 - 800 млн. лет) раннебайкальский, дженнинский и люсакский орогенезы, с которыми было связано замыкание некоторых подвижных поясов и широкое распространение силикокластических формаций в Китае, Юго-Западной и Экваториальной Африке и в некоторых регионах Сибири. Во-вторых, поднятия, охватившие в позднем каратавии обширные зоны стабильных массивов Северной Евразии и Северного Китая. Связанное с этими событиями уменьшение разнообразия строматолитов, наблюдаемое в Северной Евразии, Китае и Африке, в глобальном масштабе не было компенсировано одновременным ростом разнообразия в Австралии и Америке, определявшимся особенностями развития отдельных тектонических структур.

Что же касается дальнейшего спада разнообразия строматолитов в венде, то он прошел на фоне контрастных тектонических событий, которые должны были бы оказать противоположные по знаку воздействия на процессы строматолитообразования. С одной стороны, это были панафриканские события, которые не только вызвали широкое распространение моласс на гондванских материках, но и сказались на изменении баланса вещества в Мировом океане (см. ниже). С другой стороны, это была постгляциальная вендская трансгрессия, которая оставила после себя в Сибири, Южном Китае и некоторых других регионах огромные массы мелководных карбонатных отложений, потенциально очень благоприятных для строматолитов, но фактически бедных ими.

Некоторые корреляции между разнообразием строматолитов и геодинамикой можно вывести из анализа возрастных изменений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, которые, как известно, регулировались соотношением интенсивности континентального и мантийного потоков вещества в

Мировой океан (обзор и библиографию см. Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995). Кривая изменения данного отношения в рифее и венде на фоне общей восходящей направленности, отражающей эволюцию изотопного состава Sr в питающих провинциях и рост объемов эродируемой континентальной коры, демонстрирует значительное падение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в конце позднего юрматиния и в раннем каратавии. Это падение было связано, с одной стороны, с уменьшением интенсивности континентальной эрозии в ответ на завершение гренвилльских событий и развитие раннекаратавской трансгрессии, а с другой – с резким увеличением мантийного гидротермального потока, которое могло отражать значительное усиление процессов рифтогенеза и изменения конфигураций границ между океаническими плитами. Таким образом, раннекаратавский пик разнообразия (и обилия) строматолитов формировался в условиях повышенной интенсивности гидротермального потока в Мировой океан.

Позднекаратавское падение их разнообразия проходило на фоне увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, которое можно связать с влиянием дженнинско-раннебайкальских событий и с экстенсивным оледенением африканской гляциозеры (Чумаков, 1987). Последнее не могло не вызвать значительных гляциоэвстатических понижений уровня моря и, соответственно, осушения шельфов и вовлечения их в область сноса. Вендское сокращение разнообразия происходило в условиях уникального в докембрийской истории Земли притока радиогенного ^{87}Sr в Мировой океан. Этот приток определялся развитием панафриканского орогенеза, по масштабу сравнимого с гималайским, и не был компенсирован одновременным увеличением мантийного потока (подробнее см. Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995).

Неповторимые в истории Земли обилие и разнообразие строматолитов в протерозое и динамика этих величин, несомненно, отражали не только смену господствовавших геодинамических и палеогеографических обстановок, но и химические особенности среды. Недавно было показано, что докембрийская и особенно раннепротерозойская морская вода отличалась сильным пересыщением карбонатом Ca, а отношения концентраций (HCO_3^-) и Ca^{2+} в ней также, вероятно, были выше, чем в фанерозойской (Grotzinger, 1989, 1990; Grotzinger, Kasting, 1993). В результате в раннем протерозое и в меньшей степени в рифее и венде в нормальных морских обстановках происходило массовое осаждение кальцитового и арагонитового морского цемента, а процессы поглощения CO_2 микробными матами вели к обильному осаждению арагонита и (высоко-Mg?) кальцита в пределах этих матов. Такая модель подвела химическую базу под давно развивавшийся российскими исследователями эмпирический вывод о

том, что в образовании докембрийских строматолитов господствовали процессы биологически индуцированного осаждения карбоната, которые приводили к сингенетичной литификации построек (библиографию см. Серебряков, 1975).

Сказанное подчеркивает связь масштабов развития строматолитов с такими важнейшими параметрами карбоната накопления, как степень насыщенности морской воды карбонатами Ca и Mg, режим CO_2 в гидросфере, температура земной поверхности и др. (Grotzinger, 1989, 1990; Сочава, Подковыров, 1992). С этой точки зрения особый интерес приобретает не раз отмечавшаяся в литературе (Раабен, 1980; Grey, Thorne, 1985; Grotzinger, 1989; и др.) возрастная ограниченность массового развития микростроматитов (аспериаподобных построек). Выше мы видели, что они играют значительную роль в до-позднебурзянских строматолитовых сообществах и почти полностью исчезают из геологической летописи в среднем рифее и позднее (рис. 5, круговые диаграммы). Микростроматиты являются несомненным атрибутом приливно-отливных равнин и в настоящее время целиком или в главной своей части трактуются многими исследователями как абиогенные образования – карбонатные туфы, или преципитаты. Поэтому падение их роли рассценивается как важный показатель уменьшения пересыщения морской воды карбонатами и редукации хемогенного карбоната накопления в крайне мелководных обстановках (Grotzinger, 1989, 1990; Grotzinger, Kasting, 1993). Если это так, то можно вслед за Дж. Гротзингером (Grotzinger, 1989, 1990), А.В. Сочавой и В.Н. Подковыровым (1992, 1993) полагать, что раннекаратавский пик видового разнообразия строматолитов формировался при некоей оптимальной степени насыщения морских вод карбонатами Ca и Mg. Эта степень обеспечивала образование максимального разнообразия строматолитовых микроструктур, возникавших под тем или иным влиянием биотического фактора, и в то же время не была столь высокой, чтобы чисто хемогенное осаждение карбонатов подавило биологически индуцированное. Современные данные об эволюции протерозойского карбоната накопления и о специфике литолого-минералогического и химического составов позднерифейских в целом или позднекаратавских карбонатов по сравнению с более молодыми и более древними (Grotzinger, 1989, 1990; Fairchild et al., 1990; Knoll, Swett, 1990; Сочава, Подковыров, 1992, 1993; Knoll, Sergeev, 1995) делают такой вывод весьма заманчивым.

Что же касается позднекаратавского спада разнообразия строматолитов, то он проходил в возрастных рамках африканской гляциозеры (Чумаков, 1978, 1987). Хотя на африканском материале мы видели, что появление первых позднерифейских гляциогоризонтов прямо не сказалось на

составе региональных ассоциаций строматолитов, несомненно, что экстенсивное развитие ледниковых обстановок в позднем каратавии и раннем венде означало существенное сокращение CO_2 в атмосфере, которое, впрочем, протекало и ранее, особенно 1.6 - 1.0 млрд. лет назад (Kasting, 1987). Падение pCO_2 , вероятно, изменило уровень насыщения морских вод карбонатом Са, а это сказалось на интенсивности биогенно индуцированного карбонатоосаждения в пределах или вблизи цианобактериальных матов (Knoll, Swett, 1990; Семихатов, Раабен, 1993).

Наконец, вендское сокращение разнообразия строматолитов следовало за завершением наиболее крупного в истории Земли лапландского (варангерского) оледенения и протекало на фоне изменения Са/Mg отношения в морской воде, роста pCO_2 и повышения температуры земной поверхности в результате развития парникового эффекта (Brasier, 1992). Эти и рассмотренные ранее изменения вендской палеогеографической обстановки создавали несомненные предпосылки роста обилия и разнообразия строматолитов. Явное противоречие между предпосылками и реально наблюдаемой картиной подчеркивает, что в венде вступил в игру какой-то мощный новый фактор, влиявший на интенсивность строматолитообразования.

Возвращаясь к раннепротерозойскому пику разнообразия строматолитов, напомним, что он в решительной мере определяется данными по верхней ятулии Балтийского щита и средней части надсерии Хуто Китая, которые накопились около 2.2 - 2.1 млрд. лет назад (см. Семихатов, Раабен, 1994). На Балтийском щите и в некоторых других регионах показано, что карбонаты этого возраста имеют очень высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ ($10 \pm 3\%$), а 2.1 - 2.06 млрд. лет назад произошло резкое ($>10\%$) уменьшение этих значений (Karhu, 1993; Tikhomirova, Makarikhin, 1993). Учитывая механизмы, регулирующие изотопный состав углерода в карбонатных отложениях (соотношение скоростей захоронения карбонатного и органического С и степень изотопного фракционирования в биологическом углеродном цикле), указанные соотношения можно рассматривать как показатель повышенной биопродуктивности фотосинтезирующих организмов и роста интенсивности захоронения $\text{C}_{\text{орг}}$ 2.2 - 2.1 млрд. лет назад и последующего их падения. Логично думать, что эти события оказали воздействие на появление (или увеличение содержания) кислорода в атмосфере и установление окислительных условий в верхнем слое Мирового океана около 2.0 млрд. лет назад (Kasting, 1987; Cloud, 1980; Kasting et al., 1992; Karhu, 1993; см. иную точку зрения Tikhomirova, Makarikhin, 1993) и, следовательно, определяли важнейшие изменения в биосфере.

Вариации разнообразия строматолитов в конце раннего протерозоя, в раннем и среднем рифее протекали, видимо, на фоне примерно постоянных соотношений скоростей захоронения окисленного и восстановленного углерода: значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах этого возраста лежат в пределах $0 \pm 2\%$ и лишь в самом конце среднего рифея проявляют некоторую тенденцию к росту (библиографию см. Knoll et al., 1995). Следовательно, раннебурзьянский пик разнообразия, в отличие от раннепротерозойского, не получил отражения в изотопном составе карбонатного углерода. Объяснение этого можно искать либо в различных объемах соответствующих резервуаров, либо (если принять абиогенное происхождение микростроматитов) в высокой роли именно этих построек в формировании раннебурзьянского пика.

В отличие от этого, изменения таксономического состава строматолитов в позднем рифее и венде проходили на фоне значительных изменений изотопного состава карбонатного углерода (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995). Раннекаратавские карбонаты отличаются слабо положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (максимум около 4%), что могло быть отражением роста продуктивности фотосинтезирующих организмов. Такое предположение хорошо согласуется с тем, что именно к переходу от среднего рифея к позднему приурочены важные эволюционные изменения микробиоты (см. ниже), а строматолиты в раннем каратавии были очень разнообразны и обильны. Однако наличие интенсивного гидротермального потока в раннекаратавский океан (см. выше) позволяет думать, что окислительный потенциал морской воды в то время был в какой-то мере снижен, что само по себе должно было вызвать рост захоронения $\text{C}_{\text{орг}}$.

В свете всего сказанного неожиданным кажется то, что позднекаратавский и вендский упадок обилия и разнообразия строматолитов происходил одновременно с общим весьма значительным (до 5 - 8%) увеличением $\delta^{13}\text{C}$ и появлением лишь кратковременных резких (до -4 и -2%) спадов этой величины в карбонатных породах. Такие спады хронологически и, судя по всему, причинно-следственно были связаны с ледниковыми событиями (Kaufman, Knoll, 1995). Что же касается общего роста $\delta^{13}\text{C}$ в позднекаратавских и вендских карбонатах, то его логично связать с широким распространением в позднем каратавии и венде морских водорослей (seaweeds) и других низших эвкариот (Knoll, Swett, 1990; Knoll, Sergeev, 1995), которые, несомненно, внесли свой вклад в рост продуктивности биоса и, соответственно, повышение количества захороненного $\text{C}_{\text{орг}}$. Весьма примечательно, что это повышение было не только относительным, но и абсолютным, так как данные Sr изотопии свидетельствуют о значительном увеличении скорости континентальной

эрозии в позднем каратавии и венде (см. выше). Судя по произошедшему в это время упадку строматолитов, определяющую роль в повышении продуктивности фотосинтезирующих организмов в данном случае играли не цианобактерии (время их безраздельного господства ушло), а более высоко организованные группы.

Поиск связей между перепадами разнообразия строматолитов и изменениями состава образующих их биот осложняется тремя очевидными причинами. Во-первых, крайним эволюционным консерватизмом цианобактерий, все главные строматолитообразующие группы которых существовали уже в середине раннего протерозоя (Gebelein, 1976). Во-вторых, неопределенностью соотношений таксономического состава строматолитообразователей с диагностическими признаками низших таксонов строматолитов. В-третьих, воздействием диагнетических и более поздних процессов на наблюдаемые ныне особенности микроструктур, которые служат основой выделения видов строматолитов. Тем не менее, обычно принимается, что микроструктура и форма наложений (*microfabric*) органоседиментарных построек (строматолитов *s. str.*) определялась главным образом биологическими особенностями строматолитообразующих матов и потому таксоны, установленные по микроструктуре, могут пролить некоторый свет на распространение различных микробных сообществ в пространстве и времени (Semikhatov et al., 1979; Семихатов, Комар, 1989; Awramik, 1992; Walter et al., 1992; Семихатов, Раабен, 1993).

В свете только что сказанного, на первый взгляд очень интересным кажется вывод об общем подобии кривых изменения разнообразия строматолитов и бентосных микрофоссилий в протерозое (Schopf, 1992). Однако положенные в основу этого вывода данные о составе микрофоссилий опираются на публикации 8 - 10-летней давности (до середины 1988 г.) и, как подчеркнул А. Нолл (Knoll, 1994), не адекватны современным материалам о разнообразии протерозойских микроорганизмов.

В настоящее время можно утверждать, что скачок видового (и родового) разнообразия строматолитов при переходе от среднего рифея к верхнему (рис. 5) совпадал с важнейшими изменениями микробиоса – увеличением разнообразия несомненных эвкариот (зеленых, красных и, видимо, хромофитовых водорослей), а также с появлением отдельных новых и перераспределением ролей некоторых ранее существовавших родов цианобактерий (Knoll, 1994; Knoll, Sergeev, 1995). В данном контексте важно, что ранний каратавий был отмечен не только увеличением количества строматолитовых микроструктур, но и появлением нового их типа (*Fibrosida*), известного в Евразии, Африке и Северной Америке (Семи-

хатов, Комар, 1989; Komar, 1989). Сказанное позволяет считать, что рост разнообразия строматолитов в раннем каратавии отражал не только (а может быть и не столько) рассмотренные выше изменения среды, сколько события биотические. Появление эвкариот и некоторых новых групп (или размерных классов) прокариот в бентосных сообществах могло расширить адаптивные способности последних к меняющимся внешним условиям и породить обилие строматолитовых микроструктур (Awramik, 1992; Семихатов, Раабен, 1993).

Биотические причины оказали свое воздействие и на упадок строматолитов в конце протерозоя. Первая ступень этого упадка – позднекаратавское сокращение их разнообразия и обилия – могла быть в какой-то мере связана с расширением таксономического состава и распространения морских водорослей. Такое расширение, выводящее из прямых палеонтологических данных (Schopf, 1992; Knoll, 1994) и интерпретации изменений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах (см. выше), произошло около 900 - 850 млн. лет назад и могло вызвать сокращение ореалов цианобактериальных матов в мелководных обстановках и соответствующую редукцию строматолитов (Monty, 1973; Knoll, Swett, 1990; Knoll, Sergeev, 1995). В этом же направлении в позднем каратавии действовали и другие факторы – изменение геодинамических обстановок и снижение эффективности фотосинтеза в результате падения pCO_2 и температуры в условиях африканской гляциоэры. Свой вклад в позднекаратавскую редукцию строматолитов, вероятно, внесла и “раскачка” бентосных цианобактериальных экосистем в результате повторявшихся в это время гляциоэвстатических колебаний уровня моря. Существенные регрессии, видимо, вызывали нарушения этих экосистем (Gebelein, 1976), а их восстановлению в ходе постгляциальных трансгрессий препятствовала конкуренция со стороны эволюционно более продвинутых организмов (в данном случае морских водорослей).

Влияние последнего фактора, но уже применительно к метазою, иногда рассматривается как одна из причин вендского упадка строматолитов (Sokolov, Fedonkin, 1986; Семихатов, Комар, 1989; Семихатов, Раабен, 1993), но главными виновниками этого упадка обычно считают появившихся макроскопических животных, которые поедали и разрушали цианобактериальные маты и оттесняли их в неблагоприятные экологические ниши (Awramik, 1971, 1992; Walter, Heys, 1985; Walter et al., 1982; Семихатов, Раабен, 1993; и др.). Можно думать, что одной из причин рассматриваемого упадка также была конкуренция эвкариот за пищевые ресурсы и перестройка трофических связей в экосистемах – построение трофической пирамиды (Fedonkin, 1992). Негативное воздействие

названных биотических причин на вендское строматолитообразование не было компенсировано влиянием благоприятных для такого образования абиотических факторов – некоторого роста pCO_2 , потепления климата и развития обширных областей мелководного карбонатакопления.

Таким образом, динамика таксономического разнообразия протерозойских строматолитов определялась комплексом взаимозависимых и независимых биотических и абиотических факторов и отражала общую эволюцию протерозойских экосистем. Учитывая, что в верхнерифейско-вендской части геологической летописи устанавливается корреляция между перепадами разнообразия строматолитов и биотическими событиями, можно думать, что и в более ранней истории существовали элементы подобной связи. Очевидное противоречие между этим предположением и эволюционным консерватизмом цианобактерий в значительной мере снимается тем, что строматолитообразующие маты эволюционировали как сообщества и изменения их внутренней структуры за счет перераспределения относительных ролей присутствующих таксонов могли (или были должны) сказаться на процессах строматолитообразования.

Вместе с тем, периоды широкой экспансии строматолитовых цианобактериальных сообществ и соответствующего роста биопродуктивности фотосинтезирующих организмов сами по себе были важнейшими биотическими событиями, которые оказали прямое воздействие на интенсивность биогенного карбонатакопления, изменения баланса карбонатного и органического углерода, содержание свободного кислорода в гидро- и атмосфере, захоронение огромных масс CO_2 и снижение парникового эффекта. Среди рассмотренных периодов такой экспансии наибольшее значение для последующей эволюции биосферных процессов имели раннепротерозойский (2.3 - 2.0 млрд. лет назад) и, видимо, раннекаратавский. Особое внимание с развиваемых позиций привлекает падение разнообразия (и обилия) строматолитов около 850 млн. лет назад, при переходе от раннего каратавия к позднему. В настоящее время накапливается все больше данных, что это было время очень важной перестройки экосистем (Семихатов, Раабен, 1993, 1994; Kaufman et al., 1993; Knoll, 1994; Knoll, Sergeev, 1995). Упомянутое падение было одним из ярких отражений такой перестройки.

Авторы искренне признательны С. Аврамику, К. Грей, А. Ноллу, В. Прейсу, М. Уолтеру и М.А. Федонкину за плодотворное обсуждение вопросов, рассматриваемых в данной статье. Ее написанию способствовало изучение типовых коллекций докембрийских строматолитов Африки, Австралии и Северной Америки, ставшее возможным благодаря любезному содействию

Ж. Бертран-Сарфати, П. Клауда, В. Прейса и М. Уолтера. Особую благодарность один из авторов (М.А. Семихатов) выражает Дж. Айткину, К. Грей, В. Прейсу, П. Хоффману, Д. Уинстону и покойному П. Клауду за предоставленные ими уникальные возможности полевого изучения протерозойских строматолитов Канады, США и Австралии. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09403), Международного научного фонда (грант MLO-000), а также Международного научного фонда и Правительства РФ (грант MLO-300).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.
- Божко Н.А., Пыхова Н.Г., Раабен М.Е. К биостратиграфии верхнего докембрия Африки // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. № 3. С. 643 - 646.
- 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. 1995. Т. 3. № 1. С. 3 - 33.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27 МГК. Геология докембрия. Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56 - 76.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Прейс В.В., Крылов И.Н. Стратиграфия и растительные остатки верхнего докембрия Южной Австралии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 61 - 74.
- Раабен М.Е. Микростроматиты – характерный элемент нижнепротерозойского строматолитового комплекса // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 734 - 737.
- Раабен М.Е. Колонковые микростроматиты в раннем рифее // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 87 - 95.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А. Некоторые карбонатные строматолиты афебия Канадского щита // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 111 - 147.
- Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии протерозоя: анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3 - 21.
- Семихатов М.А., Комар В.А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация и стратиграфическое значение // Пробл. стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13 - 31.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 3 - 12.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 6. С. 10 - 32.

- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 16.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н.* Изменения состава карбонатных пород и таксономического разнообразия строматолитов на протяжении позднего докембрия // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 6. С. 119 - 123.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н.* Эволюция состава карбонатных пород в позднем докембрии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 11 - 26.
- Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Чумаков В.Н.* Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44 - 69.
- Aitken J.D., Long D.G.E., Semikhatov M.A.* Progress in Helikian stratigraphy, Mackenzie Mountains // Geol. Surv. Canada. 1978a. Pap. 78-1A. P. 481 - 484.
- Aitken J.D., Long D.G.E., Semikhatov M.A.* Correlation of Helikian strata, Mckenzie Mountains - Brock Inlier - Victoria Island // Geol. Surv. Canada. 1978b. Pap. 78-1A. P. 485 - 486.
- Armstrong R.A., Compston W., Retief E.A. et al.* Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad // Precamb. Res. 1991. V. 53. № 3. P. 243 - 266.
- Arndt N.T., Nelson D.R., Compston W. et al.* The age of the Fortescue Group, Hamersly Basin, Western Australia, from ion microprobe zircon U-Pb results // Austral. J. Earth Sci. 1991. V. 38. № 2. P. 261 - 281.
- Awramik S.M.* Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection on Metazoan appearance // Science. 1971. V. 174. P. 825 - 827.
- Awramik S.M.* The history and significance of stromatolites // Early organic evolution: implications for mineral and energy resources. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1992. P. 435 - 449.
- Awramik S.M., Semikhatov M.A.* The relationship between morphology, microstructure, and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint Iron Formation // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. № 3 (Pt. 1). P. 484 - 495.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolites colonnaires du Precambrien superieur du Sahara Nord-occidental. Ed. CNRS. Centre de recherches sur les zones arides, serie Geol. Paris, 1972a. 244 p.
- Bertrand-Sarfati J.* Paleoecologie de certains stromatolites en recifs des formations du Precambrien superieur du Group d'Atar (Mauritanie, Sahara Occidental): creation d'especes nouvelles // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1972b. V. 11. № 1. P. 33 - 63.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolites colonnaires de certaines formations carbonatees du Precambrien superieur du bassin congolais (Bushimay, Lindien Ouest-congolien) // An. Musee. roy. Afrique centr. Tervuren, Belgium. Ser. G. Sci. Geol. 1972c. V. 74. 45 p.
- Bertrand-Sarfati J.* Precision sur l'age Precambrien superieur des stromatolites du groupe de la Musindozi, Malagarasien du Burundi // An. Soc. Geol. Belgium. 1976. V. 99. P. 89 - 104.
- Bertrand-Sarfati J.* Probleme de la limite Precambrien-Cambrien: la section de Tiout (Maroc): les stromatolites et leur biostratigraphie (Schmitt, 1979); critique et observation // Newsletter. stratigr. 1981. V. 10. № 1. P. 20 - 26.
- Bertrand-Sarfati J., Awramik S.M.* Stromatolites of the Mescal Limestone (Apache Group, middle Proterozoic, Central Arizona): taxonomy, biostratigraphy, and paleoenvironments // Bull. Geol. Soc. Amer. 1992. V. 104. № 1. P. 1138 - 1155.
- Bertrand-Sarfati J., Caby R.* Carbonates et stromatolites du sommet du Group d'Eleonore Bay (Precambrian terminal) au Canning Land (Groenland oriental) // Bull. Groenl. Geol. undersogelse. 1976. V. 119. 51 p.
- Bertrand-Sarfati J., Eriksson K.A.* Columnar stromatolites from the Early Proterozoic Schmidtsdrift Formation, Northern Cape Province. S. Africa. Part. I. Systematic and diagnostic features // Paleontol. Afric. 1977. V. 20. P. 1 - 26.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A.* Evolution and environmental conditions of Conophyton-Jacutophyton associations in the Atar Dolomite (Upper Proterozoic, Mauritania) // Precamb. Res. 1985. V. 29. № 2. P. 207 - 234.
- Bertrand-Sarfati J., Pentecost A.* Tussock microstructure, a biological event in Upper Proterozoic stromatolites: comparison with modern freshwater stromatolite buildups // Early organic evolution: implications for mineral and energy resources. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1992. P. 468 - 477.
- Bertrand-Sarfati J., Raaben M.E.* Comparaison des ensembles stromatolitiques du Precambrien superieur du Sahara occidental et de l'Oural // C.R. Acad. Sci. Paris. 1970. V. 269. P. 544 - 547.
- Bertrand-Sarfati J., Vicat J.* Les stromatolites colonnaires du Schisto-calcaire du Proterozoique superieur du Congo et leur place dans la sedimentation // Bull. Soc. Geol. France. 1987. V. 8. № 3. P. 289 - 298.
- Black L.P., Shaw R.D., Offe L.A.* The age of the Stuart dyke swarm and its bearing on the onset of late Precambrian sedimentation in central Australia // J. Geol. Soc. Austral. 1980. V. 27. № 2. P. 151 - 155.
- 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.* Global ocean-atmosphere change across the Precambrian-Cambrian transition // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 2. P. 161 - 168.
- Bunting J.A.* Geology of the eastern part of the Naberu Basin, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. 1986. Bull. 131. 130 p.
- Cahen L.* Correlation de certaines series du Precambrien superieur du Zair a la lumiere de l'etude des stromatolites et des donnees de geochronologie radiometrique // Rapp. Ann. Mus. R. Afrique centr. Tervuren. (Belgium) Dept. Geol. Min. 1972. P. 38 - 51.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J. et al.* The Geochronology and Evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 1984. 512 p.
- Cao R.* Study on stromatolitic decline event in terminal Precambrian // Acta paleontol. Sinica. 1988. V. 27. № 6. P. 837 - 852.
- Cecile M.P., Campbell F.H.A.* Regressive stromatolite reefs and associated facies, middle Goulburn Group (Lower Proterozoic), in Kilohigok Basin, N.W.T.: an example of environmental control on stromatolite form // Bull. Can. Petrol. Geol. 1978. V. 26. № 2. P. 237 - 267.
- Cevallos-Ferriz S., Weber R.* Arquitectura estructura y ambiente de deposito de algunos estromatolitas del Precambrico

- sedimentario de Caborca, Sonora // Univ. Nat. Auton. Mexico. Inst. Geol. Revista. 1980. V. 4. P. 97 - 103.
- Cevallos-Ferriz S., Pelago-Ledesma A., Salcido-Reyna A.* Presence del estromatolito Colonnella Komar, 1964, su contribucion al esquema Paleontologico de la Formacion Gamuza (Rifico) de Caborca, Sonora // Univ. Nat. Auton. Mexico. Inst. Geol. Revista, 1988. V. 7. № 2. P. 206 - 216.
- Choubert G., Faure-Muret A.* Subdivisions du Precambrien de l'Anti-Atlas en tant que model pour le Project PIGC № 2 // Principles and criteria of subdivision of Precambrian in mobile zones. Leningrad: Nauka, 1980. P. 97 - 139.
- Chuck R.G.* Sedimentary tectonic development of the Bange-mall Basin and implication for mineral exploration // Western. Austral. Mining and Petroleum Inst. Report. 1984. V. 4. P. 1 - 84.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A.* Proterozoic stromatolites zonation // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 11. P. 1017 - 1060.
- Clauer N., Caby R., Hannelte D., Trompette R.* Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton // Precamb. Res. 1982. V. 18. № 1. P. 53 - 71.
- Compston W., Arriens P.A.* The Precambrian geochronology of Australia // Canad. J. Earth Sci. 1968. V. 5. № 3. P. 561 - 584.
- Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L. et al.* Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. Pt. 2. P. 171 - 184.
- Cook F.A.* Lower Paleozoic and Proterozoic stratigraphy in the Colville Hills - Tweed Lake area, Northwest Territories: implication for regional seismic stratigraphic correlation // Geol. Surv. Canad. 1992. Pap. 92-1 C. P. 171 - 178.
- Corfu F., Andrews A.J.* A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario // Canad. J. Earth. Sci. 1986. V. 23. № 1. P. 107 - 109.
- Davis D.W., Sutcliff R.H.* U-Pb ages from the Nipigon Plate and Northern Lake Superior // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 12. P. 1572 - 1579.
- Donaldson J.A.* Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, coast Labrador, Newfoundland // Geol. Surv. Can Bull. 1963. V. 102. 28 p.
- Donaldson J.A.* Apehbian stromatolites in Canada: implications for stromatolite zonation // Stromatolites. Developm. in sedimentol. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. V. 20. P. 371 - 380.
- Douglas R.J.W.* (Ed.). Geology and economic minerals of Canada. Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep. № 1. 1972. 838 p.
- Drexel J.F., Preiss W.V., Parker A.J.* (Eds.) The geology of South Australia. V. 1. Precambrian // Geol. Surv. South Austral. Bull. 54. 1993. 242 p.
- Edgell H.S.* Precambrian fossils from the Hamersley Range, Western Australia, and their use in stratigraphic correlation // J. Geol. Soc. Austral. 1964. V. 11. Pt. 2. P. 235 - 261.
- Eriksson K.A., Fedo C.M.* Archean synrift and stable-shelf sedimentary successions // Archean crustal evolution. Amsterdam etc.: Elsevier. 1994. P. 171 - 204.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfaty J.* Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290A. P. 1205 - 1215.
- Fedonkin M.A.* Neoproterozoic ecosystem restructuring: from net to pyramid // Phanerozoic global bio-events and event-stratigraphy 5-th Intern. Conf. on bio-events. Astr. Göttingen. 1992. P. 33 - 34.
- Fanning C.M., Ludwig K.R., Forbes B.B., Preiss W.V.* Single and multiple grain U-Pb zircon analyses for the Early Adelaide Rook tuff, Willouran Ranges, South Australia // Geol. Soc. Austral. Abstr. 1986. № 15. P. 71 - 72.
- Fenton C.L., Fenton M.A.* Precambrian and Paleozoic algae // Bull. Geol. Soc. Amer. 1939. V. 50. № 1. P. 89 - 126.
- Gebelein C.D.* The effect of the physical, chemical and biological evolution of the Earth // Stromatolites. Developm. in sedimentol. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976. V. 20. P. 499 - 515.
- Gee R.D.* Naberu Basin // Geology and mineral resources of Western Australia. West. Austral. Geol. Surv. Mem. 3. 1990. P. 202 - 210.
- Gee R.D., Grey K.* Proterozoic rocks on the Glengarry 1 : 250000 sheet: stratigraphy, structure and stromatolite biostratigraphy. West. Austral. Geol. Surv. Rep. 41. 1993. 33 p.
- Glaessner M.F., Preiss W.V., Walter M.R.* Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis // Science. 1969. V. 164. P. 1056 - 1058.
- Goodwin A.M.* Precambrian geology: the dynamic evolution of the continental crust. London etc.: Academic Press, 1991. 666 p.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. № 1. P. 3 - 21.
- 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.
- Gresse P.G., Germs G.J.B.* The Nama foreland basin: sedimentation, major unconformity bounded sequences and multisedimented active margin advance // Precamb. Res. 1993. V. 63. № 2. P. 247 - 272.
- Grey K.* *Acaciella cf. australica* from the Skates Hills Formation, eastern Bangemoll basin, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Ann. Rep. for 1977. Canberra. 1978. P. 71 - 73.
- Grey K.* Small conical stromatolites from the Archean near Kanowna, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Ann. Rep. for 1980. Perth. 1981. P. 90 - 94.
- Grey K.* Aspects of Proterozoic stromatolite biostratigraphy in Western Australia // Precamb. Res. 1982. V. 18. P. 347 - 365.
- Grey K.* Biostratigraphic studies of stromatolites from the Proterozoic Earahedy Group, Naberu Basin, Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Bull. 130. 1984. 123 p.
- Grey K.* Stromatolites and other organic remains in the Bangemoll Basin // Geol. Surv. West. Austral. Bull. 128. 1985a. P. 221 - 241.
- Grey K.* Stromatolites in the Proterozoic Duck Creek Dolomite Western Australia // Geol. Surv. West. Austral. Prof. Pap. for 1983. Perth. 1985b. P. 94 - 103.
- Grey K.* Stromatolites from the Palaeoproterozoic Earahedy Group, Earahedy Basin, Western Australia // Alcheringa. 1994a. V. 18. № 1. P. 187 - 218.
- Grey K.* Stromatolites from the Paleoproterozoic (Orosirian) Glengarry Group, Glengarry Basin, Western Australia // Alcheringa. 1994b. V. 18. № 2. P. 275 - 300.
- Grey K., Thorn 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.* Constructions of Early Proterozoic (1.9 Ga) barrier reef complex, Rocknest Platform, Northwest Territories // Reefs. Canada and adjacent areas. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 13. 1988a. P. 30 - 37.
- Grotzinger J.P.* Introduction to Precambrian reefs // Reefs. Canada and adjacent areas. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 13. 1988b. P. 9 - 12.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // Controls on carbonate platform and basinal development. *Soc. Econ. paleontol. and mineral. Spec. Publ.* 44. 1989. P. 79 - 106.
- Grotzinger J.P.* Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 80 - 103.
- Grotzinger J.P., Kasting J.F.* New constraints on Precambrian ocean composition // *J. Geol.* 1993. V. 101. № 2. P. 253 - 243.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geological time scale, 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
- Hoffman P.F.* Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian Shield // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A-273.* 1973. P. 547 - 581.
- Hoffman P.F.* United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 1988. V. 16. P. 543 - 603.
- Hoffman P.F.* Precambrian geology and tectonic history of North America // *The Geology of North America - an overview.* 1989. V. A. P. 447 - 512.
- Hoffman P.F., Grotzinger J.P.* Abner/Denault reef complex (2.1 Ga), Labrador Trough, N.E. Quebec // Reefs. Canada and adjacent areas. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 13. 1988. P. 49 - 54.
- Hofmann H.J.* Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups, Ontario // *Geol. Surv. Can. Pap.* 68 - 69. 1969. 77 p.
- Hofmann H.J.* The stromatolite Archaeozoon acadense from the Proterozoic Green Head Group of Saint John, New Brunswick // *Canad. J. Earth Sci.* 1974. V. 11. № 8. P. 1098 - 1115.
- Hofmann H.J.* On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy // *Precamb. Res.* 1977. V. 5. № 1. P. 175 - 202.
- Hofmann H.J.* New stromatolites from the Aphebian Mistassini Group, Ontario // *Canad. J. Earth. Sci.* 1978. V. 1. № 4. P. 571 - 585.
- Hofmann H.J.* Precambrian fossils in Canada - the 1970's in retrospective // *Proterozoic Basins in Canada. Geol. Surv. Can. Pap.* 81 - 10. 1981. P. 419 - 443.
- Hofmann H.J., Masson M.* Archean stromatolites from Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1994. V. 106. P. 424 - 429.
- Hofmann H.J., Pearson D.A.B., Wilson B.H.* Stromatolites and fenestral fabric in Early Proterozoic Huronian Supergroup, Ontario // *Canad. J. Earth. Sci.* 1980. V. 17. № 10. P. 1351 - 1357.
- Hofmann H.J., Sage R.P., Berdusco E.N.* Archean stromatolites in Michipicoten Group siderite ore at Wawa, Ontario // *Econom. Geol.* 1991. V. 86. № 9. P. 1023 - 1030.
- Horodyski R.J.* Stromatolites of the upper Siyeh Limestone (Middle Proterozoic), Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana // *Precamb. Res.* 1976. V. 3. № 3. P. 517 - 536.
- Horodyski R.J.* Sedimentary geology and stromatolites of the middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana // *Precamb. Res.* 1983. V. 20. № 3. P. 391 - 425.
- 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.
- Houston R.S., Karlstrom K.E., Graff P.J., Flurkey A.J.* New stratigraphic subdivisions and redefinition of subdivision of Late Archean and Early Proterozoic rocks of the Sierra Madre and Medicine Bow Mountains, Southern Wyoming. U.S. *Geol. Prof. Pap.* 120. 1992. 54 p.
- Howell D.G.* A stromatolite from the Proterozoic Pahrump Group, eastern California // *J. Paleontol.* 1971. V. 45. № 1. P. 48 - 51.
- Jackson G.D., Jannelli T.R.* Neohelminian reef complex, Borden rift basin, northwestern Baffin Island // Reefs. Canada and adjacent areas. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 13. 1988. P. 55 - 63.
- Jahn B.M., Bertrand-Sarfati J., Morin N., Mace J.* Direct dating of stromatolitic carbonates from the Schmidtsdrift Formation (Transvaal Dolomite), South Africa, with implications on the age of the Ventersdorp Supergroup // *Geology.* 1990. V. 18. № 12. P. 1211 - 1214.
- Jefferson C.W., Parrish R.R.* Late Proterozoic stratigraphy, U-Pb ages and rift tectonics, Mackenzie Mountains, Northwest Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. № 12. P. 1784 - 1801.
- Jefferson C.W., Young G.M.* Late Proterozoic orange-weathering stromatolite biostrome, Mackenzie Mountains and Western Arctic Canada // Reefs. Canada and adjacent areas. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 13. 1988. P. 72 - 80.
- Karhu J.A.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 371. 1993. 96 p.
- Kasting J.F.* Theoretical constraints on oxygen and carbon dioxide concentrations in the Precambrian atmosphere // *Precamb. Res.* 1987. V. 34. № 2. P. 205 - 229.
- Kasting J.F., Holland H.D., Kump L.R.* Atmospheric evolution: the rise of oxygen // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary Study.* Cambridge: Univ. Press. 1992. P. 159 - 163.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Precamb. Res.* 1995. V. 73. № 1. P. 27 - 49.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implication for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. № 3. P. 409 - 430.
- Kaufman A.J., Hays J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B.* Isotopic composition of carbonate and organic carbon from Upper Proterozoic succession in Namibia: stratigraphic variation and effect of diagenesis and metamorphism // *Precamb. Res.* 1991. V. 49. № 3/4. P. 301 - 327.
- Keller B.M., Semikhatov M.A.* Isotope geochronology for the Vendian of the USSR // *The Vendian System. Vol. 2. Regional geol.* Berlin etc.: Springer Verlag. 1990. P. 184 - 190.
- Knight S.H.* Precambrian stromatolites, bioherms and reefs in the lower half of the Nash Formation, Medicine Bow Mountains, Wyoming // *Contrib. Geol. Univ. Wyoming.* 1968. V. 7. № 2. P. 73 - 116.
- Knoll A.H.* Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolution tempo // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1994. V. 91. № 7. P. 6743 - 6750.
- Knoll A.H., Sergeev V.H.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic-Neoproterozoic transi-

- tion // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1 - 3. P. 289 - 302.
- Knoll A.H., Swett K.* Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 104 - 132.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature. 1992. V. 356. P. 679 - 678.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Geol. Mag. 1995. V. 295. № 7. P. 823 - 850.
- Komar V.A.* Classification of the microstructures of the Upper Precambrian stromatolites // Himalayan Geol. 1989. V. 13. № 1. P. 229 - 238.
- Kralik M.* Rb-Sr age determinations on Precambrian carbonate rocks of the Carpentarian McArthur Basin, Northern Territories, Australia // Precamb. Res. 1982. V. 12. № 1 - 2. P. 157 - 170.
- Krough T.E., Davis D.W., Corfu F.* Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area // Ontario Geol. Surv. 1984. Spec. Vol. 1. P. 431 - 446.
- Lancelot J.R.* Geochronologie ou catastrophes. Reponse a G. Choubert et A. Faure-Muret // C.R. Somm. Soc. Geol. France. 1978. V. 20. № 4. P. 211 - 215.
- Latham A., Riding R.* Fossil evidence for the location of the Precambrian/Cambrian boundary in Morocco // Nature. 1990. V. 344. № 6268. P. 752 - 754.
- Link P.K., Christie-Blick N., Devlin W.J., Elston D.P. et al.* Middle and Late Proterozoic stratified rocks of the western U.S. Cordillera, Colorado Plateau, and Basin and Range province // The geology of North America. V. C-2. Precambrian: continuous US. Geol. Soc. Amer. Boulder. 1993. P. 463 - 595.
- Lowe D.R.* Abiological origin of described stromatolites older than 3.2 Ga // Geology. 1994. V. 22. № 3. P. 387 - 390.
- Magaritz M., Kirschvink J.L., Latham A.J. et al.* Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlation for the Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco and South China // Geology. 1991. V. 19. № 8. P. 847 - 850.
- Menchikoff N.* Les formations a stromatolites dans le Sahara occidental // Bull. Soc. Geol. France. 1946. V. 7 - 8. № 16. P. 451 - 461.
- Monty C.L.V.* Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, and overview // Ann. Soc. Geol. Belgique. 1973. V. 96. Fasc. III. P. 585 - 624.
- Moore T.B., Horodyski R.J., Lipps J.H., Schopf J.W.* Distinctive Proterozoic micro-problematica // The Proterozoic Biosphere. A multidisciplinary study. Cambridge Univ. Press. 1992. P. 233 - 236.
- Morey G.B., Van Schmus W.R.* Correlation of Precambrian rocks of the Lake Superior Region, United States // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1241-F. 1988. 31 p.
- Needham R.S., Stuart-Smith P.G., Page R.W.* The stratigraphy, metamorphism and tectonics of the Early Proterozoic Litchfield Province and Western Pine Creek geosyncline, Northern Territory // Precamb. Res. Spec. issue. 1988. V. 40/41. P. 543 - 564.
- Ojakangas R.W.* Glaciation: an uncommon "mega-event" as a key to intracontinental and intercontinental correlation of Early Proterozoic basin fill, North America and Baltic Shield // New perspective in basinal analysis. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1988. P. 431 - 444.
- Page R.W.* Geochronology of early to middle Proterozoic fold belts in northern Australia: a review // Precamb. Res. Spec. issue. 1988. V. 40/41. P. 1 - 20.
- Pidgeon R.T., Horwitz R.C.* The origin of olistoliths in Proterozoic rocks of the Ashburton Trough, Western Australia using zircon U-Pb isotopic characteristics // Austral. J. Earth Sci. 1991. № 38. P. 55 - 63.
- Plumb K.A.* Subdivision and correlation of Late Precambrian sequences in Australia // Precamb. Res. 1985. V. 29. № 2. P. 303 - 329.
- Plumb K.A.* Subdivision and correlation of the Australian Precambrian // Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. Monograph 14. Austral. Inst. of Mining and Metallurgy: Parkville, 1990. P. 27 - 32.
- Plumb K.A.* New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139 - 140.
- Plumb K.A., Darrick G.M., Wilson J.H.* Precambrian geology of the McArthur River - Mount Isa Region, Northern Australia // The Geol. and Geophys. of Northern Australia. Geol. Soc. Austral. Queensland Div. 1980. P. 71 - 88.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australia Precambrian and Cambrian stromatolites. Part I // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1972. V. 96. № 2. P. 67 - 100.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part II // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1973. V. 97. № 2. P. 91 - 125.
- Preiss W.V.* The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part III // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1974. V. 98. № 4. P. 185 - 208.
- Preiss W.V.* Proterozoic stromatolites from the Naberu and Officer basins, Western Australia, and their biostratigraphic significance // Rep. of investig. 47. South Austral. Geol. Surv. 1976. 33 p.
- Preiss W.V.* The Adelaide Geosyncline. Late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, paleontology and tectonics // South Austral. Geol. Surv. Bull. 53. 1987. 438 p.
- Raaben M.E.* Some stromatolites of the Precambrian of Morocco // Earth. Sci. Rev. 1980. V. 16. № 2. P. 221 - 234.
- Rankin D.W.* The volcanogenic Mount Rogers Formation and the overlying glaciogenic Konnarock Formation - two Late Proterozoic units in Southwestern Virginia // US Geol. Surv. Bull. 2020. 1993. 26 p.
- Rezak R.* Stromatolites of the Belt Series in Clacier National Park and vicinity, Montana // US Geol. Surv. Prof. Pap. 294-D. 1957. 154 p.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Amsterdam etc.: Elsevier, 1994. P. 411 - 459.
- Ross M.W., Donaldson J.A.* Reef development and facies geometry on a high energy Early Proterozoic carbonate shelf (Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada) // Reefs. Canada and adjacent areas. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 13. 1988. P. 120 - 128.
- Schmitt M.* Stromatolites from the Tiout section, Precambrian-Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco // Geol. Mag. 1978. V. 115. № 2. P. 95 - 100.

- Schmitt M.* The section of Tiout (Precambrian/Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco): stromatolites and their biostratigraphy. *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg*. 1979a. 188 p.
- Schmitt M.* New stromatolites from the Late Precambrian of the Anti-Atlas and from the Lower Cambrian of High Atlas, Morocco // *Senckenbergiana lethaea*. 1979b. V. 60. № 1/3. P. 39 - 49.
- Schopf J.W.* Patterns of Proterozoic microfossil diversity: an initial, tentative analysis // *Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study*. Cambridge Univ. Press. 1992. P. 529 - 552.
- Semikhatov M.A.* Methode paleontologique dans la correlation du Precambrien superieur des regions periatlantiques de l'Europe, de l'Afrique et de l'Amerique // *Estudios Geol.* 1977. V. 39. № 2. P. 365 - 372.
- Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P.E. et al.* Stromatolite morphogenesis: progress and problems // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. № 5. P. 992 - 1015.
- Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* Global biological events in the Late Precambrian // *Lecture Notes in Earth Sciences*, v. 8. Global bioevents. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1986. P. 105 - 108.
- Stewart J.H., McMenamin A.S., Morales-Ramirez J.M.* Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca Region, Sonora, Mexico - physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1309. 1984. 36 p.
- Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A. et al.* Crustal evolution of South Africa (3.8 billion years of Earth history). Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1982. 523 p.
- Thorne A.M., Seymour D.B.* Geology of the Aushburton Basin Western Australia // *Geol. Surv. West. Austral. Bull.* 139. 1991. 115 p.
- Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonate // *Terra Nova*. 1993. V. 5. № 2. P. 244 - 248.
- Trompette R.* Le Precambrien Superieur et le Paleozoique Inferieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du Bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sedimentation du craton. Etude stratigraphique et sedimentologique. *Trav. Lab. Sci. Terre. St. Jerome, Marseille (B)*. 1973. № 7. 702 p.
- Trompette R.* Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Balkema, 1994. 350 p.
- Truswell J.F., Eriksson K.A.* The morphology of stromatolites from the Transvaal Dolomite northwest of Johannesburg, South Africa // *Trans. Geol. Soc. S. Africa*. 1972. V. 75. P. 99 - 110.
- Truswell J.F., Eriksson K.A.* Stromatolitic associations and their palaeoenvironmental significance: a reappraisal of a Lower Proterozoic locality from the Northern Cape Province, South Africa // *Sediment. Geol.* 1973. V. 10. № 1. P. 1 - 23.
- Young G.M.* Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for Middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America // *Geol. Assoc. Canada. Pap.* 12. 1973. P. 97 - 127.
- Young G.M.* Stratigraphic correlation of upper Precambrian rocks of northwestern Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. V. 14. № 12. P. 1771 - 1787.
- Walraven F., Armstrong R.A., Kruger E.J.* A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapvaal Craton, the Bushveld Complex and the Vredefort structure // *Tectonophysics*. 1990. V. 171. № 1/4. P. 23 - 48.
- Walter M.R.* Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Paleontol. Assoc. Spec. Pap.* 1972. № 11. 190 p.
- Walter M.R.* Archean stromatolites: evidence of the earth's earliest benthos // *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution*. Princeton Univ. Press. 1983. P. 187 - 213.
- Walter M.R., Heys G.R.* Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites // *Precamb. Res.* 1985. V. 29. № 1. P. 149 - 174.
- Walter M.R., Grotzinger J.P., Schopf J.W.* Proterozoic stromatolites // *The Proterozoic biosphere. A multidisciplinary study*. Cambridge Univ. Press. 1992. P. 253 - 260.
- Walter M.R., Krylov I.N., Preiss W.V.* Stromatolites from Adelaidean (Late Proterozoic) sequences in Central and South Australia // *Alcheringa*. 1979. V. 3. № 2. P. 278 - 305.
- Walter M.R., Krylov I.N., Muir M.D.* Stromatolites from Middle and Late Proterozoic sequences in the McArthur and Georgina Basins and the Mount Isa Province, Australia // *Alcheringa*. 1988. V. 12. № 1. P. 79 - 106.
- Webb A.W., Page R.W.* Geochronology of glauconitic sandstone and shale beds in the Victoria River region, Northern Territory // *Bur. Min. Res. Austral. Bull.* 168. 1977. P. 68 - 72.
- Weber R., Cevallos-Ferriz S., Lopes-Cortes A. et al.* Los estromatolitos del Precambrio Tardio de los alrededores de Caborca, Estado de Sonora, I: Reconstruccion de Jacutophyton Schapovalova e interpretation paleoecologica preliminar // *Univ. Nat. Auton. Mexico. Inst. Geol., Revita*. 1979. V. 3. № 1. P. 9 - 23.
- Wyborn L.A.L., Page R.W., McCulloch M.T.* Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for generation of Proterozoic anorogenic granites // *Precamb. Res. Spec. issue*. 1988. V. 40/41. P. 509 - 564.
- Zhao J., McCulloch M.T., Camacho A.* Geochemical and isotope studies of Proterozoic mafic dyke swarms in Central Australia // *Geol. Soc. Austral. Abstr.* № 32. Ballarat. 1992. № 32. P. 205 - 207.

РЕЦЕНЗЕНТ Б.С. СОКОЛОВ

УДК 551.734(517.3)

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ЭМССКОГО И ЭЙФЕЛЬСКОГО ЯРУСОВ МОНГОЛИИ

© 1996 г. Р. Е. Алексеева*, В. А. Аристов**, Р. В. Горюнова*,
Л. М. Улитина*, О. А. Эрлангер*

* Палеонтологический институт РАН, 117868 Москва, ул. Профсоюзная, 123, Россия

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

Поступила в редакцию 04.01.95 г.

В статье изложены результаты совместной работы специалистов по макрофауне и конодонтам. На основе новых материалов впервые устанавливается соотношение конодонтовых зон с региональными зонами и уточняется положение границ рассматриваемых ярусов. Стратиграфический анализ монгольского материала проведен на основе корреляции с опорными разрезами Салаира. Полученные сведения открывают пути к широкой межрегиональной корреляции монгольских разрезов, охарактеризованных эндемичной фауной.

Ключевые слова. Эмссский ярус, эйфельский ярус, фаунистические комплексы, корреляция.

Девон Монголии занимает особое место в Центральной Азии. Здесь на крупных широтно-ориентированных площадях развиты разнофациальные отложения, содержащие фауну совершенно различного состава. На обширной северной площади Монголии в терригенных фациях нижнего девона распространена высокоэндемичная монголо-охотская фауна. Этой фауной также охарактеризованы нижнедевонские толщи в Забайкалье, на Дальнем Востоке и в Северо-Восточном Китае. В отличие от названных областей в Монголии находятся одновозрастные терригенно-карбонатные отложения, которые узкой полосой окаймляют с юга площадь с терригенными образованиями. В карбонатных породах среди бентоса преобладают представители алтае-саянской, в основном, салаирской фауны. Описания брахиопод, табулят и мшанок даны в монографиях (Алексеева и др., 1981; Т.Т. Шаркова, 1981; Г.В. Копаевич, 1984), сборнике "Новые таксоны ископаемых беспозвоночных Монголии" (1992) и ряде статей.

Из-за несопоставимости терригенных и карбонатных разрезов первые биостратиграфические схемы разрабатывались раздельно. В карбонатных разрезах по составу брахиопод были установлены стратиграфические подразделения, отвечающие следующим горизонтам Салаира: томь-чумышскому, малобачатскому и шандинскому. Эти уровни создали основу для первых стратиграфических схем девона Монголии. В связи с тем, что девонские разрезы Салаира хорошо изучены и сопоставимы с общей шкалой, открылись пути к выявлению объемов ярусов в карбонатных разрезах Монголии. В терригенных разрезах с монголо-охотской фауной эта проблема была решена путем корреляции с карбонатными разрезами

по реперным уровням, отвечающим историко-геологическим событиям бассейна (Алексеева, 1990; 1993). Установление объемов и границ ярусов общей шкалы в терригенных сериях Монголии имеет важное значение и для смежных областей, где до последних лет признавались ярусы Северной Америки. Выделение последних было произведено на основе ошибочных отождествлений гомеоморфных азиатских брахиопод с североамериканскими.

В унифицированной стратиграфической схеме девона Монголии рассматриваемые ниже отложения входят в состав чулунского и цаганхалгинского горизонтов, а также гобиалтайской свиты. Самые полные и насыщенные остатками организмов разрезы названных подразделений находятся на южном склоне Гобийского Алтая, в 10 км юго-восточнее сомона Шинэ-Джинст, в районе колодца Цахирин-худук. Здесь в едином разрезе в нормальной последовательности наблюдаются породы от пражского до живетского ярусов. Интересующие нас породы эмссского яруса залегают стратиграфически согласно на конгломератовой толще цахиринской свиты, относящейся к пражскому ярусу. При описании разрезов вышележащей толщи указываются ранее выделенные стратиграфические единицы (снизу вверх): чулунский горизонт и его лоны – *Uncinulus tsakhirinicus* и *Spinatrypa (Spinatrypa) galinae-Cyrtinopsis nalivkini*; цаганхалгинский горизонт и его лоны – *Leptodontella zmeinogorskiana*, *Leptagonia reticulata*; гобиалтайская свита. Списки фауны даны по результатам одновременных сборов макрофауны (ругоз, мшанок и брахиопод) и сборов конодонтов, с корректной привязкой "образец в образец". Наименования видов по остальным группам организмов

не приводятся из-за недостаточно точных привязок к нашему материалу. Исключение представляют низы чулунского горизонта, где списки табулят указываются Т.Т. Шарковой (1981) по детально изученной части разреза. Состав других групп фауны дается по определениям: ругоз – Л.М. Улитиной; брахиопод – Р.Е. Алексеевой и О.А. Эрлангер, Г.А. Афанасьевой и Б. Мендбаяр; мшанок – Р.В. Горюновой; конодонтов – В.А. Аристова.

Описываемые ниже разрезы являются стратотипами чулунского и цаганхалгинского горизонтов и выделенных в их составе региональных зон (лон).

ЧУЛУНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Лона *U. tsakhirinicus*

1. В основании пачки – известковистые аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые, известковистые красноватые песчаники тонкоплитчатые с тонкими прослоями известняков (5 м). На них залегают известняки темно-серые средне- и толстоплитчатые с частыми пластами органогенных (коралловых) известняков. В составе фауны – табуляты: *Favosites kovschovi mongolicus* Schark., *Squameofavosites kulkovi* Dub., *Thamnopora compacta minima* Schark., *Striatopora abnormis* (Mir.), *Pachypora tortuosa* Schark., *Crassialveolites abramovi* Dub., *Caliopora elegans* Yanet, *Oculipora angulata* Kim, *Coenites dunginensis* Schark.; ругозы *Embolophyllum aggregatum aggregatum* (Hill), *Martinophyllum latum* (Hill), “*Мускоphyllum*” *difficile* Zhelt.; обильны колонии строматопорат. 25 м.

2. Известковистые аргиллиты и алевролиты темно-серые и зеленоватые, рассланцованные. В верхней части зеленовато-серые туффиты (2 м). Найдены мшанки *Fistulipora catena* Кор. 10 м.

3. Известняки темно-серые детритовые тонко- и среднеплитчатые. Часто встречаются коралловые пласты с табулятами и ругозами *Embolophyllum aggregatum aggregatum* (Hill), а также строматопоратами. 25 м.

4. Известковистые песчаники зеленовато-серые грубозернистые до гравийных. 2 м.

5. Известняки темно-серые детритовые тонко- и среднеплитчатые. Органические остатки обильны и представлены табулятами: *Thamnopora compacta minima* Schark., *Crassialveolites abramovi* Dub.; ругозами: *Synaptophyllum* sp. nov.; брахиоподами: ? *Reeftonia* sp., *Biernatium asiaticum* Aleks., *Leptagonia zlichovensis* Havl., *Ralia primigenia* Laz., *Uncinulus tsakhirinicus* O. Erl., *Stenorhynchia* sp., *Spinatrypina* (*Spinatrypina*) *bachatica* Aleks., *Atryparia gobica* Aleks., *Howellella* sp., *Cyrtina kazi* Havl., *Cyrtinopsis sursureni* Aleks.; конодонтами *Icriodus altaicus* Aks., I. sp. 18 м.

6. Аргиллиты темно-серые и зеленоватые, рассланцованные, с редкими прослоями тем-

но-серых известняков, переслаивающиеся с органогенными темно-серыми известняками. Найдены ругозы *Lekanophyllum* sp. nov., *Pseudomicroplasma* sp., *Embolophyllum pestereviensis* (Zhmaev) *Lyrielsma* cf. *chapmani* Pedder, *Tryplasma aequalis* Lonsd., “*Мускоphyllum*” *eifeliense* Zhelt.; мшанки *Semicoscium* sp. Обильны табуляты и строматопораты. 32 м.

7. Известковистые алевролиты и песчаники серовато-зеленые тонкоплитчатые. В верхней части прослой эффузив. Найдены ругозы *Pseudocroplasma* sp. 15 м.

Общая мощность лоны *U. tsakhirinicus* 127 м.

Лона *S. (S.) galinae*–*C. nalivkini*

8. Известняки темно-серые средне- и крупноплитчатые с редкими и тонкими прослоями узловатых известняков. Обильны крупные колонии строматопорат (20 - 25 см в диаметре), табуляты и мшанки. Среди табулят определены *Alveolites levis grandis* Schark. и ругозы *Embolophyllum aggregatum cracante* Pedder. 40 м.

9. Чередование туфопесчаников темно-зеленого и красноватого цвета. В верхней части преобладают песчаники крупнозернистые до гравийных 14 м.

10. Известняки темно-серые, в некоторых прослоях почти черные, средне- и крупноплитчатые с редкими прослоями тонкоплитчатых известняков. Встречаются ругозы *Embolophyllum fasciculus* (Zmaev), *E. aggregatum cracante* Pedder, *Glossophyllum adatkanicum* (Tcherep.), *Thamnophyllum tabulatum* Bulv. 30 м.

11. Два прослоя серых стекловатых туффитов, чередующихся с сильно выветрелыми темно-зелеными туфопесчаниками 10 м.

12. В нижней половине – известняки темно-серые, средне- и крупноплитчатые, преобладают биогермные прослой. В верхней половине – известняки темно-серые глинистые, тонко- и среднеплитчатые, узловатые детритовые, чередующиеся с подчиненными прослоями темно-серых листоватых аргиллитов и известковистых песчаников. Найдены ругозы *Tabulophyllum chemyshevi* Bulv., *Tryplasma* aff. *devonianum* (Soshk.) *Charactophyllum shandiense* (Zhelt.) и мшанки *Fistulipora* sp., *Semicoscium* sp. Встречаются редкие табуляты 50 м.

13. Туфопесчаники темно-зеленого и серого цвета, в верхней части – прослой эффузивов с крупными кристаллами плагиоклаза 15 м.

14. Чередование темно-серых листоватых аргиллитов с криноидными известняками и редкими прослоями известковистых песчаников. Остатки фауны редкие и плохой сохранности. Найдены конодонты *Polygnatus inversus* Klapp. et Johns., *P. perbonus* (Phill.) 15 м.

15. Известняки темно-серые среднеплитчатые узловатые с тонкими неровными окремнелыми прослоями. Преобладают криноидные прослои с члениками и крупными стеблями криноидей. Редкие табуляты и ругозы *Amplexocarinia* sp., *Aphyllum* sp., обильны мшанки *Fistuliphragmides gobiensis* Gorjunova (gen. et sp. nov.), *Quadriseimicoscinium disereta* (Prantl), *Fistulipora* sp., *F. falcata* Nekh., *Lio-clema implicatum* Kop., *Amurodictya mariculata* (Kop.); брахиоподы: *Leveneia orientalis* Aleks., *Leviconchidiella marcovae* Aleks., *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Latonotoechia* cf. *latona* (Barr.), *Spinatrypa* (*Spinatrypa*) *galinae* Aleks., *S. (Isospinatrypa) subspinosa* (Laz.), *Spinatrypina* (*Spinatrypina*) *bachatica* Aleks., *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Eospirifer* ex gr. *karmanovi* Khod., *Quadrithyris* sp., *Cyrtinopsis nalivkini* Rzhon. 20 м.

16. Туфопесчаники темно-зеленого и серого цвета 32 м.

17. Рассланцованные темно-серые алевролиты (при выветривании оливковые) 26 м.

18. Чередование песчаников и алевролитов темно-серого, зеленоватого и реже желтоватого цвета. В верхней части появляются линзы известняков с обильными брахиоподами *Leveneia orientalis* Aleks., *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Coelospirella dongbeiensis* Su, *Fallaxispirifer korovini* (Khalf.) 104 м.

Общая мощность лоны S.(S.) *galinae*-C. *nalivkini* 341 м.

Общая мощность чулунского горизонта 468 м.

ЦАГАНХАЛГИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Лона L. zmeinogorskiana

19. Известняковый темно-серый конгломерат, в котором цементирующий песчаный известняк составляет не более 20 - 30% породы. Галька и обломки не сортированные, размерами от первых сантиметров до глыб (1 м). Преобладают неокатанные и полуокатанные обломки и гальки темно-серых известняков. Редки окатанные гальки почти черных искристых известняков и зеленоватых алевролитов и аргиллитов. В глыбах и крупных гальках темно-серых известняков найдены табуляты, характерные для низов чулунского горизонта, *Squameofavosites dubatolovi* Mir., *Thamnopora compacta minima* Schark., *Oculipora angulata* Kim. Среди брахиопод встречены формы из верхней части чулунских слоев: *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Leviconchidiella* sp., *Atrypinae*. В 7 м от основания конгломераты сменяются зеленовато-бурыми гравелитами с зелеными листоватыми аргиллитами. 8 м.

20. Бурые известковистые грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми среднеплитчатыми известняками. Весь слой в целом имеет бурый цвет. Обильны табуляты, мшанки и брахиоподы. Среди первых определены *Pachyfavosites bijensis* (Sok.). Найдены мшанки

Fistuliphragmides gobiensis Gorjunova (gen. et sp. nov.), *Medisemicoscium perelegans* Plam.; брахиоподы: *Discomiorthis serotinae* Aleks., *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz), *L. acuta* Khalf., *Rotundostrophia magna* (Khalf.), *Eodevonaria bortegensis* Afan., *Pseudouncinulus mongolicus* O. Erl., *Coelospirella dongbeiensis* Su, *Elythina salairica* Rzhon. 6 м.

21. Темно-серые песчанистые среднеплитчатые известняки, на поверхности выветривания бурые (развиты на южном крутом склоне гряды) с мшанками *Laxifenestella capillosa* (Pošta), *Reteporina petalata* (Pošta); конодонтами *Polygnatus costatus patulus* Klapp., *Icriodus angustus* Stew. et Sweet, *I. corniger corniger* Witt., *I. corniger leptus* Wedd., *I. retrodepressus* Bult., *I. ex gr. trojani* Johns. et Klapp. 40 м.

22. Темно-серые среднеплитчатые узловатые известняки с прослоями брахиоподового ракушняка. Встречаются ругозы: *Tabulophyllum chernyshevi* Bulv., *T. schlüteri* (Peetz), *Heliophyllum* aff. *halli* Edw. et Haime, *Zonophyllum* sp., *Pseudomicroplasma* sp. nov.; мшанки *Laxifenestella capillosa* (Pošta), *Amurodictya* sp., *Nematopora* sp.; брахиоподы *Platyorthis plana* Aleks., *Discomiorthis serotinae* Aleks., *Schizophoria* sp., *Leptagonia* sp. nov., *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Protocymostrophia patersoni* (Hall), *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz), *L. acuta* Khalf., *Mesodouvillina birmanica* (Reed), *Xystostrophia umbraculum* (Schloth.) *Caucasiproductus* sp. nov., *Leviconchidiella* cf. *mirabilis* (Rzhon.), *Uncinulus shinensis* O. Erl., *Pseudouncinulus mongolicus* O. Erl., *Areella barunica* O. Erl., *Eucharitina dobrovi* O. Erl., *Spinatrypa variaspina* Copper, *S. (Isospinatrypa) subspinosa* (Laz.), *Spinatrypina* (*Spinatrypina*) *bachatica* Aleks., *Macropleura* (?) sp., *Delthyris* (*Quadrifarius*) sp., *Howellella subgregaria* (Rzhon), *Elythina salairica* Rzhon., *Undispirifer frequens* (Bubl.), *Cyrtina* sp. nov.; тентакулиты *Lonchidium gobiense* Dorod. et Klish.; конодонты *Icriodus angustus* Stew. et Sweet, *I. ex gr. trojani* Johns. et Klapp. 30 м.

23. Известняки серые среднеслойные криноидные с конодонтами *Icriodus corniger corniger* Witt., *I. ex gr. trojani* Johns. et Klapp. 37 м.

24. Известняки розовые криноидные с редкими мшанками и плохой сохранности брахиоподами. Часты прослои со стяжениями кремней. Найдены ругозы *Zonophyllum* sp.; конодонты *Icriodus corniger corniger* Witt. 30 м.

25. Известняки серые массивные с меньшим количеством криноидей, чем в пачках 24 - 25. Найдены конодонты *Icriodus corniger corniger* Witt. 14 м.

Общая мощность лоны *L. zmeinogorskiana* 165 м.

Лона L. reticulata

26. Известняки темно-серые плотные массивно- и крупнослойные криноидные, на выветрелой поверхности с окремнелыми неопределимыми брахиоподами. Обильны мшанки: *Amurodictya* sp., *Mongoloclema* sp. nov., *Quadriseimicoscinium*

planiforme (Kop.), *Q. semirotonda* (Hall), *Medisemicoscium alticlavatum* (Kop.), *Leptotrypella superba* Kop., *Hemitrypa mongolica* Nekh. В основании найдены конодонты *Polygnathus costatus partitus* Klapp., Ziegl. et Mash., *P. cf. zieglerianus* Wedd., *P. cf. robusticostatus* Bisch. et Ziegl., *Icriodus* sp., *Belodella* sp., *Icriodus* ex gr. *trojani* Johns. et Klapp. 105 м.

27. Известняки серые окремненные с тентакулитами. 15 м.

28. Чередование рыжеватых песчанистых известняков и алевролитов с плотными темно-серыми известняками с ругозами: *Syathophyllum* (*Orthocyatus*) sp. nov., *Heliophyllum* sp. nov.; мшанками: *Eostenopora cyphotrypoides* Kop., *Neotrematopora coreacea* Kop., *Semicoscium alticlavatum* Kop., *S. striatum* Nekh., *Hemitrypa mongolica* Nekh., *Penniretopora tenuistriata* Hall. 55 м.

Общая мощность лоны *L. reticulata* 170 м.

Общая мощность цаганхалгинской свиты 335 м.

В 800 м восточнее описанного разреза в верхней половине пачки 28 найдены ругозы *Amplexocarinia sibirica* (Zhelt.), *Syringaxon* sp., *Ridderia dubatolovi* Spass.; брахиоподы *Leptagonia reticulata* Grats., *Leptostrophiella alta* Aleks., *Atrypa* (*Planatrypa*) *depressa* (Sob.), *Spinatrypa* (*Isospinatrypa*) *aspera* (Schloth.).

ГОБИАЛТАЙСКАЯ СВИТА

29. Структурно согласно на породах пачки 28 залегают ярко-зеленые пепловые туфы 50 м.

30. Мелкообломочная туфобрекчия темно-зеленая, в верхней части с линзами аргиллитов 15 м.

31. Аргиллиты и алевролиты темно-серые тонко- и среднеплитчатые местами сланцеватые. В нижней части известковистые аргиллиты с тонкими прослойками песчанистых известняков с аулопоридами, неопределимыми брахиоподами и трилобитами. Часты прослои, переполненные тентакулитами *Styliolina fissurella* (Hall). В нижней части слоя найдены конодонты *Icriodus regularis-rescens* Bult., *Polygnathus* sp. nov. 150 м.

В разрезе, находящемся в 2 км восточнее от описываемого, в низах терригенной пачки, отвечающей пачке 31, найдены брахиоподы *Vallomyonia danzani* Aleks. и конодонты *Polygnathus ensensis* Ziegl. et Klapp., *P. cf. angusticostatus* Witt., *Icriodus obliquimarginatus* Bish. et Ziegl., *Dvorakia* sp.

Описанные здесь породы в пачках 29 - 31 слагают низы мощной вулканогенной толщи, отнесенной к живетскому-франскому ярусам.

Прежде чем переходить к стратиграфическому анализу изложенного выше материала, следует отметить, что сбор образцов на конодонты проводился с большой детальностью (с интервалом 5 м, исключая терригенные пачки, где делались разреженные сборы). Из 167 обработанных образцов, конодонты найдены в 44. Подсчет количества экземпляров разных родов в общей кол-

лекции конодонтов по изученному разрезу показал, что икриодиды составляют 93%. Представители других родов (*Polygnathus*, *Belodella*, *Pandorinellina*) встречаются редко в единичных экземплярах. Это типичная икриодидная конодонтовая биофауна, характерная для отложений мелководного шельфа.

При корреляции икриодидных комплексов со стандартной конодонтовой зональной шкалой возникают значительные трудности, поскольку стандартная шкала построена на последовательности видов рода *Polygnathus*. Тем не менее единичные находки полигнатид, в числе которых имеются зональные индексы, позволяют говорить о присутствии в разрезе стандартных зон: *inversus* - в средней части чулунского горизонта, *patulus* и *partitus* в цаганхалгинском. Выделение конодонтовых зон из-за редкости находок полигнатид может быть лишь приблизительным, поскольку появление в разрезе зональных индексов может не совпадать с их биологическим появлением. Однако нахождение конодонтов в типовом разрезе чулунского и цаганхалгинского горизонтов позволяет (с учетом сведений по макрофауне, историко-геологическим событиям бассейна и др.) выделять интервалы, сопоставимые с горизонтами и более мелкими стратиграфическими подразделениями Салаира.

Нижняя граница эмского яруса была установлена по подошве чулунского горизонта (Алексеева, 1990, 1993). Основанием к этому послужили следующие факторы: 1 - соответствие рассматриваемого уровня началу обширной трансгрессии; 2 - присутствие в нижней части горизонта табулят и брахиопод, известных в эмсе или появляющихся с эмского века в других областях. Кроме этого, обнаружены ругозы, также характерные для отложений эмского яруса, - *E. aggregatum aggregatum* и "M." *difficilis*. Первый из них указывается из эмса Горного Алтая и Австралии, а второй - от беловского до мамонтовского горизонтов (эмс-эйфель) на Салаире.

По составу ругоз выделяется интервал пачек 1 - 3, для которого характерны скопления массивных колоний *M. latum* и обильны ветвистые колонии *E. aggregatum aggregatum*. Этот же интервал обособляется по находке в низах перекрывающей пачки конодонтов *I. altaicus*. Названные конодонты распространены в Горном Алтае в зоне *gropbergi*. Поэтому рассматриваемый интервал чулунского горизонта (пачки 1 - 3) может отвечать нижней зоне эмса *dehiscens* и коррелироваться с салаиркинским горизонтом Салаира (таблица).

Выше по разрезу выделяется, также по составу ругоз, интервал пачек 4 - 12. Здесь исчезают ветвистые колонии *Embolophyllum* с тонкими цилиндрическими кораллитами и появляются представители *Tabulophyllum* и *Heliophyllum*. Со-

став ругоз отличается ббльшим разнообразием, чем в низах разреза. Среди них находятся формы с широким диапазоном распространения во времени и преобладают элементы алтае-сянжской фауны. Однако ругозы не создают комплекса, характерного для каких-либо горизонтов Салаира. Рассматриваемая часть разреза может быть отнесена к зоне *gronbergi* по присутствию в пачке 5 конодонтов *I. altaicus* и нахождению в низах перекрывающей толщи индекса зоны *inversus*. Следовательно этот интервал чулунского горизонта может коррелироваться с беловским горизонтом Салаира, отвечающим по последним исследованиям зоне *gronbergi* (Елкин и др., 1987).

Остальная часть разреза чулунского горизонта охарактеризована, в основном, брахиоподами. Их комплекс сходен с брахиоподами из нижнешандинских слоев (фация темно-серых слоистых известняков) по составу родов и некоторых видов, а также обилию представителей рода *Levi-conchidiella*. Породы чулунского горизонта перекрываются базальными конгломератами цаганхалгинского, над которыми найден индекс зоны *P. costatus patulus*. Приведенный материал дает основание для сопоставления верхней части чулунского горизонта с нижнешандинскими слоями Салаира. Последние включают конодонтовые зоны *inversus* и нижнюю часть *serotinus* (Елкин и др., 1987).

Нижняя граница цаганхалгинского горизонта установлена по подошве пласта с базальными конгломератами, отвечающего началу самой обширной трансгрессии в девоне Монголии. С определенной долей условности можно полагать, что этот уровень близок или совпадает с основанием зоны *patulus* – верхней зоны эмса. К зоне *patulus*, по-видимому, относятся отложения пачек 20 - 22. Конодонты *P. costatus patulus* найдены в низах рассматриваемого интервала, а в его верхней части обильны брахиоподы, характерные для зоны *Zdimir-M. uralensis*. Оба индекса этой брахиоподовой зоны широко распространены в Монголии в возрастных эквивалентах пачки 22. В изученном разрезе обильны *M. uralensis*, *L. zmeinogorskiana*, *Mes. birmanica*, *X. umbraculum*, *E. salairica*, *U. frequens*; многочисленны ринхонеллиды, сходные по внешней форме раковины с видами, указанными в рассматриваемой зоне, но отнесенные к другим родам и видам после изучения их внутреннего строения (Эрлангер, 1992). Состав брахиопод рассматриваемого интервала сходен с их комплексом в среднешандинских слоях. Поэтому отложения пачек 19 - 22 коррелируются со среднешандинскими слоями.

Пачки 23 - 26 коррелируются по стратиграфическому положению с верхнешандинскими слоями. В этих подразделениях остатки макрофауны (за исключением криноидей) редки и однообразны. Они несопоставимы по составу. В Монголии

Соотношение стратиграфических схем Монголии и Салаира в интервале эмского и эйфельского ярусов

Ярус	Монголия (Алексеева, 1990)				Салаир (Елкин и др., 1987)	
	Горизонт	Свита	Лона	Пачка	Горизонт, слой	
Живетский	цаганхалгинский	гобиалтайская свита (низы)		29 - 31	Акарачкинский	
				27 - 28	Мамонтовский	
Эйфельский	цаганхалгинский		reticulata	26	Шандинский верхнешандинские слои	
				23 - 25		
			zmeinogorskiana	19 - 22	среднешандинские слои	
				galinae-naivkini	13 - 18	нижнешандинские слои
					8 - 12	
tsakhirinus	4 - 7	Беловский				
	1 - 3		Салаиркинский			
Эмский	чулунский			13 - 18	Беловский	
				8 - 12		
				4 - 7	Беловский	
				1 - 3		Салаиркинский

в верхней части данного интервала найдены конодонты *P. costatus partitus* – индекс нижней зоны эйфельского яруса. На Салаире в верхнешандинских слоях конодонты не были обнаружены. Их объем, устанавливаемый путем промежуточных корреляций, охватывает, предположительно, зоны *patulus* и *partitus*. Однако имеющийся в нашем распоряжении сравнительный материал позволяет полагать, что зона *patulus* не входит в состав верхнешандинских слоев. В монгольском разрезе *P. costatus patulus* найден в нижней части цаганхалгинского горизонта, а верхняя граница данной зоны может проходить либо внутри пачки 22, либо по ее кровле. Основанием к этому является сходство состава брахиопод из 22-й пачки с комплексом, характерным для брахиоподовой зоны *Zdimir-M. uralensis*. В последней, как известно, присутствуют индексы двух смежных конодонтовых зон – *patulus* и *partitus* (Халымбаджа и др., 1985; Эйхгорн и др., 1983 и др.). В изученном разрезе верхняя граница зоны *patulus* проводится по

кровле пачки 22, учитывая ее сравнительно небольшую мощность и резкую смену вещественного состава в покрывающей толще.

Рассматриваемый уровень, соответствующий границе между эмским и эйфельским ярусами, трудно опознается не только в Монголии и Алтае-Саянской области, но также и в других регионах. Поэтому многие исследователи считают, что нижняя граница среднего отдела девона, утвержденная Международной девонской подкомиссией по подошве конодонтовой зоны *partitus*, не удовлетворяет требованиям международного стандарта (Бубличенко, 1983; Елкин и др., 1985; Ржонсницкая, 1983 и др.).

Верхняя часть цаганхалгинского горизонта (пачки 27 - 28) сопоставима с мамонтовским горизонтом по ругозам *A. sibirica* и *R. dubatolovi*. Эти ругозы распространены в бобковских слоях Рудного Алтая, которые коррелируются с верхней половиной мамонтовского горизонта. По прежним представлениям верхняя граница эйфельского яруса проводилась по основанию вулканогенной гобиалтайской свиты (Алексеева, 1993). Однако в этом варианте мощность отложений, отвечающих всем оставшимся конодонтовым зонам эйфеля, равна всего 70 м. Не исключена возможность, что разрез Цахирын-Худук стратиграфически неполный из-за тектонического нарушения в основании гобиалтайской свиты. Низы пачки 31 охарактеризованы конодонтами, которые относятся к нижней части живетского яруса. Вместе с ними присутствуют брахиоподы *V. dansani*, встречающиеся в Мандалобинском массиве с конодонтами, также характерными для низов живетского яруса – *Polygnatus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. Linguiformis alveolus* Wedd., *P. cf. trigonicus* Bisch. et Ziegl., *Icriodus obliquimarginatus* Bisch. et Ziegl., *I. brevis* Stauff., *Ozarkodina semialternans* (Wirth). Таким образом, в настоящее время мы не располагаем достаточными сведениями для решения вопроса по уровню верхней границы эйфельского яруса. Эта проблема может быть решена при дальнейших работах в урочище Шинэ-Джинст, так как равноценные разрезы в других районах не обнаружены.

ВЫВОДЫ

1. Нижняя граница эмского яруса устанавливается по подошве чулунского горизонта, а верхняя – по кровле слоев с брахиоподами *Zdimir-M. uralensis*. Верхняя граница эйфельского яруса, по-видимому, совпадает или близка к подошве

слоев с *V. dansani* или основанию гобиалтайской свиты.

2. Выявлены объемы лон, которые прослеживаются на всей площади распространения терригенно-карбонатных отложений. Так, лона *U. tsakhirinicus* охватывает конодонтовые зоны *dehiscens* и нижнюю часть зоны *gronbergi*; лона *S. (S.) galinae-C. nalivkini* – большую часть зоны *gronbergi-inversus* – нижнюю часть зоны *serotinus*; лона *L. zmeinogorskiana* – зону *patulus* и нижнюю часть зоны *partitus*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Р.Е. Девон Монгольской Народной Республики // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1184 - 1187.
- Алексеева Р.Е. Биостратиграфия девона Монголии. М.: Наука, 1993. 120 с.
- Алексеева Р.Е., Мендбаяр Б., Эрлангер О.А. Брахиоподы и биостратиграфия нижнего девона Монголии. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Бубличенко Н.Л. Кувенский ярус в девоне СССР // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 32 - 37.
- Елкин Е.А., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К., Желтоногова В.А. О сопоставлении схем расчленения среднего девона Салаира и Урала // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 121 - 132.
- Елкин К.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т. и др. Стратипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Новосибирск, 1987. 193 с. (ротапринт).
- Копеевич Г.В. Атлас мшанок ордовика, силура и девона Монголии. М.: Наука, 1984. 163 с.
- Новые таксоны ископаемых беспозвоночных Монголии. М.: Наука, 1992. 142 с.
- Ржонсницкая М.А. Современное состояние проблемы нижнего яруса среднего девона и задачи выездной сессии комиссии МСК по девонской системе // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 5 - 24.
- Халымбаджа В.Т., Чернышева Н.Т., Барышев В.Н. Биостратиграфия среднего девона западного склона Урала по конодонтам // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 69 - 74.
- Черкесова С.В. Основные данные по стратиграфии нижнего и среднего девона Советской Арктики // Геология и палеонтология. Л.: Наука, 1989. С. 44 - 56.
- Шаркова Т.Т. Силурийские и девонские табуляты Монголии. М.: Наука, 1981. 103 с.
- Эйхгорн Т.Ф., Халымбаджа В.Т., Аристов В.А. Зональное расчленение эйфельского яруса Закавказья по конодонтам // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 191 - 199.
- Эрлангер О.А. Новые ранне- и среднедевонские ринхонеллиды Монголии // Новые таксоны ископаемых беспозвоночных Монголии. М.: Наука, 1992. С. 41 - 55.
- Рецензенты Е.А. Елкин, А.Ю. Розанов

УДК 56:551.736

ПЕРЕСТРОЙКА МОРСКОЙ БИОТЫ В СЕРЕДИНЕ РАННЕПЕРМСКОЙ ЭПОХИ

© 1996 г. Э. Я. Левен*, М. Ф. Богословская**, В. Г. Ганелин*,
Т. А. Грунт**, Т. Б. Леонова**, А. Н. Реймерс***

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

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

*** Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 04.04.94 г., получена после доработки 02.11.94 г.

Анализ исторического развития фузулинид, брахиопод, аммоноидей и конодонтов ранней перми показал, что все четыре группы испытали в конце сакмарского - начале артинского веков кризис, за которым последовала вспышка формообразования с максимумом в кунгурском (болорском) веке. Сформировавшаяся в результате перестройки значительно обновленная артинско-кунгурская биота отличается от ассельско-сакмарской большим таксономическим разнообразием и появлением первых позднепермских элементов. По времени кризис совпал с глобально проявившейся регрессией; активное формирование новой биоты и ее экспансия приходились на время трансгрессии. Важным фактором, повлиявшим на ход истории рассмотренных групп организмов, по всей вероятности, явились также климатические изменения.

Ключевые слова. Фузулиниды, брахиоподы, аммоноидеи, конодонты, регрессия, трансгрессия, сакмарский ярус, артинский ярус, яхташский ярус.

В статье одного из авторов (Leven, 1993a) была выявлена зависимость этапности развития фузулинид от трансгрессивно-регрессивной цикличности. В пермской истории Тетиса установлено два цикла первого порядка, причем смена регрессивного режима на трансгрессивный приходилась на яхташский век. С этой сменой связывалась крупнейшая в перми перестройка фузулинидовых сообществ. Проследив смену циклов за пределами Тетиса, Э.Я. Левен (Leven, 1994) показал, что она имеет глобальный характер, и, следовательно, должна влиять не только на развитие фузулинид, но затрагивать также другие группы ископаемых. Раскрытию этого тезиса и посвящена настоящая статья. Наряду с фузулинидами, в ней анализируется развитие на рассматриваемом рубеже брахиопод, аммоноидей и конодонтов. При этом, кроме Тетиса в анализ вовлечены данные по другим бассейнам, прежде всего, Восточноевропейскому и Североамериканскому.

Поскольку прослеживание на больших пространствах тех или иных событий геологического прошлого во многом зависит от точности стратиграфической корреляции разрезов, в которых эти события запечатлены, несколько слов о датировке смены регрессивного режима трансгрессивным в указанных выше областях (рис. 1). В Тетисе она приходится на яхташский век. Отложения, датированные как сакмарские и обычно тесно связанные с ассельскими, всегда залегают ниже поверхности несогласия. Выше нее чаще всего оказываются отложения болорского яруса, реже кубергандинского. В ряде случаев в самом осно-

вании трансгрессивной серии выделяются слои, которые с небольшими оговорками можно считать верхнеяхташскими.

Яхташский ярус тетической шкалы с некоторыми приближениями обычно приравнивается к артинскому. Основанием служат находки верхнеартинских аммоноидей вблизи кровли яхташского яруса в разрезе его стратотипа (Левен и др., 1992), а также совместные находки артинских конодонтов и аммоноидей с яхташскими фузулинидами (*Pamirina*, *Darvasites*, *Chalartoschwagerina vulgaris*) в некоторых разрезах Южного Китая (Zhang Lixin et al., 1988; Zhou Zuren, 1989). Однако в одном из них (разрез Puan) раннеартинским аммоноидеям сопутствуют фузулиниды (*Sphaeroschwagerina glomerata*, *Rugosofusulina*) более архаичные по сравнению с яхташскими. Из этого следует, что нижняя граница яхташского яруса может не совпадать с таковой артинского, а проходить несколько выше. В этом случае яхташский ярус будет примерно соответствовать верхнеартинскому подъярусу Уральской шкалы. Соответственно, время регрессии в Тетисе в подразделениях стандартной шкалы может быть определено как середина артинского века, а начало позднеяхташской трансгрессии датировано концом этого века. Косвенные подтверждения этому выводу имеются и в разрезах Урала, где тонкообломочные породы основания артинского яруса сменяются крупнообломочными валунно-галечными отложениями середины этого яруса (иргинский и саргинский горизонты), что свидетельствует о поднятиях и обмелении бассейна. В конце артинского века

		Северная Америка		Урал	Тетис	Северо-Восток России	
Ярус	Ленерд	Роуд		Уфимский ярус	Кубергандинский ярус	Омолонский горизонт	
		Катедрал Маунтинз		Кунгурский ярус	Болорский ярус	Джигдалинский горизонт	
	Вольфкэмп	Формация	Скиннер Рэнч		Артинский ярус	Яхташский ярус	Мунугуджакский горизонт
			Ленокс Хиллз		Сакмарский ярус	Сакмарский ярус	
			Нил Рэнч		Ассельский ярус	Ассельский ярус	

..... 1
▲▲▲ 2
---- 3

Рис. 1. Сопоставление стратиграфических шкал нижней перми.

1 – аммоноидеи; 2 – конодонты; 3 – фузулиниды.

регрессивные тенденции сменяются трансгрессивными, свидетельством чему является глинисто-карбонатный характер отложений саранинского горизонта (Чувашов и др., 1990).

В разрезах северо-востока Азии смена циклов приходится на границу мунугуджакского и джигдалинского горизонтов и по времени совпадает с серединой артинского века. Об этом свидетельствуют находки нижнеартинских *Neosumardites triseps* Ruzh. в кровле мунугуджакского горизонта и кунгурских *Neouddenites*, *Daraelites* и *Epijuresanites* в верхней половине джигдалинского (Ганелин, 1984; Ганелин и др., 1990). С верхнеартинских гусиной и бельковской свит начинается трансгрессивная серия в Северопечорской зоне (Богомазов и др., 1984). На Шпицбергене большая часть артинского яруса представлена гипсоносной формацией. Конодонты из трансгрессивно залегающей старостинской свиты указывают на переходный артинско-кунгурский возраст (Szalawsky, Malkowski, 1979). Окраины Свердрупского бассейна Арктической Канады во второй половине артинского века были охвачены поднятиями (Melvillian disturbance), сменившимися опусканиями в самом конце артинского или в кунгурском веке (Beauchamp, 1993).

В бассейне Мидконтинента Северной Америки рассматриваемые события фиксируются в ряде разрезов поверхностью несогласия между сериями Вольфкэмп и Ленерд. В Стекланных горах первая из них подразделяется на формации Нил Рэнч и Ленокс Хиллз. Конодонты из самых верхов последней принадлежат нижнеартинской ассоциации. Комплекс этих ископаемых, описанный из нижней части серии Ленерд (формация Скиннер Рэнч – выше поверхности несогласия), верхнеартинский (Мовшович и др., 1979; Ritter, 1986). Конодонтовым датировкам несколько противоречат данные по аммоноидеям из формации

Ленокс Хиллз, согласно которым последняя имеет сакмарский возраст.

Аммоноидеи сакмарского возраста известны также в горах Хуко, где встречены в формации Хуко (Williams, 1963). Вышележащая формация Керро Альто коррелируется с большей частью формации Ленокс Хиллз Стекланных гор (Williams, 1963; Ross, 1963). Это свидетельствует в пользу точки зрения Ферниша (Furnish, 1973) о сакмарском возрасте верхней части последней. Несомненно, что приведенные данные требуют дальнейшего согласования.

Подводя итог, можно констатировать, что в основных бассейнах пермского морского осадконакопления Земного шара смена регрессивного режима трансгрессивным происходила практически одновременно и приходилась на вторую половину артинского века – начало кунгурского. Максимум регрессии отмечается в середине артинского века или, при более осторожных оценках, в его первой половине. Несмотря на некоторые расхождения в датировках рассматриваемых событий, ясно, что они имели глобальный характер и в силу этого должны были влиять на развитие морской биоты в целом. Привлеченные к анализу группы фауны – бентосные фузулиниды и брахиоподы, а также пелагические аммоноидеи и конодонты имели наибольшее распространение в пермских морях, и их развитие в середине ранней перми в какой-то степени может отражать развитие морской биоты в целом.

ФУЗУЛИНИДЫ

Являясь одной из самых многочисленных, широко распространенных и хорошо изученных групп морских ископаемых позднего палеозоя, фузулиниды представляют собой прекрасный объект для суждения о характере, масштабах и динамике биотических изменений на том или ином историческом рубеже, в том числе и рассма-

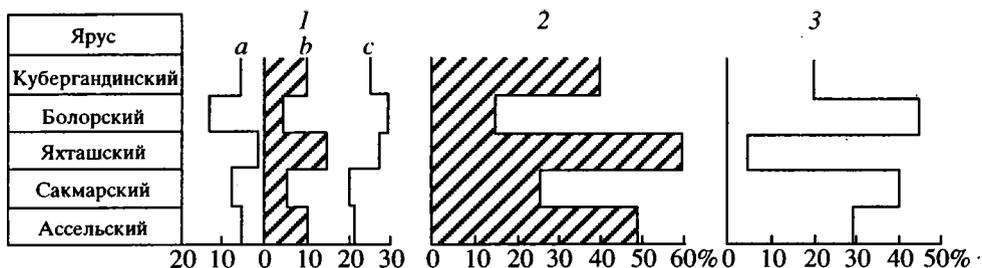


Рис. 2. Фузулиниды. Соотношение вымерших (а), новых (b) и общего числа (с) родов (1); новых родов к общему числу в % (2); вымерших родов к общему числу в % (3).

триваемом. Провинциализм в распространении фузулинид и значительная степень автономности их развития в разных биохориях затрудняют анализ развития группы в целом. Поэтому ниже это будет сделано для основных наиболее крупных биохорий, существовавших в ранней перми.

Тетис. Фузулиниды этого бассейна отличаются многочисленностью и таксономическим разнообразием. На рубеже сакмарского и яхташского веков их сообщество претерпело значительные изменения, которые уже были рассмотрены в публикациях одного из авторов настоящей статьи (Leven, 1993a, b; 1994). Коротко они сводятся к следующему.

1. Полностью обновляется видовой состав.

2. На родовом и видовом уровнях происходит смена доминант. Исчезают или резко сокращаются в численности такие характерные для ассельского и сакмарского веков роды, как *Sphaeroschwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Zellia*, *Rugosofusulina*, *Dutkivitchia*, *Quasifusulina*. Доминирующими становятся появившиеся *Charoschwagerina*, *Praeskinnerella* и существовавшие до этого *Darvasites*, а также новые виды псевдофузулин, такие как *Pseudofusulina krafftii*, *P. fusiformis* и ряд других.

3. Появляется несколько родов, характерных исключительно для второй половины ранней перми (*Pamirina*, *Mesoschubertella*, *Toriyamaia*).

4. В яхташском или чуть позже – в болорском веке появляются роды, начинающие собой более крупные таксоны, достигающие расцвета в поздней перми. К ним относятся *Misellina* – первый род отряда *Neoschwagerinida*, *Yangchienia* – представитель монотаксонного семейства *Yangchienidae*, а также роды *Nankinella* и *Staffella*, исходные в семействах *Nankinellidae* и *Staffellidae*.

5. Особенно резкие изменения характера фузулинидовых ассоциаций происходят на рассматриваемом рубеже в южной пери-Гондванской части Тетиса, где эндемичный сакмарский комплекс относительно холоднолюбивых видов сменяется комплексом типично теплолюбивых форм (Leven, 1993b).

Динамика развития фузулинид Тетиса может быть проиллюстрирована рядом гистограмм

(рис. 2), отражающих характер изменения численности родов в течение ранней перми. На первой из них видно, что рубеж сакмарского и яхташского веков обозначен максимальным для ранней перми вымиранием родов и появлением новых, за счет чего увеличивается их общая численность.

Степень обновления фузулинидовых ассоциаций особенно хорошо наблюдается на гистограммах (рис. 2, 2 и 3). На первой из них даны процентные соотношения вновь появившихся родов к их общему числу в том или ином отрезке времени. Видно, что наибольшее обновление (59%) происходило в яхташском веке. Для сравнения, на рубеже карбона и перми оно составляет 48%, а ранней и поздней перми оно составляет 40%. Если соотнести число появившихся родов к их общему числу в предыдущем веке, то цифры будут еще более красноречивыми: 75% новых родов в яхташском веке в сравнении с 60% в ассельском и 50% кубергандинском. На гистограмме (рис. 2, 3) в процентах дано соотношение родов, вымерших к концу того или иного века, к их общему числу в этом веке. Хорошо видно, что в ранней перми было 2 крупных кризиса – в конце сакмарского века (40% родов) и в самом конце болорского (45% родов).

Бореальная область. Начиная с сакмарского века была полностью прекращена или сильно затруднена связь Бореального бассейна с Тетическим. Это нашло отражение в усилении различий фузулинидовых сообществ, населявших эти акватории. В целом, по сравнению с тетическими, комплексы сакмарских и артинских фузулинид арктических районов Канады, Шпицбергена, Тимано-Печорской области и Урала существенно более однообразны. Резко доминируют псевдофузулины. Остальные немногие роды занимают подчиненное положение и не отличаются видовым разнообразием.

В Восточно-Европейском море послесакмарская регрессия не привела к осушению, а выразилась лишь в усилении сноса с Уральских поднятий и огрублению обломочного материала в середине артинского века. Поэтому биотические изменения на рассматриваемом рубеже здесь проявлялись не столь резко, как в Тетисе, хотя и достаточно однозначно. Так, по данным Б.И. Чувашова (1984), фузулиниды нижнего (бурцевского) горизонта

артинского яруса близки к верхнесакмарским (стерлитамакским). На этом основании он предложил выделять самостоятельный юрезанский ярус, охватывающий два названных горизонта, а также вышележащий иргинский горизонт. Отнесение последнего к новому ярусу делалось в значительной степени условно и при этом отмечалось, что иргинское время было важным этапом в истории фузулинид, поскольку здесь появились крупные удлиненные формы с куникулями (*Praeraagafusulina lutugini*), вверх по разрезу быстро сменяющиеся парафузулинами. Заметим, что в Тетисе первые куникули у псевдофузулин появляются в конце яхташского - болорского веках. Напомним также, что иргинский комплекс аммоноидей М.Ф. Богословская склонна считать уже верхнеартинским, хотя в официально принятых для Уральского региона стратиграфических схемах иргинский горизонт относится еще к нижнеартинскому подъярусу.

На остальном пространстве Бореального бассейна, где в начале перми обитали фузулиниды (от Аляски на западе до Шпицбергена на востоке), в середине артинского века произошли события, которые привели к полному вымиранию этой группы. Есть все основания считать, что главной причиной явилась регрессия. Ее следы обнаруживаются в ряде разрезов Канады и Шпицбергена. В Свердрупском бассейне фузулиниды ассельского, сакмарского и артинского (до иргинского и, возможно, частично саргинского) возраста содержатся в существенно карбонатной формации Белчер Чаннел. Выше залегает формация Ассистенс (или ее аналоги), в нижней трети которой встречаются аммоноидеи роудского (=кубергандинского, уфимского) возраста и конодонты, сопоставляемые Х. Коцуром с болорскими конодонтами Юго-Восточного Памира (Kozur, 1977). Многими исследователями отмечается, что образованием формации Ассистенс предшествовал перерыв в осадконакоплении (Nassichuk, 1975; Nassichuk, Wilde, 1977). Б.И. Чувашов (1984) считает, что он охватывает весь артинский ярус, понимаемый этим исследователем в объеме от саргинского горизонта до кунгурского яруса включительно. Если ориентироваться на конодонтов, найденных не в самом основании формации Ассистенс и определенных как болорские (=кунгурские) (Kozur, 1977), то время перерыва надо ограничить второй половиной артинского века, может быть, началом кунгурского. К аналогичным выводам приводят данные по Шпицбергену. Вордиекамменские известняки содержат фузулинид не моложе сакмарского возраста (Ross, 1963). Далее следует верхняя гипсоносная толща, соответствующая моменту регрессии. Конодонты из нижней части вышележащей старостинской свиты указывают на переходный артинско-кунгурский возраст (Kozur, 1978) и фиксируют время начала трансгрессии. Связанные с артинской регрессией палеогеографические, палеоклиматические и палеозоло-

гические преобразования в пределах Бореального бассейна были настолько значительными, что фузулиниды здесь уже не могли существовать и нигде в отложениях верхней перми не отмечены.

Североамериканская область. В типовых для бассейна Мидконтинента разрезах перми наиболее существенные изменения характера фузулинидовых комплексов совпадают с границей серий Вольфкэмп и Ленерд, которая часто выражена поверхностью несогласия. Так же как и в Тетисе, фузулиниды ассельского и сакмарского (возможно сакмарско-нижнеартинского) ярусов, с которыми здесь параллелизуются формации Нил Рэнч и Ленокс Хиллз, имеют много общего. Их сближает присутствие форм со свободно навитой спиралью, таких как *Pseudoschwagerina* и *Paraschwagerina*. Выше поверхности несогласия, в формации Скиннер Рэнч, эти формы исчезают, а доминирующими становятся высокоразвитые псевдофузулины, скиннереллы и парафузулины, наибольшего расцвета достигающие в поздней перми. Смена одного комплекса другим очень резкая, что вероятно объясняется достаточно продолжительным перерывом в осадконакоплении, разделявшем накопление включающих их формаций. На эту возможность указывал Ч. Росс (Ross, 1963), считавший, что из разреза Стекланных гор выпадают слои с *Chalaroschwagerina nelsoni* и *Pseudoschwagerina gerontica*, выделяемые в верхней части формации Alacran Mountain разреза гор Хуко.

БРАХИОПОДЫ

Брахиоподы, как и фузулиниды, являются бентосными организмами; они характеризуются высокой степенью провинциализма, поэтому история развития их сообществ может быть рассмотрена лишь в пределах отдельных крупных биохорий.

Тетис. Наиболее яркий рубеж в развитии брахиопод Тетиса связан с яхташской регрессией. Особенно отчетливо он проявляется в районах пери-Гондваны (Иран, Аравийский полуостров, Южный Афганистан, Южный Памир, Каракорум, Гималаи, Северная часть Индостанского полуострова, Южный Тибет, Австралия), где на развитие биоты, помимо регрессии и последовавшей затем трансгрессии, существенное влияние оказывали климатические факторы. Позднеассельско(?) - сакмарские брахиоподовые сообщества представлены здесь преимущественно холоднолюбивыми формами так называемого гондванского типа. В общей сложности комплекс насчитывает около 20 родов, в числе которых наиболее характерны *Taeniothaerus*, *Punctocyrtebella*, *Notospirifer*, *Triginitreta* (Грунт, Дмитриев, 1973; Грунт, 1993; Archbold, Gaetani, 1993). На яхташский век в большинстве перечисленных районов приходится перерыв в осадконакоплении и характер яхташской брахиоподовой ассоциации остается неясным.

Болорский комплекс брахиопод хорошо представлен на Юго-Восточном Памире (Грунт, Дмитриев, 1973) и в Южном Таиланде в местонахождении Khao Phric (Grant, 1976). По систематическому составу он чрезвычайно резко отличается от сакмарского. Лишь один род является общим; видовой состав обновляется полностью. Резко возрастает разнообразие комплекса. В общей сложности он насчитывает более 70 родов. Из них около 30 эндемиков. Среди них такие характерные роды, как *Incisicus*, *Transennatia*, *Vibatiola*, *Celebetes*, *Haydenella*, *Posicomta*, *Cryptospirifer*, *Spirigerella*, *Boloria*, *Overtoniina*, *Uncinella* и др. Многие из них получают дальнейшее распространение в позднепермских тетических бассейнах. Остальные роды имеют широкое стратиграфическое и географическое распространение. Интересно, что в районах Северного Тетиса, а также Южного Урала, принадлежавшего в ассельско-сакмарское время к тропической климатической зоне, некоторые из этих родов встречаются в отложениях более древних, чем болорские. Это позволяет предполагать, что обновление пери-Гондванского брахиоподового сообщества было следствием не только изменения экологической обстановки во время яхташской регрессии, но и миграции в южные районы Тетиса теплолюбивых форм. Это стало возможным благодаря происшедшему в течение яхташского века смягчению климата. Напомним, что к аналогичному выводу приводит анализ развития на рассматриваемом рубеже фузулинидовых комплексов. Вообще, болорский комплекс брахиопод Южного Тетиса не обнаруживает исторической связи с более древним сакмарским и представляет собой совершенно новую ассоциацию, образуемую эндемиками и мигрантами из тепловодных бассейнов. Становление этой ассоциации происходило, возможно, и на протяжении яхташского века. Вряд ли можно сомневаться, что обновление в основном шло не путем эволюционных преобразований, а за счет вытеснения холоднолюбивых форм тепловодными мигрантами.

В районах Северного Тетиса, которые на протяжении ранней перми располагались в приэкваториальной зоне, смена брахиоподовых сообществ не была подвержена влиянию климатических факторов и поэтому ее характер здесь несколько иной. В изученных нами разрезах Юго-Западного Дарваза позднеассельско-раннесакмарские брахиоподы, так же как и на Южном Урале, принадлежат рифовым сообществам и отличаются значительным разнообразием. Среди обнаруженных здесь родов много уральских, таких как *Enteletes*, *Chaoiella*, *Tubaria*, *Keyserlingina*, *Echinoconchus*, *Urushtenia*, *Trautsholdia*, *Brachythyryna*, *Choristites*, *Crurithyris*, *Eliva*, *Wellerella*, *Stenoscisma* и другие. Эндемизм проявляется в основном на видовом уровне.

Верхняя часть сакмарского яруса и нижняя часть яхташского на Дарвазе представлены тер-

ригенными фациями и брахиопод почти не содержат. Они появляются выше по разрезу в рифовых известняках сафетдаронской свиты, принадлежащих в основном болорскому ярусу. Групповой состав брахиопод сафетдаронской свиты мало отличается от позднеассельско-сакмарского и включает формы, типичные для рифовых сообществ. Но наряду с этим, здесь появляется много новых родов и видов, известных также в болорских отложениях Южного Тетиса, в частности, в местонахождении Khao Phric. Последнее свидетельствует о выравнивании климатических условий в пери-Гондванской и приэкваториальной частях этого бассейна.

В Восточно-Европейских бассейнах сакмарский комплекс брахиопод тесно связан с ассельским, хотя и несколько обеднен. Большинство существовавших в это время родов унаследовано от средне-позднекаменноугольной биоты. Наиболее характерными являются *Enteletes*, *Meekella*, *Kozlowskia*, *Chaoiella*, *Reticulatia*, *Tubaria*, *Retaria*, *Marginifera*, *Keyserlingina*, *Echinoconchus*, *Urushtenia*, *Callispirina*, *Rugivestis*, *Juresania*, *Trautsholdia*, *Brachythyryna*, *Choristites*, *Purdonella*, *Crurithyris*, *Eliva*, *Tiramnia*, *Fredericksia*, *Punctospirifer*, *Wellerella*, *Stenoscisma*, *Leiorhynchus*. Перечисленные роды – типичные представители тепловодных сообществ; наряду с мшанками и водорослями они принимают участие в формировании рифовых построек, например, Шиханских и Стерлитамакских рифов. К концу сакмарского века большинство из перечисленных родов вымирает. В то же время, на протяжении ассельского и особенно сакмарского веков появляются немногочисленные представители родов, которые в последующем стали играть существенную роль в составе брахиоподовых сообществ. Среди них такие роды, как *Chonetina*, *Dyoros*, *Arctochonetes*, *Kochiproductus*, *Achunoproductus*, *Jakovlevia*, *Anidanthus*, *Muirwoodia*, *Megousia*, *Waagenoconcha*, *Neospirifer*, *Spiriferella*.

Раннеартинский (бурцевский) комплекс брахиопод близок к сакмарскому, но крайне обеднен. Обновление начинается со второй половины артинского века. Резко увеличивается таксономическое разнообразие. Так, в саргинском горизонте насчитывается 140 видов, принадлежащих 55 родам. Заметно меняется групповой состав сообщества. Существенную роль приобретают многочисленные и разнообразные хонетиды (*Quadrochonetes*, *Dyoros*, *Chonetina*, *Tornquistia*, *Svalbardia*, *Arctochonetes*, *Neochonetes*), спирифериды (*Cyrtella*, *Spiriferella*, *Neospirifer*, *Torynifer*), продуктиды (*Megousia*, *Thuleproductus*, *Jakovlevia*, *Uraloproductus*, *Horridonia*, *Sowerbina*, *Anemonaria*, *Avonia*, *Paucinispinifera*). Широко представлены ринхонеллиды (*Phynchopora*) и теребратулиды (*Dielasma*, *Beecheria*). Если доартинские брахиоподовые сообщества были, несомненно, теплолюбивыми и имели много общего с северотетическими, то позднеартинские уже содержат

элементы позднепермских бореальных более холодноводных ассоциаций, свойственных Западно-арктическим бассейнам. Соответственно сокращается число форм, общих с тетическими ассоциациями, что объясняется полной изоляцией Восточно-Европейского бассейна от Тетиса и постепенной экспансией бореальной фауны.

Кунгурская регрессия не способствовала развитию брахиопод, и их ассоциации отличаются от артинских лишь меньшей численностью и разнообразием. Исключение составляла Тимано-Печорская провинция, где сохранялся морской режим и где брахиоподовое сообщество получило дальнейшее развитие и обновление.

Таймыро-Колымские бассейны. В Таймыро-Колымских бассейнах изменение брахиоподовых сообществ в середине артинского века являлось составляющей происходившей здесь общей экологической перестройки. На этом рубеже, представляющей собой границу двух крупных седиментационных циклов (Кашик и др. 1990), происходит смена экологически различных типов фауны. Ассоциации древнего верхоянского типа, берущие начало в среднем карбоне, сменяются здесь джигдалинским типом фауны, резко отличным от предыдущего. Изменения носили общий характер и затрагивали всю биоту (Ганелин, Котляр, 1984а; 1984б).

Характер изменения брахиоподовых сообществ изучен наиболее полно. Ассельско-раннеартинские комплексы брахиопод представлены 8 семействами, среди которых *Rugosochonetidae*, *Apopliidae*, *Overtoniidae*, *Linoproductidae*, *Rhynchoporidae*, *Neospiriferidae*, *Elithidae*, *Ambocoeliidae*, *Pugnacidae*. На рассматриваемом рубеже три из них – *Apopliidae*, *Overtoniidae*, *Pugnacidae* полностью исчезают из бассейнов Северо-Восточной Азии. Им на смену приходят 7 новых, среди которых наиболее значимо появление *Meekellidae*, *Buxtoniidae*, *Horridoniidae*, *Licharewiidae*. Не менее существенная перестройка происходила и на родовом уровне. Из 16 родов, известных в мунгуджакском горизонте, исчезает 9. Среди них *Tornquistia*, и *Jakutoproductus*, составлявших до этого доминанты соответствующих сообществ. В джигдалинское время появляются около 20 родов, наиболее распространенными из которых были *Meekella*, *Lissochonetes*, *Waagenoconcha*, *Sowerbina*, *Megousia*, *Preudosyringothyris*, *Tumarinia*, *Timaniella*, *Alispiriferella*, *Crassispirifer*, *Tomioopsis*. Почти полностью обновляется видовой состав и увеличивается видовое разнообразие (до 45 видов).

Интересно, что многие джигдалинские роды и виды за пределами рассматриваемого региона, в частности, в Восточно-Европейском бассейне встречаются в отложениях более древнего возраста. Появление их в бассейнах Северо-Восточной Азии свидетельствует о расширении миграционных возможностей, вызванных джигдалинской трансгрессией и связанным с этим выравниванием климатических условий. В результате именно

с этого времени биота бассейнов Северо-Восточной Азии теряет свой ранее резко выраженный эндемизм и приобретает существенные элементы общности с одновозрастными фаунами остальной части Арктического бассейна.

Североамериканская область. Бассейн Мидконтинента в ранней перми располагался в тропической зоне и смена сакмарского брахиоподового сообщества последующим носила здесь более постепенный характер, чем на юге Тетиса. Это происходило еще и потому, что послесакмарская регрессия проявилась в рассматриваемом районе не столь резко и была кратковременной. Тем не менее, как и всюду, артинский век и здесь был переломным в развитии брахиопод. Последние лучше всего изучены в Стеклянных горах (Cooper, Grant, 1972). В формации Скиннер Рэнч, коррелируемой по аммоноидеям с артинским ярусом Урала, а по конодонтам с его верхним подъярусом, появляется целый ряд новых форм. Среди них роды *Acolosia*, *Chonosteges*, *Coscinophora*, *Cyclacantharia*, *Entronaria*, *Cartorhium*, *Oncosarina*, *Rhamnaria*, *Rugaria*, *Thamnosia*, происходящие из основания разреза формации. В ее средней части впервые отмечены *Paranorella*, а в верхней – *Skeletonia*, *Torynechus*, *Gliptosteges*, *Lepidospirifer*, *Phrenophoria*, *Plectelasma*, *Elassonia*, *Tschernyschewia*. Многие из перечисленных родов характерны только для формации Скиннер Рэнч, но некоторые широко представлены в вышележащей формации Каседрал Маунтинз.

Несмотря на то, что брахиоподовый комплекс формации Скиннер Рэнч содержит уже много новых элементов по сравнению с более древним комплексом формации Ленокс Хиллз, он тесно связан с последним присутствием многих общих родов, таких как *Scachinella*, *Derbyia*, *Eolyttonia*, *Geyerella*, *Kochiproductus* и ряда других. Именно это обстоятельство послужило основанием Куперу и Гранту для отнесения формации Скиннер Рэнч к серии Вольфкэм. Однако в решении этого вопроса предпочтение, видимо, следует отдавать появлению новых элементов фауны, тем более, что это наблюдается не только у брахиопод, но в еще большей мере у фузулинид и аммоноидей. В течение времени в формации Скиннер Рэнч подавляющее число древних вольфкэмских форм исчезает и брахиоподовый комплекс формации Каседрал Маунтин в сравнении с комплексом формации Ленокс Хиллз уже полностью обновлен.

АММОНОИДЕИ

Пелагические аммоноидеи более космополитны по сравнению с фузулинидами и брахиоподами. Во всех бассейнах они развивались более или менее одинаково. Сформировавшись в начале ранней перми, комплексы аммоноидей изменялись в сторону неуклонного роста таксономического разнообразия вплоть до конца болорского

века, когда произошло массовое вымирание, прежде всего характернейших для ранней перми родов. Общий ход развития не был равномерным, что демонстрируют гистограммы на рис. 3. Из них видно, что относительно плавное последовательное обновление родового состава аммоноидного сообщества было нарушено вспышкой формообразования в артинском веке. Этому предшествовало наиболее значительное в ранней перми (за исключением предпозднепермского) вымирание в конце сакмарского века. Не менее существенными, чем количественные изменения на рубеже сакмарского и артинского веков, были и качественные. В сакмарском веке вымирают многие каменноугольные роды, широко распространенные в начале перми, это: *Boesites*, *Metapronorites*, *Eoasianites*, *Glaphyrites*, *Somoholites*, *Emilites*. Устояли лишь 4 долгожителя – *Neopronorites*, *Artinskia*, *Neoaganides*, *Agathiceras*, которые продолжали играть не последнюю роль в аммоноидной биоте последующего этапа. Начало артинского века знаменуется появлением прежде всего таких характерных для всей второй половины ранней перми родов, как *Daraelites*, *Eothinites*, *Popanoceras*, *Waa-genina*, *Perrinites*, а также возникновением *Aktubinskia*, *Artioceras*, *Neoshumardites*, которые, однако, не вышли за пределы артинского века. Все названные роды, определяющие начало последнего, имели на первом этапе очень ограниченное распространение и были малочисленны, как и вся фауна аммоноидей этого времени. Исключение представляет лишь южноуральская биота (Руженцев, 1956), в которой раннеартинские (бурцевские, актастинские) аммоноидеи таксономически разнообразны и многочисленны. Временем бурного формообразования как на родозом, так особенно на видовом уровнях, была середина артинского века (Богословская, 1988). Именно в это время окончательно сформировалась хорошо известная богатая артинская фауна аммоноидей. Основные районы ее зарождения, развития и распространения находились на Урале и в области Тетис.

Начавшийся в середине артинского века бурный процесс формообразования и экспансии продолжился и в болорском (кунгурском), когда возникло свыше 20 новых родов (Андрианов, 1985; Леонова, Дмитриев, 1989; Левен и др., 1992). Многие из последних, однако, не получили широкого

географического распространения, а ограничались районами своего возникновения.

История раннепермских аммоноидей завершилась позднеболорским (позднекунгурским) кризисом, когда прекратили свое существование, исчезнув бесследно, практически все раннепермские роды, независимо от времени своего возникновения. На рубеже болорского и кубергандинского веков произошло массовое вымирание, после которого на сцену пермской истории аммоноидей вышли парацельтиты (пермские цератиты) и гониатиты с самой сложной перегородкой – *Kufengoceratidae*, *Cyclolobidae*.

Таким образом, в истории раннепермских аммоноидей первое наиболее масштабное событие, которое повлекло за собой кардинальное изменение в биоте и определило ее дальнейшее развитие, произошло в середине раннепермской эпохи, на рубеже сакмарского и артинского веков. Оно разделило эту историю на два больших этапа, эволюционные процессы в которых проходили однотипно. Каждый из этапов начинался коротким периодом становления биоты (начало ассельского века и бурцевское время артинского века), когда комплекс был еще невелик и содержал много древних форм. В это время возникали крупные быстро эволюционировавшие таксоны, представители которых составляли основу последующих биот. В начале ассельского века это были 4 семейства (*Paragastrioceratidae*, *Metalegoceratidae*, *Perrinitidae*, *Popanoceratidae*) и 5 родов (*Mescalites*, *Juresanites*, *Prostacheoceras*, *Kargalites*, *Tabantalites*), в начале артинского – 1 семейство (*Eothititidae*) и 8 родов. За коротким периодом становления следовали вспышка формообразования и экспансия, которые продолжались до конца этапа. Каждый этап завершался более или менее глубоким кризисом.

Надо сказать, что из-за эпизодичности находок аммоноидей и из-за еще большей редкости разрезов, позволяющих проследить последовательность смены их комплексов, нарисованная выше картина развития этой группы фауны в ранней перми достаточно обща. В ее основе лежат данные по Уралу, где лучше всего можно наблюдать смену сакмарских комплексов аммоноидей артинскими и где в наименьшей степени проявилась артинская регрессия (Руженцев, 1951, 1952, 1956; Богословская, 1962, 1988; Чувашов, Богословская, 1981).

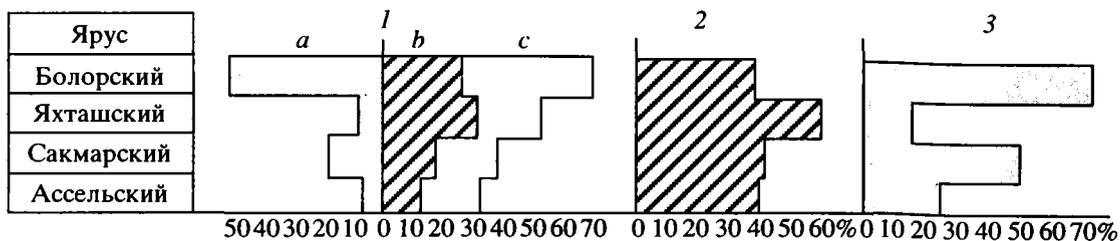


Рис. 3. Аммоноидеи. Соотношение вымерших (а), новых (б) и общего числа (с) родов (1); новых родов к общему числу в % (2); вымерших родов к общему числу в % (3).

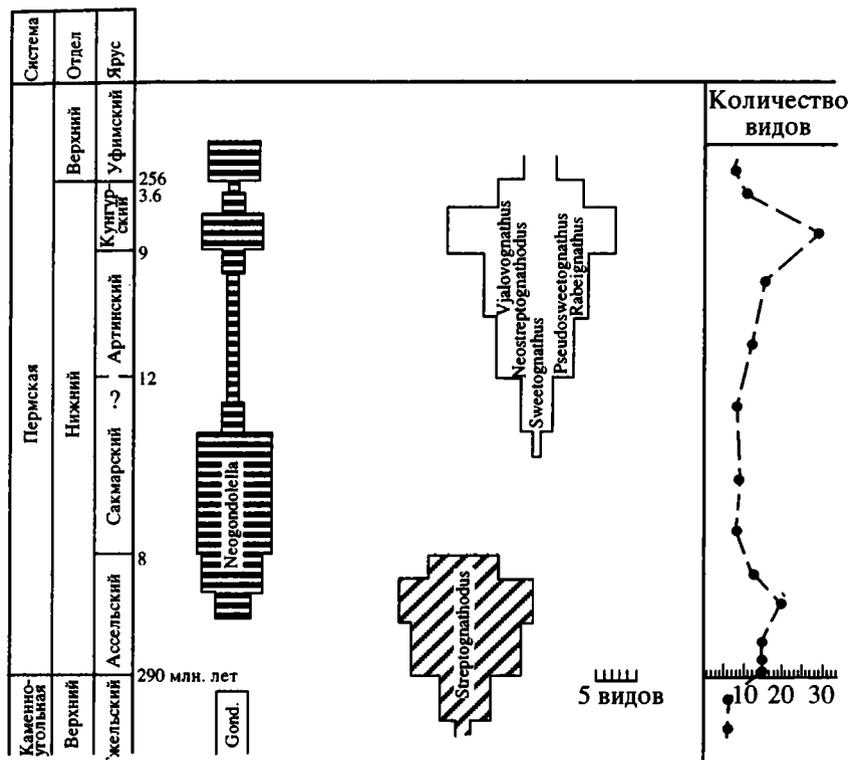


Рис. 4. Видовое разнообразие основных родов раннепермских конодонтов.

В других регионах, где влияние регрессии более существенно, различия между сакмарскими и послесакмарскими комплексами аммоноидей могут быть значительно контрастнее (Левен и др., 1992; Furnish, Glenister, 1977).

КОНОДОНТЫ

В истории развития раннепермских конодонтов отчетливо выделяются 3 этапа – стрептогнатоидный, неогондолеллоидный и неострептогнатоидный (Барсков, Реймерс, 1992) (рис. 4). Первый из них по времени отвечал ассельскому веку и характеризовался массовым развитием представителей рода *Streptognathodus*. Второй этап приходился на сакмарский век. Характерным для него было массовое развитие рода *Neogondolella*, появившегося несколько ранее – в конце ассельского века. Максимального разнообразия неогондолеллы достигли в первой половине сакмарского века, когда этот род был представлен крупными формами, принадлежащими не менее чем к 9 видам. К концу века наступил кризис в развитии рода, который пережил лишь один вид – *Neogondolella bisselli* (Ritter, 1986).

На фоне явного угасания неогондолелл происходит зарождение новых родов – *Sweetognathus* и *Neostreptognathodus*, знаменующее собой начало следующего неострептогнатоидного этапа развития конодонтов. На Урале первые примитивные свитогнатусы проявляются в верхах сакмарского

яруса. Первые четкие неострептогнатодусы с глубокой осевой бороздкой такие, как *N. obliquidentatus*, *N. requipensis*, *N. exulptus*, отмечаются с основания артинского яруса (Черных, 1989). Отсюда же известны такие широко распространенные свитогнатусы, как *Sw. withei*. В Тетисе эти виды встречаются в основании яхташского яруса и в некоторых случаях в слоях, расположенных непосредственно ниже (Zhou Zuren, 1988; Zhang Linxin, 1988). Последние по фузулинидам обычно относятся еще к сакмарскому ярусу, но не исключено, что их корреляция по конодонтам с низами артинского яруса Урала является более правильной. В Северной Америке, так же как и на Урале, наиболее примитивные свитогнатусы возникли чуть раньше *Sw. withei* и первых неострептогнатодусов. Последние отмечены в самой верхней части формации Ленокс Хиллз, которая, как уже говорилось, по аммоноидеям целиком относится еще к сакмарскому ярусу.

Таким образом, приведенные данные показывают, что самые первые элементы новой конодонтовой ассоциации, характеризующей собой неострептогнатоидный этап развития этой группы ископаемых, появились на рубеже сакмарского и артинского веков и чуть раньше, чем началось обновление комплексов фузулинид и брахиопод. Наметившиеся у конодонтов тенденции к обновлению, получили бурное развитие во второй половине артинского и в кунгурском веке.

Начиная с этого времени, резко увеличилось видовое разнообразие свитогнатусов и неострептогнатодусов. Появились новые роды – *Pseudosweetognathus*, *Rabeignathus*, *Vjalovognathus*, *Notmeoiranognathus*. В самом конце артинского и в кунгурском веке произошла новая вспышка видообразования у неогондолелл. Максимального разнообразия конодонты достигли в кунгурском (болорском) веке. К его концу свитогнатусы и неострептогнатодусы угасают, а неогондолеллы продолжают свое развитие, образуя основу позднепермского конодонтового сообщества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ развития в ранней перми четырех ведущих групп морской фауны приводит к следующим выводам.

1. Все рассмотренные группы, несмотря на разные условия обитания, в середине раннепермской эпохи испытали кризис в своем развитии, сменившийся существенным обновлением состава сообществ и появлением в них позднепермских элементов.

2. Кризис приходился на конец сакмарского века - начало артинского. Первые признаки обновления отмечаются в начале или в середине артинского века, вспышка формообразования в его конце и в кунгурском (болорском) веке. Ассельские и сакмарские ассоциации обычно близки между собой и наследуют каменноугольные. Обновленные ассоциации содержат уже элементы позднепермских комплексов, роль которых неодинакова у разных групп.

3. Аналогичные изменения на рассматриваемом рубеже происходили и во многих других группах фауны (Астафьева, Астафьева-Урбайтис, 1988; Гусева, Кошеварова, 1984). Особенно ярко они проявились в Бореальной и Нотальной областях, для которых можно говорить о смене биоты в целом. Например, в Свердловском бассейне Арктической Канады в ассельском и сакмарском веках обитали тропические ассоциации организмов (*chlogosponge* и *chlogofogam*), доминирующую роль в составе которых играли разнообразные водоросли, фораминиферы (в том числе и фузулиниды), известковые губки, колониальные кораллы, палеоаплизини. В артинском веке они сменились умеренно теплолюбивой ассоциацией (*brionoderm*-*extended*), а в кунгурском веке холодолюбивой (*brionoderm*), состоявшей в основном из мшанок, брахиопод, криноидей и двустворок (Веаучамп, 1993). То же самое происходило и в Тимано-Печорском бассейне. Близкая картина, хотя и с обратным знаком, наблюдается в пери-Гондванских районах Тетиса, где холодноводное ассельско-сакмарско-эвридесмово-конуляриное сообщество, содержащее также многочисленных мшанок и брахиопод, сменилось позднеяхташско-болорской тепловодной ассоциацией, в которой глав-

ную роль играли фузулиниды, кораллы, брахиоподы, разнообразные водоросли, в том числе и рифостроящие.

4. По времени кризис совпадал с началом глобально проявленной регрессии, достигшей своего максимума в середине артинского века. Позднеартинское обновление сообществ возможно отражает выявленную А. Буко (Boucot, 1975) закономерность, согласно которой скорость возникновения новых таксонов возрастает с уменьшением площади, занимаемой сообществами, что связано с регрессивными циклами. Позднеартинско-кунгурская радиация обновленных сообществ однозначно обусловлена трансгрессией.

5. Помимо непосредственного влияния на биоту регрессии и последовавшей затем трансгрессии, на ее состоянии, по-видимому, сказывались связанные с этим палеогеографические изменения, нарушавшие или, наоборот, восстанавливавшие свободные связи между бассейнами и таким образом влиявшие на пути миграции фауны. Примером этому может служить приуроченное к позднеартинско-кунгурской трансгрессии проникновение в Бореальные бассейны элементов нотальных сообществ двустворок (Астафьева, Астафьева-Урбайтис, 1988) и экспансия в Северный Тетис бореальных брахиопод (Грунт, Дмитриев, 1973).

6. Существенным фактором, дополнительно влиявшим на биоту, являлись климатические изменения, приходившиеся на рассматриваемый отрезок времени. Особенно ярко это влияние проявлялось в бассейнах, располагавшихся в относительно высоких широтах, где климатические флуктуации были более контрастными.

7. Позднесакмарско-раннеартинский биотический кризис и последовавшая затем обновление биоты – результат воздействия многих факторов и сейчас трудно решить, какой из них главный, определяющий. Однако ясно, что артинский век является переломным в пермской истории и значение происходящих в это время событий, как биотических, так и абиотических, еще в достаточной мере не оценено.

Статья подготовлена в рамках программы ГНТП-18.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреанов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 177 с.
- Астафьева М.М., Астафьева-Урбайтис К.А. Этапность в развитии пермских двустворчатых моллюсков Бореальной области // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1988. С. 3 - 11.
- Барсков И.С., Реймерс А.Н. Основные черты исторического развития конодонтов в раннепермское время // Вест. Моск. ун-та. Сер. Геология. 1992. № 2. С. 44 - 53.
- Богомазов В.М., Македонов А.В., Горский В.П. и др. Печорская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 87 - 98.

- Богословская М.Ф.* Артинские аммоноидеи Среднего Урала // Тр. ПИН АН СССР. М., 1962. Т. 87. 117 с.
- Богословская М.Ф.* О верхней границе нижнего отдела пермской системы по материалам аммоноидей // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1988. С. 16 - 26.
- Ганелин В.Г.* Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111 - 123.
- Ганелин В.Г., Котляр Г.В.* Районирование и общая характеристика пермской системы на территории СССР // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984а. С. 15 - 28.
- Ганелин В.Г., Котляр Г.В.* Брахиоподы // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984б. С. 257 - 262.
- Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваяева Н.И.* Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 102 - 117.
- Грунт Т.А.* Новые спирифериды (брахиоподы) из нижней перми Юго-Восточного Памира // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 125 - 130.
- Грунт Т.А., Дмитриев В.Ю.* Пермские брахиоподы Памира. АН СССР. М.: Наука, 1973. 209 с.
- Гусева Е.А., Кошеварова Н.П.* Остракоды // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 246 - 247.
- Кашик Д.С., Бурков Ю.К., Гутунева Е.И. и др.* Палеогеографические условия пермского осадконакопления в центральной и юго-восточной частях Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. С. 167 - 183.
- Левен Э.Я.* Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 1. С. 59 - 75.
- Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. Фузулиниды, аммоноидеи, стратиграфия. М.: Наука, 1992. 203 с.
- Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Раннепермские аммоноидеи Юго-Восточного Памира. М.: Наука, 1989. 198 с.
- Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А.М. и др.* Комплексы конodontов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений // Конodontы Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: ИГиГ УО АН СССР, 1979. С. 94 - 131.
- Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. 1. Аммониты сакмарского яруса. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 188 с.
- Руженцев В.Е.* Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области Казахской ССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 90 с.
- Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. 2. Аммониты артинского яруса. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 274 с.
- Черных В.В.* Методологические основы и практика построения зональных биохронологических шкал. Автореф. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. 38 с.
- Чувашов Б.И.* Артинский ярус нижней перми (проблемы, расчленение, корреляция). Препринт. Свердловск: УрО АН ССР, 1984. 63 с.
- Чувашов Б.И., Богословская М.Ф.* Комплексы аммоноидей в нижней перми Среднего Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. № 2. С. 89 - 101.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
- Archbold N.W., Gaetani M.* Early Permian Brachiopoda and Mollusca from the northwest Himalay, India // Riv. Ital. paleont. Strat. 1993. V. 99. № 1. P. 27 - 56.
- Beauchamp B., Tropical V.S.* Temperate permian carbonates in the Sverdrup basin, Canadian Arctic // Carboniferous to Jurassic Pangea. Core workshop, guidebook. Calgary. 1993. S. 109 - 130.
- Boucot A.J.* Evolution and Extinction Rate Controls. Devel. in Palaent. and Strat. Amsterdam, Oxford, New-York. 1975. 427 p.
- Cooper G.A., Grant R.E.* Permian Brachiopods of West Texas // Smithson. Contrib. Paleobiology. Washington. 1972. № 1. 229 p.
- Furnish W.M.* Permian stage names // The Permian and Triassic systems and their virtual boundary. Canad. Soc. Petrol. Geologists. 1973. S. 522 - 549.
- Furnish W.M., Glenister B.* Ammonoidea / Cooper G.A., Grant R.E. Permian Brachiopods of West Texas. VI. Smithson. Contrib. Paleobiol. Washington. 1977. № 32. P. 3304 - 3309.
- Grant R.E.* Permian Brachiopods from Southern Thailand // J. Paleontol. 1976. V. 50. Part 2. Supl. № 3. Paleont. Soc. Mem. 9. 269 p.
- Kozur H.* Beitrage zur Stratigraphie des Perms. T. 1. Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms // Freib. Forschungsh. Leipzig. 1977. V. C-319. S. 79 - 121.
- Kozur H.* Beitrage zur Stratigraphie des Perms. T. 2. Die Conodontenchronologie des Perms // Freib. Forschungsh. Leipzig. 1978. V. C-334. S. 85 - 161.
- Leven E.Ja.* Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleont. Strat. 1993. V. 99. № 2. P. 151 - 198.
- Leven E.Ja.* The Mid-Early Permian regression and transgression of the Tethys // Canadian Soc. Petrol. Geologists. 1994. Mem. 17. P. 1 - 36.
- Nassichuk W.W.* The Stratigraphic significance of Permian ammonoids on Ellesmere Island // Geol. Surv. Can. 1975. Pap. 75 - 1. Part. B. P. 277 - 283.
- Nassichuk W.W., Wilde G.L.* Permian Fusulinaceans and stratigraphy at Blind Fiord, Southwestern Ellesmere Island // Geol. Surv. Can. 1977. Bull. 268. P. 1 - 48.
- Ritter S.M.* Taxonomic revision and phylogeny of the post-Early Permian crisis "bisseli-whitei" zone conodonts with comments on Late Paleozoic diversity // Geol. and Paleontol. 1986. V. 20. P. 139 - 165.
- Ross Ch.A.* Standart Wolfcampian Series (Permian), Glass Mountains, Texas // Geol. Soc. Amer. 1963. Mem. 68. 205 p.
- Szaniawski H., Malkowski K.* Conodonts from the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen / Acta palaeontol. polon. 1979. № 2. P. 231 - 264.
- Williams Th.E.* Fusulinidae of the Hueco Group (Lower Permian), Hueco Mountains, Texas // Peabody Museum Nat. History. Yale. Univ. 1963. Bull. 18. 96 p.
- Zhang Linxin, Rui Ling, Zhao Jaming et al.* Permian Paleontology of southern Guizhou. Peoples Publishing House of Guizhou, 1988. 277 p.
- Zhou Zuren.* Lower Permian Artinskian Ammonoid fauna and related biostratigraphy in South China // Acta Paleontol. Sinica. 1988. V. 27. № 3. P. 368 - 381.
- Zhou Zuren.* Age of the Longyin Formation in Southwest Guizhou Province // Sci. in China. Ser. B. 1989. V. 32. № 11. P. 1361 - 1370.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.722.211.791(569.1)

МОРСКОЙ ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН - НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЗАПАДНОЙ СИРИИ: СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

© 1996 г. Е. В. Девяткин*, А. Е. Додонов*, С. С. Габлина*, Л. А. Головина*, В. Г. Куренкова*,
А. Н. Симакова*, В. М. Трубихин*, Н. А. Ясаманов**, К. Кхатиб***, Х. Нсейр***

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

**Московский государственный университет, 119809 Москва, Ленинские горы, Россия

***Генеральное управление геологии и минеральных ресурсов Сирии, Дамаск

Поступила в редакцию 27.02.94 г.

Получена комплексная характеристика морских отложения позднего плиоцена - раннего плейстоцена, выполняющих наиболее погруженную часть Эль-Кебирского прогиба в Западной Сирии, близ г. Латакия. Новые данные по биостратиграфии и палеомагнетизму позволили детализировать расчленение верхнеплиоцен-плейстоценового интервала морского разреза. Намечено положение плиоцен-плейстоценовой границы, ассоциирующей с палеомагнитным эпизодом Олдувей. Надплиоценовая 30 - 40-метровая толща морских отложений слагает 200-метровый уровень, рассматриваемый как аналог калабрийской террасы. Максимум морской плиоценовой трансгрессии приходился на ранний плиоцен и начало позднего плиоцена. В конце позднего плиоцена имела место постепенная регрессия морского бассейна. В раннем плейстоцене (1.65 - 0.8 млн. лет назад) на западе Сирии существовал мелководный морской бассейн. По данным палинологии и палеотемпературным измерениям на основании определений Са/Mg в раковинах морских моллюсков отмечено похолодание климата на рубеже 2.4 млн. лет назад. Позднеплиоцен-раннеплейстоценовый интервал времени характеризуется полциклической климатической изменчивостью на фоне направленной аридизации и относительного похолодания.

Ключевые слова. Стратиграфия, палеогеография, плиоцен, палинология, фораминиферы, наннопланктон, палеомагнетизм.

Стратиграфия морских плиоцен-четвертичных отложений Восточного Средиземноморья основывается преимущественно на изучении глубоководных осадков, в то время как береговые разрезы изучены менее детально. Морские береговые разрезы позднего плиоцена - раннего плейстоцена, пригодные для биостратиграфического и палеомагнитного изучения, за исключением давно изучающихся итальянских разрезов, довольно редки в Средиземноморском регионе. В Восточном Средиземноморье один из наиболее удачных участков с подобными разрезами располагается в поле развития морских плиоценовых отложений на западе Сирии близ г. Латакия (рис. 1), где они выполняют наиболее погруженную юго-западную часть Эль-Кебирского прогиба.

Сведения, полученные при изучении морской микро- и макрофауны, послужили главным источником информации по биостратиграфическому расчленению плиоцена Западной Сирии. На основе детального изучения фораминифер плиоцен прибрежных районов Сирии разделен на нижний и верхний (Крашенинников, 1971). Верхнеплиоценовые отложения, сопоставляемые с пьаченцием, охарактеризованы богатой малакофауной, изучавшейся Дж. Ронгером, Ф. Романом, Р. Мерклиным.

Наряду с изучением морских плиоценовых отложений значительное место уделялось исследованию плейстоценовых морских и речных террас, развитых в прибрежных районах Сирии и Ливана (Besanson et al., 1977; Copeland, Hours, 1978; Besanson, 1981a, b; Sanlaville, 1981).

В свете уже известных данных по морским верхнеплиоценовым и плейстоценовым отложениям Западной Сирии оставался слабоизученным интервал разреза между верхним плиоценом и нижним плейстоценом. Не был исследован вопрос о положении в изучаемых разрезах неоген-четвертичной границы, которая, как известно, рекомендована по рубежу 1.65 млн. лет в стратотипическом разрезе Врика на юге Италии (Колалонго и др., 1986; Никифорова и др., 1986; Rio et al., 1991). В этой связи представляют интерес вновь полученные материалы по геохронологии и палеогеографии завершающего этапа плиоценовой трансгрессии и перехода к плейстоценовым трансгрессивно-регрессивным фазам развития бассейна в Восточном Средиземноморье. В основу данной статьи положены материалы, собранные во время сравнительно коротких полевых маршрутов в течение 1990 - 1992 гг. на разрезы верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена Сирийского побережья. Эти работы проводились в рамках

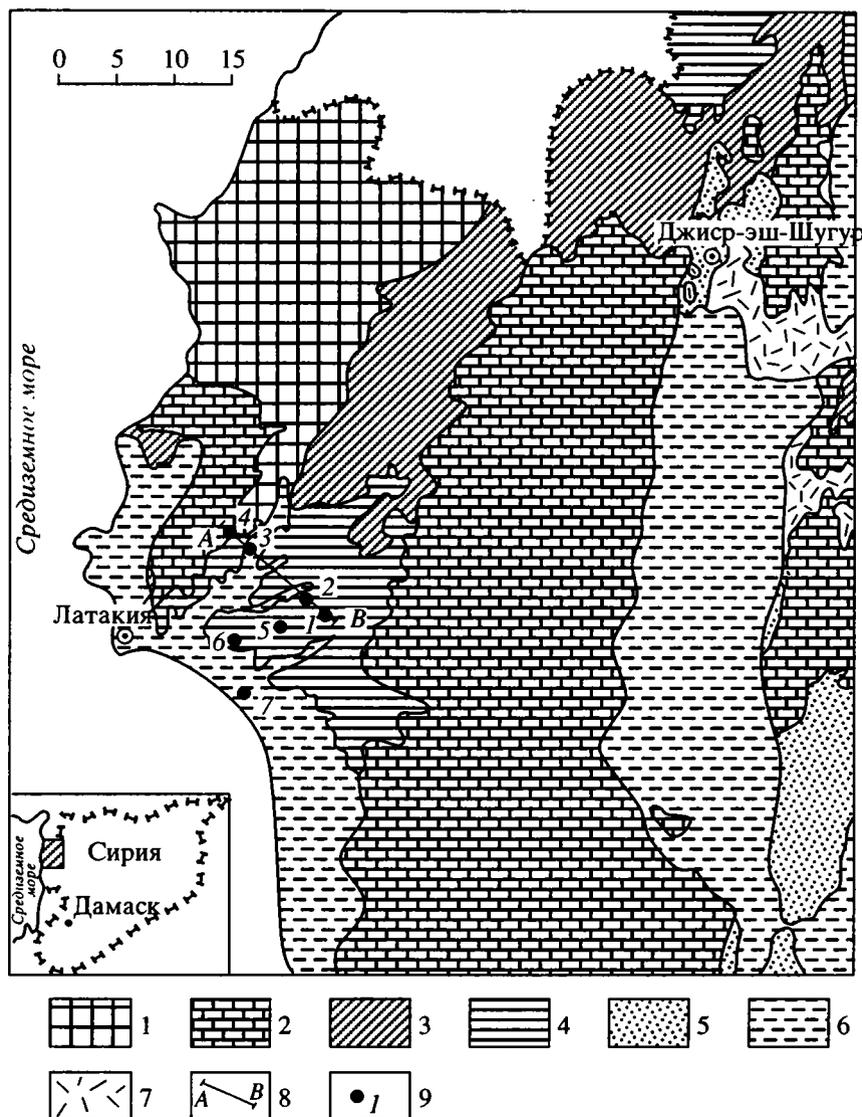


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района работ Западной Сирии.

1 – мезозойская офиолитовая серия; 2 – юрско-меловой-палеогеновый комплекс карбонатных пород; 3 – миоценовые терригенно-карбонатные отложения; 4 – плиоценовые морские глины; 5 – плиоценовые континентальные отложения – конгломераты, пески, глины; 6 – четвертичные отложения – галечники, пески, глины; 7 – плиоцен-раннеплейстоценовые базальты; 8 – геологический профиль по линии А–В; 9 – изученные геологические разрезы плиоцен-четвертичных отложений: 1 – Мшерфи, 2 – Мардидо, 3 – Джиндирие, 4 – Мшерфет эс-Самук, 5 – эль-Катрия, 6 – Хеннади, 7 – Снобар.

Российско-Сирийской экспедиции, в состав которой входили Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов, К. Кхатиб и Х. Нсейр.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ СИРИИ

Морские плиоценовые отложения распространены в юго-западной части Эль-Кебирского прогиба, который образовался уже к началу неогена и был заполнен терригенно-карбонатными и гип-

соносными образованиями миоцена. Плиоценовые глины ложатся трансгрессивно на разные горизонты миоцена. Граница между мессинской гипсоносной толщей и плиоценовыми глинами неровная, в кровле гипсов наблюдаются глубокие (до 5 - 8 м) полости выщелачивания, в базальной части плиоценовых глин встречается галька и грубый обломочный материал. Полости выщелачивания указывают на поверхностную экспозицию гипсов и перерыв в осадконакоплении, приходящий на рубеж между мессинием и ранним плиоценом. Плиоцен представлен неравномерно опесчаненными серыми и голубовато-серыми

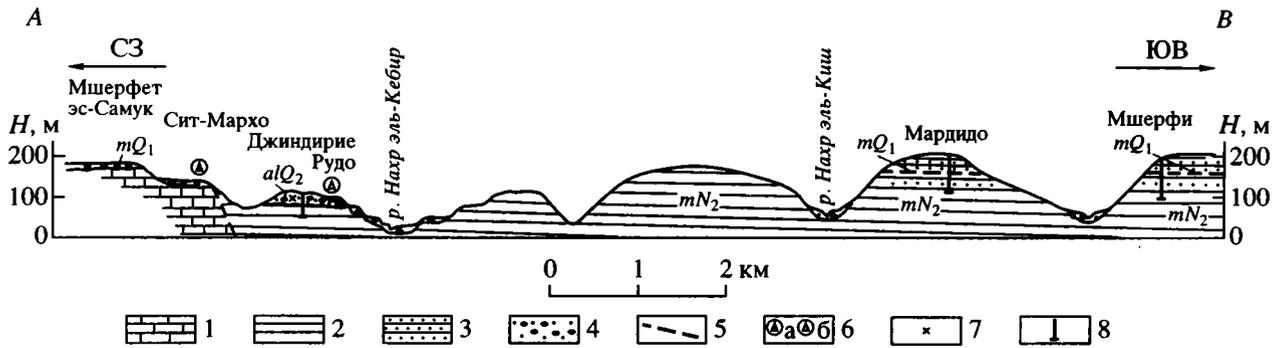


Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль по линии А-В.

1 – палеогеновые известняки (Р); 2 – плиоценовые морские глины (mN_2); 3 – раннеплейстоценовые морские песчано-глинистые отложения (mQ_1); 4 – четвертичные морские и аллювиальные песчано-галечные отложения (m, alQ); 5 – предполагаемый тектонический разлом; 6 – палеолитические находки: а – раннеашельские, б – среднепозднеашельские; 7 – находки костных остатков крупных млекопитающих; 8 – геологические разрезы.

глинами, в отдельных интервалах мергелистыми, содержащими прослой известняков. Общая мощность плиоценовой толщи оценивается до 300 - 400 м. Наиболее детально изучалась верхняя часть толщи плиоценовых глин в разрезах Мардидо, Мшерфи, эль-Катрия, Джиндирие (рис. 1). В разрезе Мардидо и Мшерфи, расположенных близ одноименных деревень, благодаря искусственному террасированию склонов, удалось изучить песчано-глинистую толщу мощностью до 100 м. Литологически это довольно однородные алевролитистые глины с редкими песчанистыми прослоями, в кровле глины более песчанистые, содержат карбонатные конкреции, встречена единичная хорошо окатанная галька. Как видно на геолого-геоморфологическом профиле (рис. 2), глинистая толща, картировавшаяся (Geological map..., 1963) как плиоцен, слагает поверхность около 200 м над уровнем моря. Эта поверхность лучше развита в самой южной части Эль-Кебирской впадины. Гипсометрически ниже этой поверхности вдоль побережья располагается серия морских террас, с которыми также связаны аллювиальные террасы, хорошо выраженные в долине р. Нахр эль-Кебир, дренирующей одноименную впадину.

Самые высокие морские террасы имеют высоту около 170 - 180 м над уровнем моря – это формация мшэрфет (Mchairfet es Samouk) в районе Латакии и формация шааб (Chaabien) на Ливанском побережье. Морская терраса у дер. Мшерфет эс-Самук с поверхности сложена прекрасно окатанными галечниками, их мощность 1 - 2 м. Возраст этой высокой террасы рассматривается как раннеплейстоценовый¹ – догюнцский (Besanson et al., 1977). Следующая морская терраса гипсо-

метрически прослеживается около 120 - 130 м над уровнем моря – формация бакса (Baqsa) в приустьевой части долины р. Нахр эль-Кебир или формация закрун (Zaqrounien) на Ливанском побережье. С морской террасой бакса геоморфологически коррелирует аллювиальная терраса формации сит мархо (Sitt Markho). С аллювиальными галечниками последней связаны находки артефактов, относимых к раннему ашелю, на основании чего аллювиальная терраса сит мархо датируется гюнцем, тогда как морская терраса бакса относится к гюнцминдельскому возрасту (Besanson et al., 1977).

С новым этапом врезания и аккумуляции р. Нахр эль-Кебир и формированием более низких береговых линий на морском побережье связано образование аллювиальных и морских террас в интервале превышений от 70 до 100 м. В долине р. Нахр эль-Кебир хорошо выражены аллювиальные террасы близ дер. Рудо, Джиндирие, аллювиально-морская терраса близ Кхелале, а на морском побережье – морская терраса близ дер. Хеннади (70 - 80 м выше уровня моря). В разрезе Джиндирие в аллювиальных отложениях, перекрывающих плиоценовые глины, была обнаружена первая в этом регионе находка костных остатков крупного млекопитающего – нижняя челюсть *Dicerothinus hemitoechus* (определение В.Ю. Решетова). Возраст этой находки определен как миндель + рисс, т.е. вмещающие отложения следует относить к среднему плейстоцену. Археологические орудия, встречающиеся в большом количестве на 80-метровой террасе близ д. Рудо, где продолжается джиндирийская терраса, типологически относятся к среднему - позднему ашелю, что также подтверждает раннеплейстоценовый возраст этой террасы. Геоморфологически аллювиальные террасы рудо и джиндирие соответствуют морской террасе хеннади, а с последней на Ливанском побережье коррелирует джбальская формация (Jbaïlien). В публикациях Ж. Безансона, П. Санлявила и соавторов морские

¹ Ранний плейстоцен западноевропейской стратиграфической шкалы соответствует эоплейстоцену шкалы, принятой в России. В данной работе используется западноевропейская шкала.

террасы хеннади и ххелале датируются миндель-риссом, а аллювиальная терраса джидирие – риссом (Besanson et al., 1977; Besanson, 1981; Saplaville, 1981). Такое различие в возрасте аллювиальных и морских плейстоценовых террас в интерпретации этих авторов не случайно, так как в их понимании складывается схема, согласно которой в плейстоцене во время морских межледниковых трансгрессий формировались морские террасы, а с ледниковыми регрессивными фазами развития бассейна было связано образование аллювиальных террас.

Наконец, более молодые морские террасы, ассоциирующиеся обычно с тирренскими, прослеживаются на высотах около 20 - 30 - 40 м над уровнем моря. На Сирийском побережье они развиты в приустьевой части долины р. Снобар, а также южнее, близ г. Баниас. В разрезе 30-метровой морской террасы, в 3 км к северу от д. Снобар, в результате термолюминесцентного датирования морских песков, содержащих раковины *Acanthocardia tuberculata* (Poit.), *Cerastoderma* sp., *Glycymeris* sp. (определение А.Л. Чепалыги), получен возраст 101 ± 20 тыс. лет назад². Близ Баниаса в отложениях низких морских террас отмечается присутствие раковин *Strombus bubonis* – типично тирренской теплолюбивой фауны. На Ливанском побережье террасы этого уровня объединены в формацию энфин (Enfeen), которая датирована (Th/U) в 90 - 100 тыс. лет назад (Saplaville, 1981). В долине р. Нахр эль-Кебир с аллювиальными галечниками 30 - 35-метровой террасы близ д. Эш-Шир связаны археологические находки среднепалеолитического возраста, что позволяет рассматривать эту террасу в пределах позднего плейстоцена.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для получения данных по биостратиграфии и палеогеографии позднеплиоцен-раннеплейстоценового этапа развития морского побережья Сирии использован мультидисциплинарный подход в исследовании морских разрезов. Изучались фораминиферы, наннопланктон, диатомеи, палинофлора. Кроме того, проводились палеомагнитные измерения по ориентированным образцам, а также определение палеотемператур по соотношению Ca/Mg в раковинах моллюсков.

Фораминиферы изучались в двух разрезах – Мардидо и эль-Катрия. В разрезе Мардидо характерно присутствие в большинстве образцов особей рода *Globigerinoides*, что может свидетельствовать о тепловодных условиях или о малой глубине бассейна. В данном случае это указывает на

мелководность условий осадконакопления, поскольку во всех интервалах разреза отмечается значительное преобладание бентосных фораминифер над планктонными. Кроме того, следует отметить, что к верхней части разреза комплекс фораминифер значительно обедняется как в видовом, так и в количественном отношении. Так, если в нижних частях разреза можно встретить от 10 до 12 видов планктонных фораминифер, то в верхних – лишь 4 - 5 видов. В самой нижней части разреза (0 - 15 м) определены следующие виды планктонных фораминифер: *Globigerinoides extremus*, *Gs. sacclifer*, *Gs. obliquus*, *Gs. conglobatus*, *Gs. amplus*, *Gs. ruber*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina falconensis*, *G. megastoma*, *G. tolloides*, *G. decoraperta*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscentis*, *Globorotalia humerosa*, *Globigerinella aequilateralis*. Эта ассоциация встречается в отложениях соответствующих верхам зоны *Pulleniatina obliqueloculata* – низам зоны *Globorotalia truncatulinoides* зональной атлантической шкалы Стейнфорта (Stainforth et al., 1975). На уровне 13 м от основания разреза встречены бентосные фораминиферы вида *Hyalinea baltica*.

В разрезе эль-Катрия так же, как и в Мардидо, отмечается преобладание рода *Globigerinoides*. Комплекс планктонных фораминифер указывает на интервал, соответствующий нижней части зоны *Globorotalia truncatulinoides*. Присутствует также бентосный вид *Hyalinea baltica*.

Наннопланктон изучался в четырех разрезах – Джидирие, эль-Катрия, Мардидо и Мшерфи (рис. 3). Образцы исследовались в световом микроскопе “Jenalumar” при увеличении в 1000 раз. Препараты приготавливались на жидком стекле.

В разрезе Джидирие из голубовато-серых плиоценовых глин (25 м мощности), вскрывающихся под аллювиальной серией, получен богатый и разнообразный комплекс наннопланктона прекрасной сохранности. В нижней части разреза присутствует комплекс наннопланктона зоны NN 15 *Reticulofenestra pseudoumbilica* стандартной шкалы Мартини, а с 10 м от основания разреза и выше постоянно присутствует *Discoaster tamalis*. По стратиграфической схеме Центрального Средиземноморья (Rio et al., 1991) характеризуемый интервал соответствует границе между занклем и пьенцием.

В разрезе Мардидо установлено несколько интервалов с наннофлорой, два из них содержат нормально-морской комплекс, в то время как в других интервалах наблюдается обедненный состав наннофоссилий угнетенного облика, что характерно для солоноватоводных бассейнов. Наиболее богатый и представительный комплекс наннопланктона установлен в основании разреза. Присутствие *Discoaster pentaradiatus* интервал 5 - 10 м позволяет коррелировать его с комплексом зоны NN 17 *Discoaster pentaradiatus* стандартной шкалы Мартини или с подзоной *D. pentaradi-*

² Определение возраста проведено О.А. Куликовым в радио-химической лаборатории Химического факультета МГУ.

atus зоны *Discoaster surculus* стратиграфической схемы Западного Средиземноморья (Raffi, Rio, 1979), или с зоной *D. pentaradiatus* хроностратиграфической схемы Д. Рио с соавторами, разработанной ими для Средиземноморского региона (Rio et al., 1990).

В другом интервале разреза Мардидо (65 - 74 м), содержащем нормально-морской комплекс наннофлоры, присутствует *D. triradiatus* (трехлучевая форма *D. brouweri*) и впервые встречается *Gephyrocapsa oceanica* s.l. Появление последней является важным биостратиграфическим маркером для идентификации плиоцен-плейстоценовой границы. Исчезновение *D. brouweri* и первое появление *Gephyrocapsa oceanica* s.l. в схеме Д. Рио не одновременны, тогда как в разрезе Мардидо наблюдаются обе формы в одном образце, что можно объяснить как переотложением, так и местными особенностями существования наннопланктона. Не исключается возможность скрытых размывов в верхней части разреза. Однако это не снижает стратиграфической значимости установленных фактов.

Распределение наннопланктона в разрезе Мшерфи подобно распределению в разрезе Мардидо. Так же, как в Мардидо, здесь в основании разреза вскрывается горизонт с обильным комплексом наннопланктона субтропического облика. Дискоастеры представлены только *D. brouweri* и *D. surculus*. Реже встречаются *D. variabilis* и *Discoaster* sp. Не обнаружены *D. pentaradiatus*, *D. asymmetricus*, *Ceratolithus rugosus*, что может объясняться еще большей мелководностью осадконакопления в Мшерфи, по сравнению с Мардидо. Сходство состава наннопланктона в нижних частях разреза в Мшерфи и Мардидо и совместное присутствие *D. brouweri*, *D. surculus*, *D. variabilis* дает основание предполагать, что отложения нижнего интервала в разрезе Мшерфи соответствуют верхней части зоны NN 16 *Discoaster surculus* шкалы Мартини. По стратиграфической схеме Д. Рио (Rio et al., 1991) это зона *Discoaster pentaradiatus*. Второй стратиграфически важный уровень с наннофлорой в разрезе Мшерфи расположен в его верхней части. Здесь, как и в Мардидо, найдены единичные *D. triradiatus* (*D. brouweri*) и *Gephyrocapsa oceanica* s.l., правда в Мшерфи эти находки фиксируются на разных уровнях, что подтверждает предположение о скрытом размыве в верхней части разреза Мардидо. Следует отметить более мелкие формы *Gephyrocapsa oceanica* s.l. в Мшерфи. Первое появление *Gephyrocapsa oceanica* s.l. в разрезе Мшерфи на уровне 60 м от основания разреза указывает на рубеж, который ассоциируется с плиоцен-плейстоценовой границей.

В разрезе эль-Катрия отмечено присутствие *Gephyrocapsa oceanica* s.l., что позволяет отнести отложения к плейстоцену, а точнее к нижнему плейстоцену, так как в верхах разреза встречена *Helicosphaera sellii* – индекс-вид зоны *Helicosphaera*

sellii шкал С. Гартнера (Gartner, 1977) и Д. Рио (Rio et al., 1991).

Диатомовые водоросли изучались в разрезе Мардидо. Из 27 образцов только в 10 обнаружены диатомеи. В основном встречаемость диатомовых водорослей “единичная” (от 1 до 10 створок на препарат), но в отдельных случаях “частая” (500 - 1000 створок). Всего насчитывается 88 видов и разновидностей, включая переотложенные формы. В отделе *Bacillariophyta* выделяется два класса – *CentropHYCEAE* и *Pennatophyceae*. Первый из них представлен 39 таксонами, среди которых наибольшего разнообразия достигают роды *Thalassiosira* и *Cyclotella*. Лучше представлен класс *Pennatophyceae* – 49 видов и варитетов, из них наиболее представительны роды *Navicula*, *Pinnularia* и *Nitzschia*. Основную массу диатомей в изучаемом комплексе составляют бентосные виды – 62% от общего числа видов. На долю планктона приходится 38%.

По отношению к солонности выделено несколько групп. Одна из наиболее представительных – это группа морских видов. Она составляет 33% от всего комплекса и состоит преимущественно из планктонных неретических видов родов *Thalassiosira*, *Porosira*, *Actinoptychus*, *Chaetoceros* и др. Морские бентические виды представлены единичными *Cocconeis costata*, *Navicula distans*, *Nitzschia jouseae*. Незначительный процент составляет группа солоноватоводно-морских и солоноватоводных видов (5 и 10% соответственно). Среди них в равной мере присутствуют как планктонные, так и бентосные формы. Довольно часто встречаются такие представители этой группы, как *Cyclotella caspia*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Thalassiosira decipiens*.

Среди пресноводных водорослей (39.5% от общего состава) значительную роль играют галофильные элементы. Такие формы составляют в комплексе 14% от общего количества пресноводных. Среди них наиболее заметны *Stephanodiscus rotula*, *S. minutulus*, *S. hantzschii*, *Nitzschia frustulum*. В группе пресноводных водорослей доминируют виды-индифференты, которые также могут развиваться в слегка засоленных условиях (Лосева, 1982).

Во всем изученном комплексе диатомей преобладают бореальные виды – 42%, холодолюбивые и альпийские виды составляют 17%, значительна доля космополитов – 41%.

Переотложенные формы включают небольшое число видов из верхнего мела и палеогена.

На основании систематического и экологического анализа диатомовой флоры в разрезе Мардидо можно выделить следующие изменения ее состава (снизу вверх).

В нижней части разреза (интервал 16 - 38 м) преобладает комплекс морских и солоноватоводных видов. Среди них доминируют планктонные,

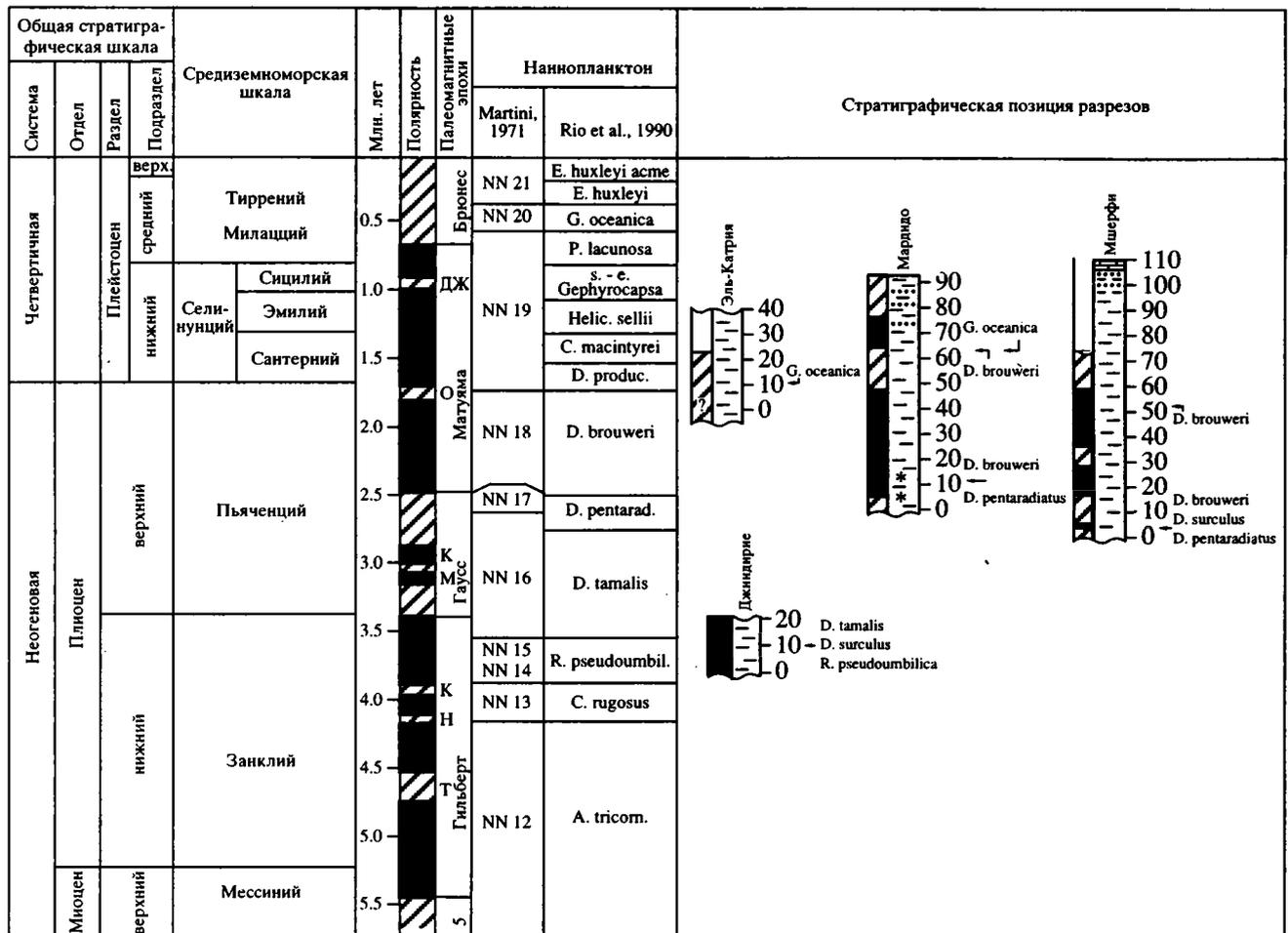


Рис. 3. Стратиграфическая корреляция морских плиоцен-четвертичных отложений Западной Сирии и их палеогеографическая характеристика.

неретические и океанические виды: *Thalassiosira anguste-lineata*, *T. eccentrica*, *T. oestrupii*, *Thalassionema nitzschioides*. Отмечается присутствие солонатоводных форм, довольно большое количество бентосных и пресноводных видов. Все это свидетельствует о близости берега, хотя комплекс и обладает чертами, присущими диатомовой флоре нормально-морского бассейна. Вероятно, можно говорить о существовании в это время неглубокого залива.

Выше на уровне 45 м происходит смена комплекса. Разнообразие морских видов уменьшается. Возрастает доля солонатоводных элементов, хотя численность их невелика. Это такие виды, как характерный для прибрежных участков морей *Actinocyclus ehrenbergii* и *Cyclotella caspia* – обычный вид Черного и Каспийского морей. В целом в этом интервале преобладают планктонные виды как морские, так и пресноводные. Среди последних выделяются *Stephanodiscus rotula*, *S. minutulus* – почти убиквисты, часто встречаемые в Черном и Средиземном морях. Присутст-

вие пресноводных озерных видов рода *Cyclotella* среди других планктонных форм, а также почти полное отсутствие бентоса говорит о довольно глубоком солонатоводном водоеме, возможно, отшнурованном от остального бассейна.

В интервале 53 - 66 м происходит опреснение палеобассейна, преобладают пресноводные виды, преимущественно бентосные. Есть обрастатели и озерно-болотные элементы, отвечающие неглубокому эвтрофному бассейну.

На уровне 68 м вновь встречен комплекс, аналогичный обнаруженному в интервале 16 - 38 м. В нем преобладают морские неретические и литоральные виды, среди которых по численности выделяется полубентосный *Paralia sulcata*. Среди пресноводных в основном встречены галофильные формы, такие как *Nitzschia capitellata*, *N. frustulum*. Возможно, такая флора связана с неглубоким морским бассейном. Наличие пресноводных и бентосных видов указывает на близость берега.

Новая смена комплекса диатомовых водорослей происходит в интервале 87 - 90 м. Количество

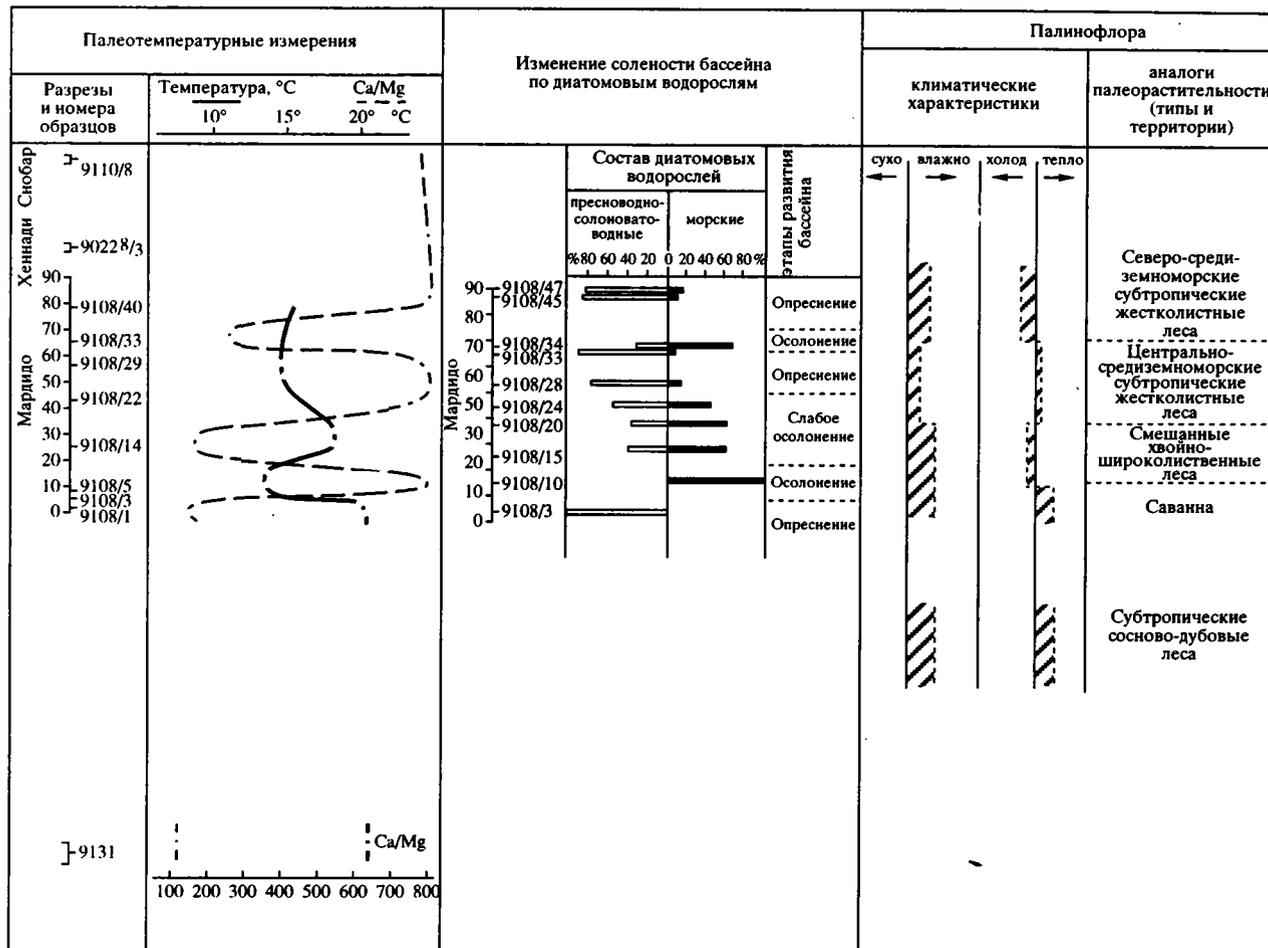


Рис. 3. Окончание.

морских видов резко сокращается. Они преимущественно представлены бентосом. Несколько увеличивается доля солоноватоводных, тоже бентосных видов (*Nitzschia sigma*, *N. spectabilis*). Основную роль в комплексе играет пресноводный бентос. В его числе присутствуют элементы различных экологических групп: болотной и озерно-болотной (*Eunotia lunaris*, *Pinnularia subcaritata*, *P. viridis* et var. *leptogongyla*), почвенной (*Navicula mutica* var. *cohnii*, *Pinnularia borealis* et var. *brevicostata*, *Hantzschia amphioxys*), речной (*Navicula cryptocerphala*, *N. minima*). Такой состав комплекса свидетельствует о неглубоком, сильно опресненном, но не утратившем связь с морем водоеме, возможно, эстуарии, местами заболоченном, периодически осушаемом.

По составу и морфологии диатомовая флора нижней части рассматриваемого разреза может иметь плиоценовый возраст. На это указывает присутствие большой группы видов, ныне вымерших, которая составляет 16% от общего количества. В основном это виды, существовавшие только в неогене, такие как *Thalassiosira manifesta*,

Cyclotella omarensis, *C. perforata*, *Rhaphoneis cf. maetica*.

Палинофлора изучалась в разрезах Джиндирие, эль-Катрия и Мардило. Из плиоценовой части разреза Джиндирие, находящейся под аллювиальной серией, выявлены спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы – до 80%. Доминирует пыльца *Pinus* sg. *Parloxyylon* – до 90%, *Pinus* sg. *Diploxyylon* – до 6%, *Picea* – до 12%, *Quercus* – 4 - 8%, *Oleaceae* – 2 - 6%. Единично встречается пыльца *Abies*, *Cedrus*, *Betula*, *Ostrya*, *Alnus*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Salix*, *Palma*. Пыльца трав представлена преимущественно *Chenopodiaceae* (10 - 20%), *Compositae* (4 - 15%), *Gramineae* (8 - 20%). Участие спор в спектрах незначительно, однако состав их разнообразен: *Polypodiaceae*, *Cystopteris*, *Anemia*, *Licopodium*, *Selaginella*, *Botrichium*, *Osmunda*. Такой состав спорово-пыльцевых спектров дает возможность предположить широкое распространение в горных областях елово-сосновых лесов. В общий состав древесной растительности входили пихта, кедр, подокарпус.

В предгорьях были развиты хвойно-широколиственные леса. Равнинная территория, вероятно, была занята маквисами с участием степной растительности. Климат был значительно влажнее и несколько прохладнее современного.

В составе спорово-пыльцевых спектров разреза Мардидо характерно колебание соотношения пыльцы древесной группы с травянистой на фоне преобладания пыльцы древесных (более 50%). В интервале 7 - 86 м выделено 8 палинокомплексов, объединенных в 3 палинофлоры. Образцы из интервала 7 - 30 м (I палинофлора) характеризуются преобладанием пыльцы деревьев. Доминирует пыльца *Cedrus*, *Picea*, *Pinus*, *Abies*. Встречается пыльца *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Podocarpus*, *Betula*, *Fagus*, *Eucommia*. В травянистой группе преобладают злаки, сложноцветные и розоцветные. Эти палинокомплексы отражают развитие смешанных хвойно-широколиственных лесов в предгорьях и горных областях; на равнинах произрастали вечнозеленые жестколистные леса в сочетании с участками степей.

В интервале 30 - 60 м (II палинофлора) отмечается частое колебание количественного состава пыльцы. Доминируют сосны и разнотравье. В равных незначительных количествах присутствует пыльца деревьев *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Liquidambar*, *Juglans*, *Oleaceae*, *Quercus*. Единично встречаются *Cistus* и *Ceratonia*. Травы представлены в основном пыльцой *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Cruciferae*, *Leguminosae*, *Umbeliferae*. Горы были покрыты вечнозелеными жестколиственными типично средиземноморскими лесами, равнинные территории были заняты маквисовыми растительными группировками.

В III палинофлоре, характеризующей интервал 60 - 86 м, наблюдается возрастание количества пыльцы деревьев. Увеличивается содержание *Pinus sect. strobis*, *Cedrus*, *Picea*, *Abies*. Доминируют сосны, встречаются единично зерна *Tilia* и *Magnolia*. Низкогорья и равнины были заняты жестколиственными лесами и кустарниками, высокогорья – сосново-кедровыми с примесью ели и пихты. Существовал горный пояс с участием листопадных пород – липы, ольхи, березы и бука.

Палинологическая характеристика разреза эль-Катрия показывает доминирование пыльцы древесных (до 40 - 50%), среди которых преобладает пыльца *Pinus* (38%), *Oleaceae* (до 28%), *Quercus* (27%), *Ulmus* (9%), а также встречается пыльца *Abies*, *Cedrus*, *Platanus*, *Alnus*, *Tilia*, *Ostrya*, *Liquidambar*. Травы представлены пыльцой *Taraxacaceae*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cruciferae*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*. Встречены единичные зерна *Anemia*, *Orhyoglossum*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Pteris* (Симакова, 1993). Палинологические данные по разрезу эль-Катрия позволяют предположить, что в горах были распространены хвойно-широколиственные леса, в предгорьях

и вдоль водотоков – маквисы, равнинные территории были заняты степной растительностью.

Палеомагнитные измерения проводились на четырех разрезах: Джиндирие, эль-Катрия, Мардидо и Мшерфи. Общая мощность изученных отложений составила 250 м, из которых было отобрано около 120 ориентированных штучков. Частота отбора примерно 2 м. Из штучков выпиливались 2 кубика с ребром 2 см. В лаборатории образцы были подвергнуты ступенчатому прогреву до 400°C. Дальнейший нагрев оказался нецелесообразным, так как начиная с интервала 350 - 400°C наблюдалось сильное подмагничивание образцов. Компонентный анализ показал наличие современной вязкой намагниченности и древней компоненты намагниченности, которая выделялась в интервале температур 200 - 330°C. Образцы измерялись на рок-генераторе JR-4. Величины естественной остаточной намагниченности при первом замере колебались в пределах 1 - 10 нТ для плиоценовой части разреза. После чистки величина I_p падала и в интервале 200 - 330°C изменялась в пределах 0.1 - 1 нТ. Из-за сильного лабораторного подмагничивания результаты чистки нельзя считать полностью удовлетворительными, однако знак намагниченности в большинстве случаев был установлен достаточно надежно.

Палеомагнитные исследования показали, что нижняя – плиоценовая часть разреза Джиндирие имеет обратную намагниченность. Разрезы Мардидо и Мшерфи в известной мере дублируют друг друга, однако первый несколько полнее в верхней, а второй в нижней части. В основании обоих разрезов зафиксирован прямонамагнитный интервал, выше следует достаточно мощная зона обратной полярности с несколькими горизонтами прямонамагнитных пород. Разрез эль-Катрия характеризуется прямой полярностью, хотя для его верхней части не удалось получить надежных результатов измерений.

В итоге палеомагнитные данные в комплексе с имеющейся геолого-палеонтологической информацией могут быть интерпретированы следующим образом. Разрез Джиндирие отвечает, по-видимому, верхам зоны Гильберта. Прямомагнитные нижние части разрезов Мардидо и Мшерфи соответствуют зоне Гаусс, а мощная зона обратнонамагнитных пород, слагающих верхние части указанных разрезов, несомненно отражает зону Матюяма. Прямомагнитные горизонты в верхней части обоих разрезов и в низах разреза эль-Катрия наиболее вероятно отождествлять с горизонтом прямой полярности Олдувей. Таким образом, изученные разрезы, по-видимому, охватывают интервал по меньшей мере от 3.8 до 1.6 - 1 млн. лет магнитохронологической шкалы (рис. 3).

Палеотемпературные определения магнетиальным методом проведены по раковинам морских двустворчатых моллюсков, отобранным по-

слоино из разреза Мардида, а также из коротких интервалов в разрезах морских террас Хеннади и Снобар (рис. 3). Кроме того, анализу подверглись крупные устрицы из базальной части нижнего плиоцена, выходы которого изучались в 15 км к северу от г. Джиср-э-Шугур. Магнезиальный метод основан на изменении концентрации магния и величины отношения кальция к магнию в раковинах морских беспозвоночных в зависимости от средних температур среды обитания. В настоящее время установлено, что, хотя величина отношения кальция к магнию зависит от температурного режима, ее распределение также подчинено таксономии. Организмы разных таксономических групп, обитавшие в одних и тех же температурных условиях, накапливают разное количество магния и стронция. В связи с этим были созданы палеотемпературные шкалы для отдельных групп морских беспозвоночных (Славин, Ясаманов, 1982).

В данной работе магнезиальный метод применяется для анализа двустворчатых моллюсков, обладавших раковиной существенно кальцитового состава, – обитателей морских бассейнов с соленостью, близкой к нормальной. Магнезиальность, т.е. величина отношения кальция к магнию, интерпретировалась по палеотемпературной шкале, рассчитанной на основании магнезиальности современных устриц *Chlamys*, *Ranoraea*, *Tapes*, *Pecten* (Славин, Ясаманов, 1982; Ясаманов, 1989).

В 12 образцах раковин двустворчатых моллюсков (*Pecten*, *Cardium*, устрицы) химическим путем было установлено содержание кальция и магния и рассчитана величина магнезиальности. На основании магнезиальности раковин крупных устриц из основания нижнего плиоцена предполагается, что среднегодовые температуры или средние температуры среды обитания данных организмов в бассейне составляли около 20°C. Близкий температурный режим (20 - 22°C) существовал в середине позднего плиоцена. Это подтверждается данными палинофлоры, на основании которой предполагается, что на суше исследованной территории располагалась саванна. Затем, согласно палеотермометрическим данным, на уровне 2.5 - 2.4 млн. лет назад температурный режим понизился до 13 - 15°C. Это было время развития смешанных хвойно-широколиственных лесов. В конце позднего плиоцена имело место новое повышение температуры среды обитания двустворчатых моллюсков. Максимальные значения палеотемператур составляли около 18°C. На данном рубеже произошла смена смешанных хвойно-широколиственных лесов лесами центрально-средиземноморского субтропического типа (рис. 3). В раннем плейстоцене температуры среды обитания моллюсков вновь понизились до 15°C.

Надо отметить, что не все исследованное раковинное вещество двустворчатых моллюсков дало однозначные результаты. В ряде случаев по-

лученные данные могут быть интерпретированы за счет влияния изменения солености. Это предположение может выглядеть вполне обоснованным, исходя из того, что среда обитания двустворчатых моллюсков представляла собой мелководные заливы, которые периодически теряли прямые связи с открытым морем и при этом подвергались то засолонению, то опреснению. Немаловажную роль при таких изменениях сыграли колебания увлажненности.

СТРАТИГРАФИЯ

Как показали результаты биостратиграфических исследований и палеомагнитных измерений, изученные разрезы охватывают различные интервалы плиоцена и нижнего плейстоцена. Использование полученных данных позволяет установить стратиграфическую последовательность охарактеризованных толщ морских отложений и выявить положение стратиграфических границ. Наиболее древние отложения плиоцена вскрыты в разрезе Джиндирие (под аллювиальными галечниками). Наличие наннопланктона, характеризующего зоны NN 15 и NN 16 шкалы Мартини, в сочетании с палеомагнитными данными, указывающими на обратную намагниченность отложений, позволяют отнести этот разрез к верхней части палеомагнитной эпохи Гильберт. Кроме того, учитывая положение в зональной шкале зон NN 15 и NN 16, есть все основания полагать, что данный разрез принадлежит самой верхней части нижнего плиоцена.

В разрезах Мардида и Мшерфи охвачен, судя по палеомагнитным данным и результатам изучения наннопланктона, практически один и тот же возрастной интервал – верхняя часть верхнего плиоцена и нижний плейстоцен, т.е. примерно от 2.8 млн. лет до, возможно, 1 млн. лет назад. Наличие разнообразного комплекса наннофлоры с многочисленными *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *S. macintyreii*, *P. lacunosa* и других форм позволило интерпретировать прямонамагнитный интервал в нижней части этих разрезов как верхнюю часть эпохи Гаусс. Выше по разрезу присутствует более обедненный комплекс наннофлоры. *D. brouweri* фиксируется до уровня 65 м от основания разреза Мардида, на этом же уровне отмечена первая находка *Gephyrocapsa oceanica* s.l., что соответствует, согласно палеомагнитным измерениям, верхней части короткого прямонамагнитного интервала, идентифицируемого с эпизодом Олдувей. В Мшерфи появление *Gephyrocapsa oceanica* установлено примерно на таком же уровне, как в Мардида – 60 м от основания разреза. В верхней части песчано-глинистой толщи в разрезе Мардида выявлен прямонамагнитный интервал, который, вероятно, можно отождествлять с эпизодом Харамильо. В морских разрезах Мардида и Мшерфи данные по наннопланктону и

палеомагнетизму позволяют наметить положение плиоцен-плейстоценовой границы, ассоциирующейся с кровлей палеомагнитного эпизода Олдувей. Эта граница проходит на глубине около 30 - 40 м от кровли песчано-глинистой толщи, вскрываемой в этих разрезах (рис. 2, 3). Литологически верхняя 30 - 40-метровая толща морских отложений характеризуется повышенной опесчаненностью. Что же касается стратиграфической корреляции самой верхней части разреза – выше проводимой плиоцен-плейстоценовой границы, то приходится учитывать слабую обеспеченность этого интервала морскими микрофоссилиями. По-видимому, надплиоценовую часть разреза в Маридо и Мшерфи логичнее всего коррелировать с селинунцием, рассматриваемым с стратиграфическом объеме 1.65 - 0.8 млн. лет (Rio et al., 1991). Перекрывающие плиоцен морские отложения слагают на юго-западе Эль-Кебирского прогиба широко развитый уровень на абсолютных отметках около 200 м, который можно рассматривать как калабрийскую террасу. В данном контексте калабрий понимается исключительно в геоморфологическом смысле, поскольку в стратотипическом калабрийском разрезе калабрий не соотносится с нижнему плейстоцену, а равен его верхней небольшой части (Rio et al., 1991). В прибрежной зоне близ Латакии в калабрийский уровень вложены все более молодые морские и аллювиальные террасы, имеющие возраст не древнее 0.9 - 1.0 млн. лет.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Эль-Кебирский прогиб, заполнявшийся плиоцен-четвертичными отложениями, геоморфологически принадлежит Восточно-Левантийскому плиоцен-четвертичному бассейну, вытянутому вдоль побережья Восточного Средиземноморья более чем на 300 км при ширине 30 - 40 км. Средняя мощность плиоцен-четвертичных отложений в пределах акватории составляет 1 - 1.5 км (Чумаков, Юцис, 1981). Имеющиеся данные о развитии морской фауны и наннофлоры показывают, что максимум морской плиоценовой трансгрессии в Восточном Средиземноморье приходился на ранний плиоцен и начало позднего плиоцена. С концом позднего плиоцена связана постепенная регрессия морского бассейна. Так, если в разрезе Джиндирие, соответствующем переходному рубежу между занклием и пьяченцием, развит богатый и разнообразный комплекс наннофлоры, то позднее, примерно с 2.5 млн. лет, наблюдается обеднение наннофлоры. Аналогичная картина в конце позднего плиоцена прослеживается по распространению фораминифер и диатомовой флоры. Морской бассейн конца позднего плиоцена на Сирийском побережье характеризовался относительной мелководностью. Об этом говорят данные по фораминиферам – преобладание

бентосных форм над планктонными. Результаты диатомового анализа также показывают, что в конце позднего плиоцена морские условия постепенно сменялись обстановками морского залива или эстуария (рис. 3).

Переход от позднего плиоцена к раннему плейстоцену в изученных разрезах сравнительно постепенен, лишь большая опесчаненность отличает нижнеплейстоценовую часть разреза от более глинистого верхнеплиоценового интервала. Условия осадконакопления в раннем плейстоцене характеризовались мелководностью, значительным поступлением терригенного материала, возникновением прибрежных заболоченных участков, а также появлением признаков явно субаэральных обстановок, на что указывают интервалы почвенной переработки верхней части морских толщ, как это видно, например, в разрезах эль-Катрия и Маридо.

Анализ палеорастительности, восстановленной по данным палинологии, позволил выявить общую тенденцию и основные этапы климатических изменений в плиоцен-раннеплейстоценовое время.

Так в конце раннего плиоцена в период максимального (для исследуемого временного интервала) распространения хвойной растительности существовали влажные и относительно прохладные климатические условия. Примерно с 3.4 млн. лет начинается потепление климата при достаточно высокой увлажненности территории, о чем свидетельствует сокращение хвойных в составе древостоя и расширение термофильных пород, таких как дуб, граб, маслиновые.

На рубеже 2.4 млн. лет отмечается похолодание на фоне относительно влажного климата. В это время произрастали смешанные хвойно-широколиственные субтропические леса с участием туги, бука, ликвидамбра. Это похолодание выделяется как на территории Израиля, по данным Горовица* (Horowitz, 1990), так и в северном Средиземноморье, где оно коррелируется с похолоданием претиглия, сопровождавшимся аридизацией климата (Suc, Zagwijn, 1983; Suc, 1984).

С конца позднего плиоцена становится хорошо выраженной полициклическая климатическая изменчивость (сухо-влажно). Периоды аридизации сопровождаются резким сокращением хвойно-широколиственной растительности. Широкого распространения достигают маквисовые и степные растительные группировки. Основным типом растительности становятся вечнозеленые жестколистные леса Средиземноморского типа.

Рубеж 1.8 млн. лет знаменуется похолоданием и незначительным увлажнением климата, который сменяется периодом потепления, отмеченным и в северном Средиземноморье (Gillet, Sauvage, Keraudren, 1978).

В целом, позднеплиоцен-раннеплейстоценовый интервал времени характеризуется полициклической климатической изменчивостью на фоне направленной аридизации и относительного похолодания.

Понижение температур в палеобассейне на рубеже около 2.4 млн. лет назад, а также в конце позднего плиоцена и в начале плейстоцена указывает, по-видимому, на перестройку теплового режима Восточного Средиземноморья в связи с общим похолоданием палеоклимата на континенте.

ВЫВОДЫ

1. Детализировано стратиграфическое расчленение верхнего плиоцена и уточнено положение границы между плиоценом и четвертичными отложениями в Западной Сирии. В изученных разрезах эта граница хорошо маркируется по исчезновению *D. brouweri* и появлению *G. oceanica* на уровне прямонамагнитического эпизода, отождествляемого с эпизодом Олдувей.

2. Для западного побережья Сирии возраст завершающей фазы морской плиоцен-раннеплейстоценовой трансгрессии может быть определен около 1 млн. лет назад. Это событие совпадает с возрастом сицилия – калабрия. Максимум морской плиоценовой трансгрессии приходился на ранний плиоцен и начало позднего плиоцена. В раннем плейстоцене на западе Сирии существовал мелководный морской бассейн.

3. Учитывая новые данные по стратиграфии морских верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений, а также палеонтологические и археологические материалы из разрезов аллювиальных террас в нижней части долины р. Нахр эль-Кебир, можно полагать, что террасы в интервале высот от 100 до 200 м над уровнем моря имеют возраст в пределах от 0.6 до 1 млн. лет назад.

4. Позднеплиоцен-раннеплейстоценовый интервал времени характеризуется полициклической климатической изменчивостью на фоне направленной аридизации и похолодания. По данным палинологии и палеотемпературным измерениям на основании определений Са/Мг в раковинах морских моллюсков отмечается похолодание палеоклимата на рубеже 2.4 млн. лет назад, коррелируемое с похолоданием претиглия Западной Европы.

Работа выполнена по плану Российско-Сирийской экспедиции и программе ГКНТ 1.5.3. (Особенности эволюции крупных экосистем кайнозоя).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Колалонго М.Л., Пасини Д.Ж., Пелоззио Дж. и др. Рассмотрение вопроса о выборе стратотипа неоген-четвертичной границы // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 77 - 86.

Крашенинников В.А. Стратиграфия плиоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М.: Наука, 1971. 238 с.

Лосева Э.И. Атлас позднеплиоценовых диатомей Прикамья. Л.: Наука, 1982. 204 с.

Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Азирре Э. Нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 72 - 77.

Симакова А.Н. Палинология и плиоцен-четвертичная история климата Северо-Западной Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 125 - 131.

Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 210 с.

Чумаков И.С., Юцис В.В. Плиоцен-четвертичные бассейны Восточного Средиземноморья // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 14 - 21.

Ясаманов Н.А. Температурные условия и соленость миоценовых бассейнов Западного Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 18 - 48.

Besanson J., Copeland L., Hours F., Sanlaville P. Sur le Quaternaire de la région de Lattaquie (Syrie) // C. R. Acad. sci. Paris, 1977. Т. 284. P. 16 - 32.

Besanson J. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire continental du Proche Orient. // Colloq. Internat. C.N.R.S., № 558. Prehistoire du Levant. Paris, 1981a. P. 33 - 53.

Besanson J. Chronologie du Pleistocene au Levant // Colloq. Internat. C.N.R.S. № 598. Prehistoire du Levant. Paris, 1981b. P. 145 - 153.

Copeland L., Hours F. La Séquence Acheuleenne du Nahr el Kebir région septentrionale du littoral Syrien // Paleorient. 1978. V. 4. P. 5 - 29.

Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine micropaleontology. 1977. V. 2. № 1. P. 1 - 25.

Geological map of Syria. 1963. Техноэкспорт.

Gillet S., Sauvage J.B. Kerandun; Efude paléontologique du pliopléistocene de Locude et d'Eubee occidentale (Grice centrale) molacologie et palynologie // Ann. Geol. Pays Helleniques. 1977. V. 29. P. 554 - 580.

Horowitz A. Neogene palynostratigraphy, paleoflora and paleoclimatic reconstruction in Israel // Paléobiol. continentale, Montpellier. 1990. V. XVII. P. 245 - 257.

Raffi J., Rio D. Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP site 132-leg (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean) // Riv. ital. Paleontol. 1979. V. 85. № 1. P. 127 - 172.

Rio D., Sprovieri R., Thunell R. Pliocene - lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation of Mediterranean type sections // Bull. Geol. Soc. America. 1991. V. 103. P. 1049 - 1058.

Sanlaville P. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire marin du Levant // Colloq. Internat. C.N.R.S. № 598. Prehistoire du Levant. Paris, 1981. P. 21 - 31.

Suc J.-P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data // Boreas. 1983. № 12. P. 153 - 166.

Suc J.-P. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe // Nature. 1984. V. 307. № 5950. P. 429 - 432.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H., Beard J.H., Jeffords R.M. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Art. 62. Univ. Kansas, 1975. 162 p.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.72+551.21(470.21)

СТРАТИГРАФИЯ И ВУЛКАНИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 1996 г. В. Ф. Смолькин*, П. К. Скуфьин*, Ф. П. Митрофанов*, В. А. Мокроусов**

* Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184200 Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

** Центрально-Кольская геологическая экспедиция, 184280 Мончегорск, ул. Комсомольская, 23, Россия

Поступила в редакцию 17.10.04 г., получена после доработки 20.02.95 г.

Печенгская структура, разрезы которой являются опорными для нижнего протерозоя северо-восточной части Балтийского щита, состоит из Северной и Южной структурно-формационных зон, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями карельского комплекса (эратема, нижний карелий), метаморфизованных от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фаций. На основе анализа ранее опубликованных и новых авторских данных предлагается выделить в пределах Северной зоны следующие свиты (снизу вверх): телевинская, маярвинская, кувернеринйокская, пирттиярвинская, оршоайвинская, лучломпольская, заполярнинская, ждановская, ламмасская, матертская и суппваарская, сопоставимые с сариолием, ятулием и людиковием Карелии. Карельский комплекс в пределах Южной зоны расчленен на каллояурскую и брагинскую свиты, меннельскую, каплинскую и касейокскую толщи, которые отнесены к калевию. На основе палеовулканологического, формационного и геохимического анализа выделяются андезитобазальтовая, трахибазальтовая, толеит-базальтовая, ферропикрит-базальтовая, пикрит-базальт-андезитовая и андезит-дацит-риолитовая вулканогенные формации, сформированные в течение 6 мегациклов магматической деятельности в период 2350 - 1850 млн. лет. Кульминация процессов метаморфического преобразования происходила 1750 - 1700 млн. лет назад. Характер строения разрезов, геохимические и изотопно-геохимические данные хорошо согласуются с моделью внутриконтинентального рифтогенеза в пределах Печенгско-Варзугского пояса, претерпевшего в течение раннего протерозоя полный цикл в своем развитии.

Ключевые слова. Балтийский щит, Печенга, нижний протерозой, стратиграфия, вулканизм, карелиды, геохимия, геохронология.

ВВЕДЕНИЕ

Печенгская структура, расположенная на северо-западе Балтийского (Фенноскандинавского) щита, давно привлекает к себе внимание из-за приуроченности к ней месторождений сульфидных медно-никелевых руд. В то же время результаты ее исследований во многом определили понимание раннепротерозойской истории формирования континентальной коры в Кольской провинции (Загородный, Радченко, 1988). В течение 1987 - 1994 гг. были проведены комплексные геолого-геофизические исследования структуры в рамках государственной программы "Геодинамический проект-50" и российско-норвежского "Северного проекта". В ходе работ была пересмотрена и уточнена стратиграфия карельского комплекса, составлена обновленная геологическая карта структуры масштаба 1 : 50000, расчленены вулканогенные толщи, уточнены геологические взаимоотношения между породами разного состава, в том числе вулканогенными и пространственно сближенными интрузивными образованиями, выделены вулканогенные ассоциации различного генезиса и выполнено геохронологическое датирование магматических пород

Sm-Nd, Rb-Sr, Re-Os, Pb-Pb и U-Pb методами. Для расшифровки первичного генезиса пород и изучения эволюции их состава по разрезу они изучались атомно-абсорбционным, рентгено-флюоресцентным и инструментальным нейтронно-активационными методами.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Печенгская структура (рис. 1) является частью раннепротерозойского Печенгско-Варзугского пояса, который протягивается с перерывом на 600 км от пос. Полмак Северной Финляндии через р. Пасьвик Северной Норвегии до р. Печенга и тундры Кеулик в пределах России, и далее на юго-восток от оз. Имандра через бассейны рек Варзуга и Стрельна до р. Сосновка (горло Белого моря) (Загородный, Радченко, 1988; Смолькин, 1993). Она занимает площадь более 2000 км² и традиционно разделяется на две структурно-формационные зоны: Северную и Южную, которые различаются по характеру залегания пород (соответственно, относительно пологое моноклинальное и крутое изоклинальное), степени метаморфизма (преимущественно зеленосланцевая и амфиболитовая фации), набору породных ассо-

Схема стратиграфических подразделений Северной и Южной зон Печенгской структуры

Эпоха	Комплекс	Надгоризонт	Литостратиграфическое подразделение	Вулканическая, осадочная формация; интрузивный комплекс		
Нижний протерозой	Нижнекарельский	Калевий	Южно-Печенгская зона			
			<i>Пороярвинская серия</i> ⁶ Касейюкская толща ²	Конгломерат-сланцевая, молассоидная Дацит-риолитовый субвулканический комплекс		
			Каплинская толща ⁶ <i>Ансемйюкская серия</i> ⁶ Меннельская толща ⁶ Брагинская свита ⁶ Каллояурская свита ⁵	Андезит-дацит-риолитовая Пикрит-базальт-андезитовая Туфогенно-сланцевая		
			Северо-Печенгская зона			
			Людииковий	<i>Пильгуярвинская серия</i> ¹	Габброверлитовый комплекс	
				Суппваарская свита ⁶ Матертская свита ³ Ламмасская свита ³ (Верхняя продуктивная) Ждановская свита ³ (Нижняя продуктивная) <i>Колосийюкская серия</i> ¹	(Ферро)пикрит-базальтовая Терригенно-сланцевая, флишоидная	
		Верхний ятулий		Заполярнинская свита ⁴ Лучломпольская свита ³ <i>Куэтсъярвинская серия</i> ¹	Толейт-базальтовая Терригенно-туфо-карбонатная	
			Нижний ятулий	Оршоайвинская свита ⁶ Пирттиярвинская свита ⁴ Кувернеринйюкская свита ³ <i>Ахмалахтинская серия</i> ¹	Трахибазальтовая Кварцит-карбонатная	
		Сариолий		Маярвинская свита ⁴ Телевинская свита ³	Андезитобазальтовая Базальная, конгломератовая	
			Сумий	Кеулик-кениримская зона		
		Кеуликская толща ²		Базальтовая Перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс		
		2500 ± 50	Верхний архей	Лопий		

Примечание. Названия серий и свит и их объемы даны по следующим авторам: 1 – В.Г. Загородный и др. (1964); 2 – Э.А. Поляк (1968); 3 – Г.П. Колесников и др. (1972 г.), Е.Д. Чалых и др. (1973 г.); 4 – В.С. Ланев и др. (Козловский и др., 1984); 5 – А.И. Голубев и др. (1984); 6 – авторы данной работы.

циаций, а также составу пород фундамента. Вопрос о структурном и стратиграфическом взаимоотношении двух зон был предметом острых дискуссий (Загородный и др., 1964, 1988; Гилярова, 1976; Поляк, 1968; Предовский и др., 1974, 1987; Козловский и др., 1984). В результате проведенных исследований по вышеназванному проекту выработана обновленная схема стратигра-

фии, которая учитывает как ранее опубликованные данные, так и новые авторские материалы (таблица).

По этой схеме Северная зона сложена породами карельского комплекса с возрастом от 2.4 до 1.9 млрд. лет, а Южная – породами того же комплекса с возрастом около 1.85 млрд. лет. В соответствии со схемой стратиграфии докембрия

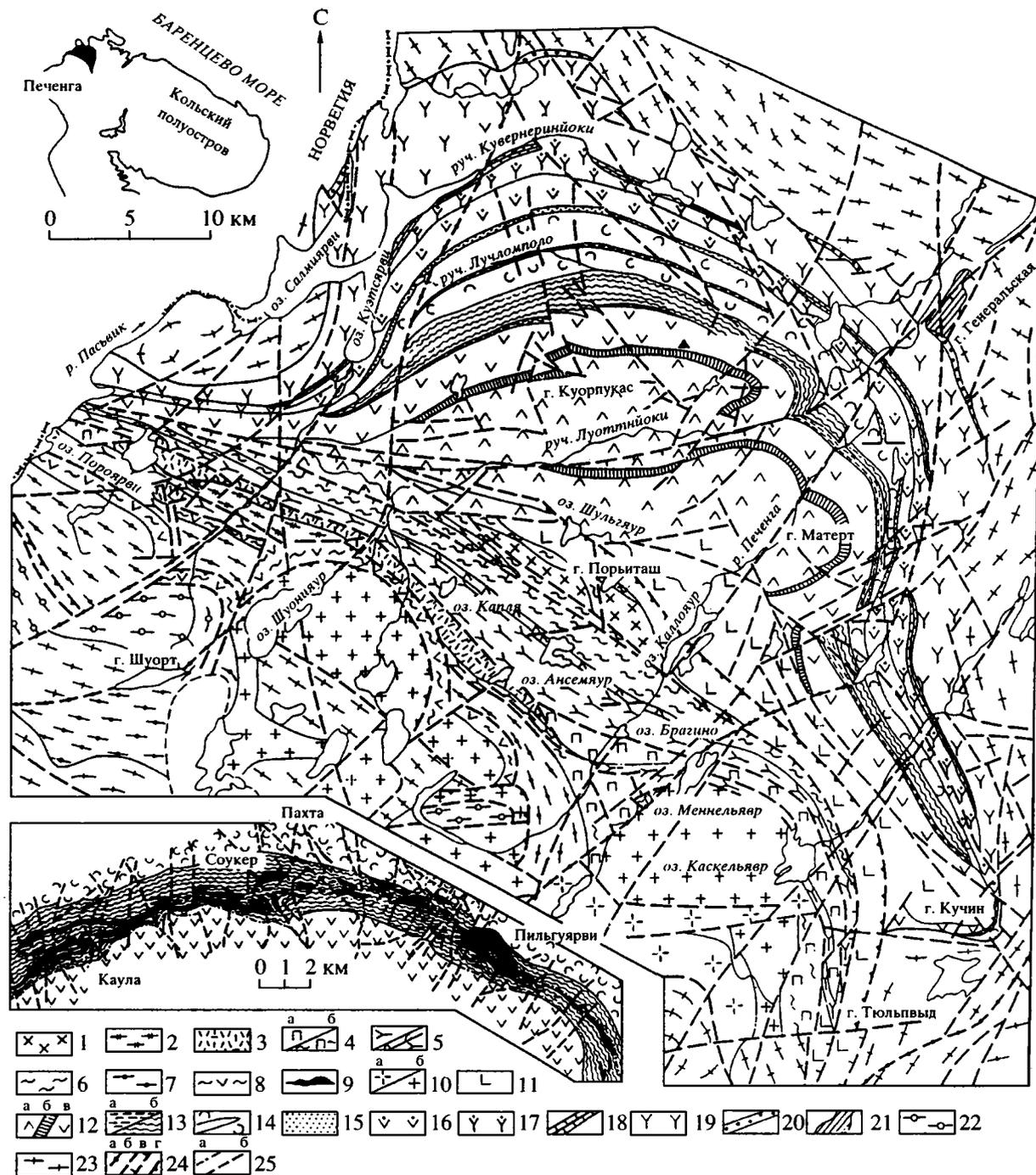


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры, составленная на основе карты масштаба 1 : 50000. На вставке – схема строения Печенгского рудного поля.

1 – дациты I и риолиты II фаз порьиташского субвулканического комплекса; 2 – туфоконгломераты, метагравелиты и песчаники касейюкской толщи; 3 – метаандезиты, дациты, риолиты и их туфы каплинской толщи; 4 – метапикриты, базальты и их туфы, метапесчаники меннельской толщи (а), сланцеватые амфиболиты по пикритам и базальтам (б); 5 – метабазаальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы, метапесчаники брагинской свиты; 6 – метапесчаники, алевролиты, туфы и силициты каллояурской свиты; 7 – биотитовые, двуслюдяные и гранат-слюдистые гнейсы тальинской толщи; 8 – нерасчлененные сланцеватые амфиболиты; 9 – габбро, клинопироксениты, верлиты и серпентиниты печенгского интрузивного комплекса; 10 – диориты, гранодиориты (а), граниты и кварцевые граниты (б) купольных структур (Шуони, Каскель и др.); 11 – базальты суппварской свиты; 12 – толеитовые базальты, ферропикриты и их туфы, кремнистые сланцы верхней (а), средней (б) и нижней (в) толщ свиты матер; 13 – туфы метапикритов и мета-базальтов свиты ламмас (а), метапесчаники, алевролиты, сульфидноуглеродистые сланцы и фосфориты ждановской

России, принятой в г. Уфа (Семихатов и др., 1991), рассматриваемые отложения принадлежат нижнему протерозою (Карелию) должны быть отнесены к следующим подразделениям карелид Балтийского щита: породы Северной зоны – к сариолию, ятулию и людиковию, а породы Южной зоны – к калевию. Верхний возрастной предел определяется синхронными событиями свекофеннской орогении и метаморфизма, которые датируются 1.75 - 1.70 млн. лет. Карельский комплекс в пределах Печенгской структуры подразделен на серии, свиты и толщи в соответствии с требованиями современного стратиграфического кодекса (Стратиграфический кодекс, 1992). Основной таксономической единицей является свита, которая картируется как самостоятельное геологическое тело и имеет четкие стратиграфические контакты. Если такие контакты не установлены или они имеют тектонический характер, вводится название толща. Свиты и толщи объединены в серии на основании либо их принадлежности к единому трансгрессивно-регрессивному циклу (для осадочных образований), либо единых петрохимических трендов (для вулканитов). Для Северной зоны сохранены названия ахмалахтинская, куэтсарвинская, колосйокская и пильгуярвинская серии, которые ранее фигурировали в качестве свит (Загородный и др., 1964). Каждая из них в предлагаемой схеме объединяет от 2 до 4 осадочных и вулканогенных свит (таблица). Пять осадочных и осадочно-вулканогенных свит и толщ Южной зоны составляют две впервые выделяемые серии: ансемйокскую и пороярвинскую. В большинстве случаев мы сохранили прежние названия свит, учитывая их валидность. В ряде случаев, в основном для Южной зоны, были получены принципиально новые данные о строении разрезов и взаимоотношении пород, что послужило основанием для введения новых стратиграфических единиц.

СТРАТИГРАФИЯ И ВУЛКАНИЗМ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ

Архейский комплекс фундамента. На глубине 6842 м Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) пересекла контакт между породами карельского комплекса и архейского фундамента; контакт имеет признаки углового несогласия (Козлов-

ский и др., 1984). Фундамент является гетерогенным и сложен разнообразными гнейсами, амфиболитами, железистыми кварцитами и мигматит-гранитами, традиционно относимыми к кольской серии верхнего архея. По мнению В.Р. Ветрина (Митрофанов и др., 1991), в строении фундамента принимает участие главным образом серогнейсовый комплекс, который выходит на эрозионную поверхность в Северной Норвегии. Породы, как правило, смяты в изоклинальные складки и имеют преимущественно северо-восточное простирание. Наиболее древними породами, судя по цирконометрии, являются тоналитовые гнейсы, вскрытые СГ-3, и обнажающиеся в северном обрамлении структуры и в Северной Норвегии (Бибикова и др., 1993а; Levchenkov et al., 1993). Их возраст колеблется в пределах 2930 - 2903 млн. лет. Гранодиориты района Холмватн (Северная Норвегия) и Туломского массива (южнее г. Мурманска), секущие гнейсы кольской серии, имеют U-Pb возраст 2762 - 2729 млн. лет, плагиограниты из СГ-3 и района г. Заполярного (оз. Питьево) – соответственно 2752 ± 13 млн. лет и 2753 ± 22 млн. лет (Митрофанов и др., 1991; Бибикова и др., 1993а; Levchenkov et al., 1993). Породы архейского фундамента и северного обрамления в последующем претерпели неоднократные метаморфические преобразования и гранитизацию 2.50, 2.45 - 2.30, 2.25 - 2.20, 2.10 - 1.90 и 1.82 - 1.78 млрд. лет назад в связи с многократной протерозойской активацией тектонического режима и процессами базитового магматизма (Дук и др., 1989; Митрофанов и др., 1991; Бибикова и др., 1993а).

Карельский комплекс

Сумий. В пределах собственно Печенгской структуры породы сумия к настоящему времени не установлены. Юго-восточнее ее, среди поля архейских гнейсов, залегает толща амфиболитов, которая слагает возвышенности – тундры Кеулик, Кенирим и Подвыд. Амфиболиты прорываются интрузиями серпентинитов и испытали воздействие гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса. В разрезах толщи преобладают метаморфизованные лавовые образования базальтового состава, в меньшей мере развиты метатUFFы и туффиты. Ранее было установлено, что по строению разрезов и геохимическим особенностям эти породы оказались близкими к metabазальтовым амфиболитам

свиты (б); 14 – толеитовые базальты и сланцы заполярнинской свиты; 15 – метапесчаники, гравелиты и доломиты лучломпольской свиты; 16 – базальты, трахибазальты оршоайвинской свиты; 17 – трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезитодациты и трахиты пирттиярвинской свиты; 18 – кварциты и доломиты кувернеринйокской свиты; 19 – метаандезитобазальты и дациты маярвинской свиты; 20 – базальные конгломераты, гравелиты и песчаники телевинской свиты; 21 – габбронориты, бронзититы и анортозиты массива г. Генеральской; 22, 23 – глиноземистые гнейсы (22), гнейсы амфиболиты и мигматиты (23) позднеархейского комплекса; 24 – тектонические нарушения: долгоживущие, конседиментационные (а), крутопадающие (б), взбросо-надвиги и сдвиги (в), надвиги (г); 25 – взбросо-надвиги (а), взбросы и сдвиги (б) в Печенгском рудном поле.

пурначской и кукшинской свит (Смолякин, 1992), которые являются гипостратотипом для сумийского надгоризонта в Кольской провинции (Проблемы геологии..., 1976). Это позволяет ставить вопрос о наличии сумийских стратифицированных отложений в Печенгском районе.

В северном обрамлении Печенгской структуры залегают многочисленные расслоенные интрузии, сложенные ассоциацией лерцолит-бронзитит-габбронорит-габбродиоритов (г. Генеральская, Карикъявр, Сакен и др.), а также одновозрастные дайки габброноритов. Sm-Nd возраст интрузивных пород г. Генеральской равен 2453 ± 42 млн. лет (Balashov et al., 1993a), а U-Pb – 2505 ± 2 млн. лет (Баянова и др., 1995). Метаморфические преобразования пород расслоенных интрузий сопровождалось гранитными инъекциями. Pb-Pb возраст циркона одной из жил (Карикъявр) определен в 1939 ± 60 млн. лет. В районе южного подножья г. Генеральской (ст. Луостари) скважинами вскрыта элювиальная брекция габброноритов, на которых с угловым несогласием залегают базальные терригенные образования печенгского разреза.

Сариолий. Сариолийские отложения в пределах Северо-Печенгской зоны включают в себя базальный горизонт полимиктовых конгломератов и аркозов телевинской свиты и вулканогенные образования маярвинской свиты общей мощностью от 1600 м (в центре зоны) до 100 - 200 м (на флангах). Эти две свиты объединены в ахмалахтинскую серию, которая сверху ограничена поверхностью регионального выветривания. По данным В.Г. Загородного и др. (1964) и А.А. Предовского и др. (1974), наиболее полные разрезы телевинской свиты вскрыты на северо-восточном окончании оз. Салмиярви (п-ов Кумпула, Телеви) и восточном берегу р. М. Печенга (южнее ст. Луостари). Ранее, до постройки Борисоглебской ГЭС, в районе п-ва Кумпула можно было наблюдать разрез свиты мощностью до 180 м, который разделялся на три крупных ритма примерно равной мощности. В основании ритмов залегают конгломераты и гравелиты в виде грубых косых серий. В составе обломков преобладают плагиограниты, гранодиориты и гранитогнейсы, которые сцементированы гравийным материалом. Средняя и верхняя части ритмов сложены гравийными и грубозернистыми псаммитами. Южнее ст. Луостари мощность свиты возрастает до 250 м. Она полого погружается на юго-восток под вулканы и залегают с угловым несогласием на архейских гнейсах, прорванных многочисленными жилами плагиогранитов, реже плагиомикроклиновых гранитов. В основании разреза залегают валунно-галечные конгломераты, сцементированные темно-серым песчаником. Основная же часть разреза представляет собою ритмичное чередование конгломератов, кососло-

истых гравелитов и псаммитов с примесью (в верхней части) туфового материала. Область сноса, судя по ориентировке косослоистых серий и составу обломков, располагалась на севере и формировалась за счет физического выветривания гранитогнейсового фундамента. По мнению В.З. Негруцы (Смолякин и др., 1995), перенос обломочного материала осуществлялся временными потоками, которые разгружались как в зоне активного воздействия прибойноприбрежного волнения, так и в более удаленной области бассейна. Формирование терригенных отложений, судя по смене фаций, шло в условиях трансгрессии бассейна.

Новые данные о строении телевинской свиты получены на прилегающей территории Северной Норвегии. В районе Неверскруг базальный горизонт свиты залегают на коре выветривания архейских плагиомикроклиновых гранитов. В обнажениях можно наблюдать все переходы от массивных к трещиноватым гранитам, затем крупнощелочатым дресвяникам, дресвяникам с плохоокатанной галькой и, наконец, грубым косослоистым конгломератам и гравелитам с четко выраженной ритмичностью. Мощность ритмов колеблется от 100 до 250 м, общая мощность свиты достигает в локальных участках 1.5 км. В нижних частях ритмов наблюдается грубообломочный валунно-галечный, плохо отсортированный материал, в средней и верхней частях – гравийный материал с хорошо выраженной слоистостью. В валунах и гальке присутствуют плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, амфиболиты, двуслюдянные и гранат-биотитовые гнейсы и железистые кварциты. Последние аналогичны породам из близлежащего месторождения железистых кварцитов Сюдварангер. По характеру строения разрезов данные отложения должны быть отнесены к русловым и дельтовым фациям. Снос материала происходил в направлении с севера на юг. Восточнее, в районе российско-норвежской границы, базальный осадочный горизонт резко выклинивается и вулканогенные породы ложатся непосредственно на гранитогнейсы архейского фундамента. Самый нижний вулканический покров сложен андезитобазальтами с характерной “порфировидно-звездчатой” структурой.

В основании вышележащей маярвинской свиты залегают прослой туфов и маломощные покровы низкотитанистых базальтов и пикритобазальтов, основную же часть ее разреза слагают покровы андезитобазальтов, реже андезитов и андезитоацитов мощностью от 0.5 до 15 - 25 м. Судя по разрезам, вскрытым скважинами IX (рис. 2) и СГ-3 (Козловский и др., 1984), а также наблюдениям в обнажениях, базальты и пикритобазальты залегают преимущественно в нижних и реже средних частях разреза, а кислые вулканы тяго-

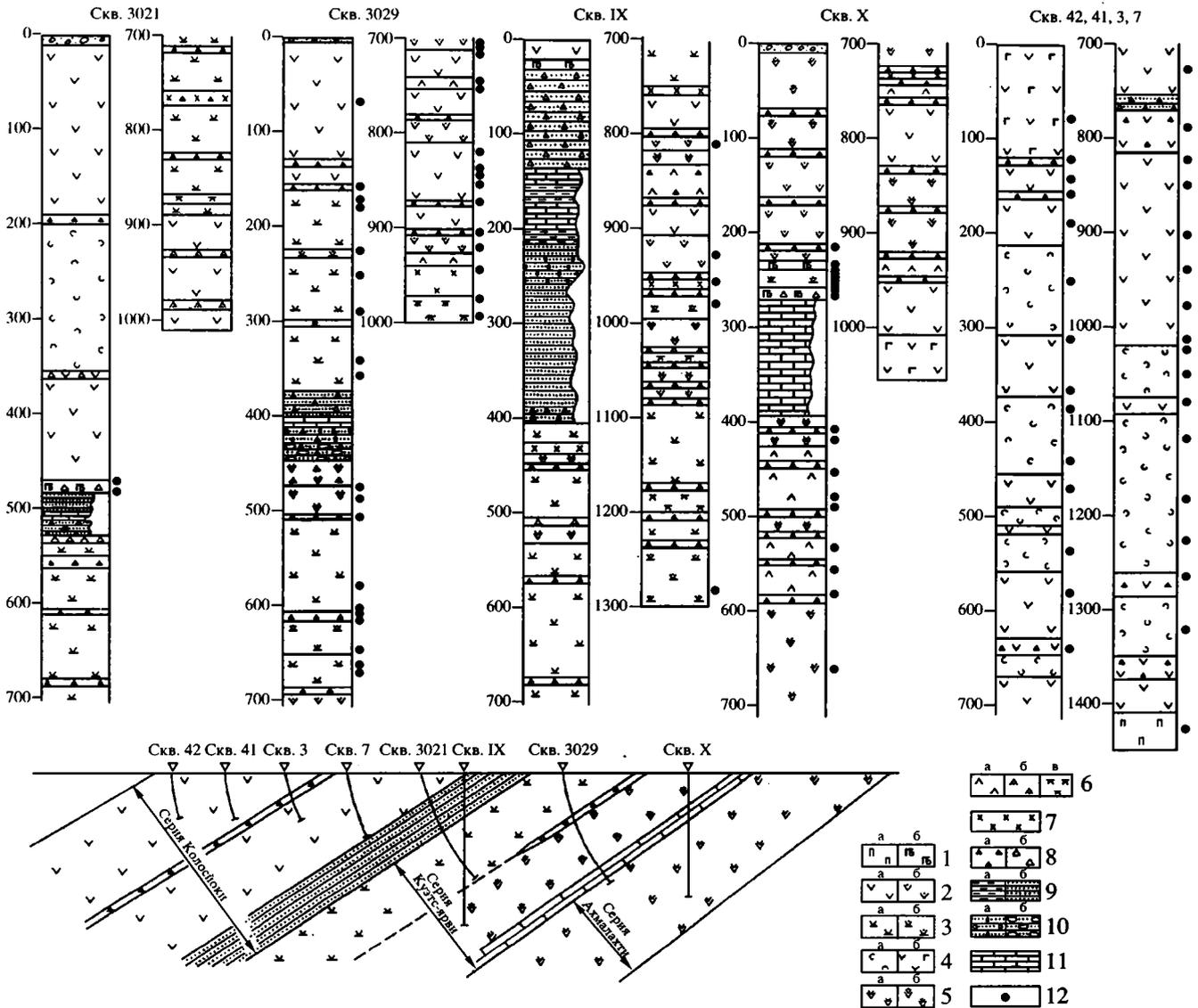


Рис. 2. Стратиграфические колонки ахмалахтинской и кузнецярвинской серий, составленные по материалам бурения (западная часть Печенгской структуры).

1 – пикриты (а) и пикритобазальты (б); 2 – базальты (а) и субщелочные базальты (б); 3 – ферробазальты (а) и субщелочные ферробазальты (б); 4 – шаровые лавы базальтового состава (а) и габбродолериты силлов (б); 5 – андезитобазальты (а) и субщелочные андезитобазальты (б); 6 – андезиты (а), трахиандезиты (б) и ферроандезиты (в); 7 – дациты, риолитодациты; 8 – лавобрекчии, эруптивные брекчии с лавовым цементом (а) и туфы (б); 9 – метатUFFиты и метасадки пелит-алевролитовой (а) и алевролит-псаммитовой (б) размерности; 10 – гравелиты (а) и конгломераты (б); 11 – карбонатные породы; 12 – точки отбора проб.

теют к верхней части. Нижние покровы сложены преимущественно массивными разновидностями, в строении верхних покровов широко развиты миндалекаменные зоны. Кроме лав, встречаются прослой туфов, а также субвулканические пластовые тела метагаббро-долеритов с раскристаллизованной основной массой. Судя по спорадическому появлению шаровых лав, извержения носили в ряде случаев подводный характер. Севернее Печенгской структуры широко развиты дайки северо-восточного простирания, состав которых

аналогичен вулканитам маярвинской свиты. Поэтому можно предполагать, что область последующего вулканизма занимала значительно большую площадь, чем область начального седиментогенеза.

Для андезитобазальтовых вулканитов маярвинской свиты характерным является четко выраженная обогащенность легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и отрицательная Eu-аномалия (рис. 3). По характеру распределения тяжелых РЗЭ относительно хондрита выделяются два типа:

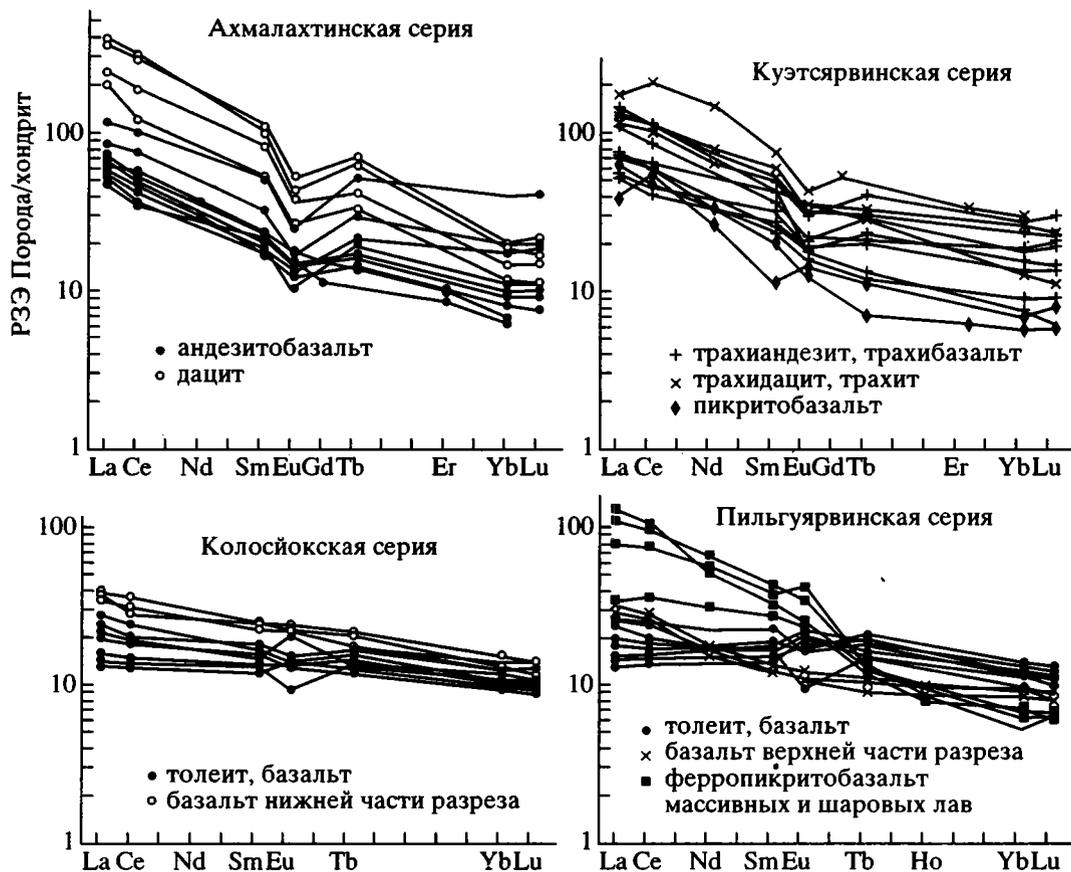


Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для вулканитов Северной зоны. Помимо авторских, использованы данные из работ А.А. Кременецкого, Л.Н. Овчинникова (1986) по СГ-3 и М.В. Минца (1993).

один с нормальным или плоским распределением и другой, наклонный. Данные особенности поведения РЗЭ могут быть связаны с различной степенью контаминации сиалического материала коры базальтовым расплавом (Смолякин и др., 1995).

Pb-Sr возраст вулканитов свиты равен 2324 ± 28 млн. лет (Балашов и др., 1993; Смолякин и др., 1995), а комагматические им дайки Кейвской структуры (р. Ача) имеют Sm-Nd возраст около 2314 млн. лет (Fedotov, Amelin, 1992). К сожалению, исследование цирконов с целью датирования вулканизма маярвинского времени пока не увенчались успехом.

Нижний ятулий. Отложения, коррелируемые с нижним ятулием, выделены в куэтсарвинскую серию, которая объединяет три свиты. Первая из них – кувернеринйокская (общей мощностью до 400 м) залегает на коре выветривания андезитобазальтовых вулканитов маярвинской свиты. Наиболее полные ее разрезы вскрыты по ручью Кувернеринйоки и в нижнем течении ручья Луоттнйоки (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974). Свита также была полностью пересечена скв. IX (рис. 2). В основании ее залегают

хлорит-карбонатные сланцы мощностью до 0.4 м. В обобщенном разрезе свиты, по данным В.З. Негруцы (Смолякин и др., 1995), выделяются три ритма. Два нижних ритма представляют собою градационно-ритмичное чередование разнозернистых полевошпат-кварцевых и аркозовых красноцветных гематитсодержащих метапсаммитов, реже гравелитов и гематит-мартитовых кварцевых конгломератов, с метаалевролитами, карбонатсодержащими метапелитами и доломитами. Верхний ритм внизу сложен разнозернистыми метапсаммитами и гравелитами, вверху – доломитами и их брекчиями. Для нижней половины разреза характерным является тонкая горизонтальная слоистость, для верхней – чередование косой, волнистой и косоволнистой слоистости, а также поверхности размыва, деформации подводного оползания и нептунические дайки. В доломитовом карьере (руч. Луоттнйоки) вскрыты два горизонта строматолитовых доломитов, разделенных онколитовыми доломитами. Строматолиты представлены *Murmania sidorenkia* Lubts., которая близка к *Sundia Butin* из ятулийских отложений Карелии (Любцов, 1979). Накоп-

ление осадков происходило, по данным А.М. Ахмедова (Предовский и др., 1974) и В.З. Негруцы (Смолькин и др., 1995), в условиях слабовыраженного придонного волнения и течения, при умеренной сейсмичности, в режиме трансгрессии бассейна. По особенностям строения и состава метаосадки данной свиты наиболее близки к образованиям янгозерского горизонта нижнего ятулия Центральной Карелии, отличаясь большей ролью карбонатного материала (Геология Карелии, 1987).

Метаосадочные породы кувернеринйокской свиты согласно перекрываются вулканитами субщелочного состава пирттиярвинской свиты мощностью от 150 - 250 до 1000 м. Для этих вулканитов характерна гомодромная последовательность пород: в основании разреза залегают метатифы и маломощные лавовые покровы пикритобазальтов, в средней и верхней частях – трахибазальты и трахиандезитобазальты. Последние слагают лавовые покровы мощностью от 0.5 до 25 м и горизонты лавобрекчий, туфолав и туфов. Лавовые потоки часто имеют верхнюю миндалекаменную зону, сложенную более кислыми или щелочными (дациты и трахиты) породами. Встречаются отдельные пластовые тела дацитов субвулканического типа. Rb-Sr возраст вулканитов свиты равен 2214 ± 54 млн. лет (Balashov et al., 1993b; Смолькин и др., 1995).

Выше субщелочных вулканитов залегает достаточно выдержанный маркирующий горизонт туфоконгломератов и туфосланцев мощностью от 10 до 40 м, который часто подстилается и перекрывается шаровыми лавами. В составе галек и вулканических бомб резко преобладают подстилающие вулканиты, тогда как в составе сланцев большую роль играют продукты разложения преимущественно вулканогенного материала в условиях водной среды. Наиболее полный разрез горизонта можно наблюдать на восточном склоне горы Оршоайви (Предовский и др., 1974), откуда он прослеживается в широтном направлении, выклиниваясь только на западном и восточном флангах Печенгской структуры (рис. 1).

Выше по разрезу залегают вулканиты смешанного состава, которые мы, в отличие от предыдущих исследователей, выделяем в самостоятельную оршоайвинскую свиту, так как соответствующие отложения четко выделяются в разрезе и хорошо прослеживаются на площади. Наиболее представительный разрез свиты, который может рассматриваться как стратотип, вскрыт на склонах г. Оршоайви. Кроме того, полные ее разрезы пересечены скважинами IX и 3021 (рис. 2). Оршоайвинская свита сложена преимущественно покровами массивных, реже шаровых лав базальтов, а также прослоями туфов и субвулканическими телами трахиандезитобазальтов и

дацитов. Таким образом, при переходе от пирттиярвинской свиты к оршоайвинской наблюдается четко выраженная смена вулканитов субщелочного типа вулканитами нормального типа. Судя по переслаиванию вулканитов разного состава, происходила постепенная смена магматических источников. Необходимо отметить, что вулканиты подобного состава практически отсутствуют в протерозойских отложениях Карелии и Финляндии, что свидетельствует о специфике геотектонического режима формирования Печенгской структуры и всего Печенгско-Варзугского пояса.

Для вулканитов обеих свит выявлено обогащение легкими РЗЭ и, в ряде случаев, Eu-аномалия (рис. 3). Наиболее обогащенными являются трахиты, наименее обогащенными – пикритобазальты, что хорошо коррелируется с понижением общей щелочности пород. При этом породы разного состава имеют постепенные переходы. Это может свидетельствовать об их генетическом родстве. При переходе от вулканитов андезитобазальтовой формации к вулканитам трахибазальтовой формации наблюдается четко выраженное вырождение Eu-аномалии и спектров с плоским характером распределения тяжелых РЗЭ.

Все исследователи признают преимущественно наземный характер извержений куэтсарвинской серии, о чем свидетельствует наличие кор поверхностного выветривания и шлаковых корок черного цвета с высокой степенью окисленности железа (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1974, 1987). Извержения базальтовых расплавов носили главным образом трещинный характер и лишь эпизодически происходили подводные излияния, продуктами которых являются шаровые лавы. Извержения расплавов кислого и щелочного составов происходили через аппараты центрального типа, один из которых вскрыт эрозией на окраине г. Заполярного, в основании памятника защитникам Заполярья. Для таких аппаратов характерным является наличие большого количества эруптивных брекчий, в составе которых установлены граниты, гранитогнейсы и амфиболиты. По типу разрезов, характеру вулканических извержений и геохимическому составу вулканитов пирттиярвинская свита хорошо сопоставляется с умбинской свитой, залегающей в центральной части Имандра-Варзугской структуры (Проблемы геологии..., 1976; Предовский и др., 1987; Смолькин, 1992).

Верхний ятулий. Возрастные аналоги верхнего ятулия в Северо-Печенгской зоне выделены в колосйокскую серию, которая залегает на коре выветривания вулканитов оршоайвинской свиты. В основании серии залегают красноцветные аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, доломиты, яшмы и туффиты лучломпольской свиты общей мощностью от 80 до 150, реже до

400 м. Наиболее полный ее разрез был известен севернее пос. Никель, в районе руч. Лучломполо (Загородный и др., 1964; Поляк, 1968; Предовский и др., 1974). Свита пересечена новыми скв. IX и 3021 на полную свою мощность (рис. 3). При движении снизу вверх по ее разрезу можно наблюдать смену грубозернистых терригенных отложений тонкоотмученными и карбонатными, а затем углеродисто-кремнистыми и параллельное изменение текстур от массивных через грубо-косослоистые и волнисто-косослоистые к мелко-косоволнистым. Характерной особенностью пород свиты, помимо красноцветности, является обогащение калием, что отмечалось многими исследователями. Основным источником обломочного материала были подстилающие вулканиты приттярвинской и оршоайвинской свит, а также прорывающие их субвулканические тела. К верхней части красноцветных доломитов приурочены биогермы строматолитов *Conophyton minusculus Semikh.*, аналогичные описанным из афебских отложений Канады (Любцов, 1979). Разрезы свиты завершают карбонат-хлоритовые и карбонат-серцит-хлоритовые сланцы мощностью от 5 до 60 м, возникшие, судя по реликтовым текстурам, за счет туффитов и витрокластических туфов базальтового и (или) пикритового состава. По составу и строению разрезов лучломпольская свита наиболее близка к нижней части туломозерского горизонта верхнего ятулия Центральной и Северной Карелии (Проблемы геологии, 1976; Геология Карелии, 1987). На верхний ятулий Карелии приходится максимум обилия и разнообразия строматолитовых ассоциаций и интенсивное карбонатонакопление, что совпадает с широкой ятулийской трансгрессией, впервые покрывшей Карельский кратон (Геология Карелии, 1987; Семихатов, Раабен, 1994). Для Печенгского бассейна также предполагается трансгрессивный характер седиментогенеза в верхнеятулийское время (Смолякин и др., 1995).

По данным Ю. Карху (Karhu, 1993), карбонатные породы кувернериньокской и лучломпольской свит четко различаются по изотопному составу углерода – в среднем, 7.0 ± 1.0 и $1.2 \pm 0.8 \delta^{13}C\%$, соответственно. Подобная же закономерность установлена им и для других структур Карелии и Финляндии, что свидетельствует о четко выраженном и резком изменении климатических условий на границе нижнего и верхнего ятулия.

Контакт метаосадков лучломпольской свиты и вышезалегающих вулканитов заполярнинской свиты в ряде случаев (руч. Лучломполо, СГ-3) осложнен тектоническими нарушениями различного возраста. В основании разреза заполярнинской свиты, расположенного в 2 км на запад от оз. Лучломполо, и в керне СГ-3 (глубина 4616 - 4647 м) залегают интенсивно рассланцованные лавовые

потоки ферропикритов с 15 - 19% MgO (Предовский и др., 1974; Козловский и др., 1984). Они зафиксировали первое проявление ультраосновного вулканизма в Печенгской структуре (Смолякин, 1992). Хорошо обнаженные разрезы свиты можно наблюдать в районе г. Заполярный и вдоль новой автотрассы г. Заполярный–пос. Никель на отрезке Заполярный–Пахта.

Заполярнинская свита в центральной части Печенгской структуры разделяется на две толщи, между которыми залегает маломощный (до 70 м), прерывисто развитый горизонт туфоагломератов и туфосланцев (рис. 3). Суммарная мощность обеих толщ составляет на поверхности 1600 м, в СГ-3 – 2000 м. Эти толщи сложены массивными (72%) и более редкими шаровыми (23%) лавами, а также лавобрекчиями, туфобрекчиями, туфоагломератами, гиалокластитами и туфами (5%), которые секутся пластовыми силловыми телами офитовых габбро. При переходе от первой толщи ко второй сокращается мощность покровов, которая колеблется от 0.5 до 20 м, и усиливается общая контрастность разрезов. Мощность туфов не превышает 3 - 5 м. Вулканиты заполярнинской свиты сформировались, судя по наличию шаровых лав и гиалокластитов, в результате трещинных подводных излияний.

По спектрам РЗЭ, нормированных к хондриту, вулканиты обеих толщ приближаются к MORB, отличаясь небольшим обогащением легкими РЗЭ (рис. 3). Поэтому они отнесены к одной толеит-базальтовой формации, знаменующей собою переход к режиму интенсивного растяжения земной коры. Rb-Sr возраст вулканитов равен 2114 ± 52 млн. лет (Balashov et al., 1993b, Смолякин и др., 1995). Аналогичного состава вулканиты и дайки ятулия Центральной Финляндии (Пиипполанмяки, Китсу), судя по данным U-Pb цирконометрии, имеют возраст 2113 ± 4 млн. лет (Pekkarinen et al., 1991).

Людиковий. Отложения, относимые к данному надгоризонту, расчленены на две туфогенно-осадочные (ждановская и ламмасская) и две вулканогенные (матертская и суппваарская) свиты, образующие пильгуярвинскую серию (таблица). Ждановская свита, сложенная преимущественно терригенными отложениями, залегает на базальтах заполярнинской свиты без признаков перерыва и углового несогласия. Она является вмещающей для многочисленных интрузивных тел габброверлитов, несущих промышленное сульфидное медно-никелевое оруденение, и поэтому ранее часто фигурировала под названием “продуктивная толща”. Наиболее полные ее разрезы вскрыты в Восточном рудном узле (Ждановский, Западный и Южный карьеры) Печенгского рудного поля. В центральной части рудного поля она пересечена СГ-3 (Козловский и др., 1984). Свита

непрерывно протягивается на восточный фланг Печенгской структуры, в район г. Кучин, а также на западный ее фланг, до дороги Никель–Раякоски. В районе российско-норвежской границы она выклинивается и вновь появляется уже на норвежской территории, южнее Скогфосс (Melezhik, Sturt, 1994).

Вышележащая ламмасская свита характеризуется невыдержанными мощностями (от 5 - 10 до 400 - 600 м) и резким преобладанием туфов базальтового и ферропикритового состава. Нижняя ее граница проводится по появлению псифитовых туфов, интенсивно измененных гипергенными процессами. Наибольшие раздувы мощностей свиты установлены в районе ручьев Ламмас и Валас, а также в карьере Котсельваара, тогда как в районе г. Кучин она полностью выклинивается. В районе Верхнее Киерджипори поисковыми скважинами в составе свиты были пересечены несколько горизонтов лавобрекчий ферропикритов общей мощностью до 600 м (Скуфьин, Федотов, 1989), которые зафиксировали второй уровень ультраосновного вулканизма.

Существуют несколько схем расчленения ждановской и ламмасской свит. Л.И. Увадьев (1968), а затем А.А. Предовский и др. (1974) выделили в ее составе несколько горизонтов или ритмично-слоистых пачек. По материалам Н.Б. Бекасовой (1978), данные свиты отвечают полному трансгрессивно-регрессивному циклу, который подразделяется на три цикла второго порядка. Первый цикл состоит из базальной алевропелитовой, псаммитовой и псаммит-пелитовой пачек, второй – из фосфоритоносной гравийно-псаммито-пелитовой и карбонатно-пелитовой пачек, а третий цикл – из туфогенно-осадочной и туфогенно-вулканогенной пачек. Важной особенностью описываемых свит является наличие прослоев черных сульфидно-углеродистых сланцев с высоким содержанием органического вещества, линз фосфатоносных конгломератов и кремнистых сланцев, карбонатных, фосфатных, кремнистых и сульфидных конкреций. В пределах ламмасской свиты отмечаются линзовидные прослой галек и отдельные валуны, сложенные преимущественно плагиогранитами, гранито-гнейсами и кварцитами, которые, по мнению М.А. Гиляровой (1976), могут быть отнесены к айсберговой фации.

По данным литологических исследований, размещение бассейнов седиментации и изменение фаций и мощностей осадочных образований в ждановское и ламмасское время контролировалось системой консидементационных разломов, а высокоградиентные перемещения блоков приводили к резкой смене фаций даже на небольших площадях (Предовский и др., 1974; Бекасова, 1978). Выделяются три фациальных подзоны: за-

падная, характеризующаяся развитием наиболее глубоководных отложений; центральная, с преобладанием грубообломочных отложений конусов выноса и прибрежно-мелководных участков, в том числе конкреционных фосфоритов; восточная (оз. и руч. Ламмас), в которой значительно увеличивается доля туфогенного материала (Голубев и др., 1984). В сложении разновозрастных толщ структуры Пасьвик Северной Норвегии также велика роль туфогенного материала основного состава (Melezhik, Sturt, 1994).

По данным А.А. Предовского и др. (1974, 1987) и Н.Б. Бекасовой (1978), формирование осадков ждановской и ламмасской свит происходило в мелководных условиях компенсированного прогибания при достаточно стабилизированном тектоническом режиме. В отличие от этого, В.З. Негруца (Смолькин и др., 1995) обосновывает глубоководный характер осадконакопления, основываясь на турбидитовой ритмичности метаосадков. По характеру строения разрезов, ритмичности и составу пород ждановскую и ламмасскую свиты можно отнести к терригенно-сланцевой флишоидной формации.

Центральная, ядерная, часть Северной зоны сложена вулканогенными образованиями основного и ультраосновного состава. В районе Печенгского рудного поля они согласно перекрывают метаосадки ламмасской или ждановской свит, а на западном фланге Печенгской структуры несогласно ложатся на породы пириттиярвинской свиты. Область развития упомянутых вулканитов разделена консидементационными разломами на три блока: Куорпукасский, Матертский и Суппварский (рис. 1). Два первых сложены вулканитами матертской свиты, а последний – суппварской. В результате проведенных палеовулканологических исследований и изучения новых структурных скважин удалось расчленить матертскую свиту на несколько толщ.

Нижняя толща, имеющая среднюю мощность 1600 м, сложена переслаивающимися покровами массивных и шаровых лав базальтов, горизонтами лавобрекчий, туфов, туффитов и гиалокластитов основного состава и линзами сульфидно-углеродистых сланцев. К нижней и верхней частям разреза тяготеют расслоенные потоки ферропикритов, образующих третий и четвертый уровни ультраосновного вулканизма. Вторая толща сложена высококремнеземистыми туфогенно-осадочными образованиями, которые образуют маркирующий горизонт, непрерывно прослеженный на протяжении более 20 км от оз. Островного (на востоке) до г. Куорпукас и далее до российско-норвежской границы (на западе). Мощность толщи колеблется от 5 - 10 до 200 - 300 метров. Она сложена закономерно чередующимися высококремнеземистыми тонкоотмученными массивными,

горизонтально- и косослоистыми хемогенными отложениями типа силицитов и туфосилицитов (часто с карбонатными и кремнистыми конкрециями) и неравномерно-мелкообломочными отложениями гравийной размерности, которые образуют несколько ритмов, разделенных поверхностями размыва (Смолькин, 1992). В пределах ритмов спорадически наблюдается косая слоистость и текстуры подводных оползаний. В ряде случаев верхний ритм завершается сульфидно-углеродистыми сланцами. На северном склоне г. Куорпукас данные отложения залегают на лавовых потоках ферропикритов, в кровле которых обнаружена монтмориллонитовая кора подводного выветривания (Смолькин, 1992). В составе обломочной фракции, помимо нижележащих базальтов, ферропикритов, а также кварцитов и кислых туфов, присутствуют участки рапакиви-подобные граниты с граптофировой структурой, подобные позднеархейским (2.7 - 2.6 млрд. лет) гранитам Финской Лапландии из района севернее оз. Инари.

Как известно, высококремнеземистые образования являются типичным членом эффузивно-туфогенно-кремнистых формаций фанерозоя, формирующихся в областях подводного вулканизма. Судя по широкому развитию шаровых лав и гиалокластитов, наличию зон гальмиролиза и другим признакам, и в нашем случае извержения магматических расплавов происходили в подводных, по-видимому, глубоководных условиях. Время осадконакопления определено по Pb-Pb возрасту циркона из грубообломочных пород района оз. Островное (Восточный фланг) – 1970 ± 5 млн. лет (Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992).

Третья толща матертской свиты пересечена структурной скв. 3077-IV (оз. Шульгяур). Она сложена массивными и шаровыми лавами базальтов, гиалокластитам, редкими линзами туфов и сульфидно-углеродистых сланцев общей мощностью 1500 м. В средней части разреза (г. Двойная, оз. Шульгяур) наблюдается чередование массивных и шаровых лав, расслоенных потоков ферропикритов, которые образуют пятый уровень ультраосновного вулканизма.

Венчает разрез Северной зоны впервые выделенная нами суппваарская свита. Она залегают в пределах структуры аналогичного названия, имеющей в большинстве случаев тектонические ограничения и четко выделяющейся на всех магнитных картах. В результате картировочных работ установлено, что вулканы матертской свиты при движении к флангам Северной зоны постепенно выклиниваются, а суппваарские вулканы продолжают на юго-восточный фланг уже Южной зоны, в район тундры Тюльпвид и оз. Песчаное (рис. 1). Типовые ее разрезы располагаются в среднем течении р. М. Печенга, райо-

нах г. Суппваара и оз. Шульгяур. В отличие от матертской свиты, суппваарская свита имеет однообразное строение и сложена монотонно чередующимися мощными покровами массивных и шаровых лав базальтов; в ее разрезах отсутствуют ферропикриты и высококремнеземистые отложения. Общая мощность ее достигает 1700 м.

Среди вулканических матертской и суппваарской свит в среднем 47% составляют массивные и 40% шаровые лавы, 1% лавобрекчии и 8% туфы основного состава, 4% ферропикриты и их туфы, но в суппваарской свите резко повышается доля шаровых лав (70%). Вулканизм носил преимущественно глубоководный характер, подводные склоны часто были сильно расчлененными, что приводило к резкому изменению мощностей покровов, факультальному переходу массивных лав в шаровые и формированию турбидитовых потоков с градационной слоистостью. Увеличение мощности туфов базальтов в районе оз. Островное и постепенная редукция их в направлении к Куорпукаскому блоку может свидетельствовать о миграции центров извержений на юг. Вулканизм сопровождался внедрением даек метадолеритов и пикродолеритов двух возрастных групп, которые секут осадки и никеленосные интрузии габброверлитов, залегающие в пределах ждановской свиты.

В пределах площади развития метаосадочных и вулканогенных пород пильгяурвинской серии широко развиты линзовидные тела (силлы) офиитовых габбро. Они близки по геохимическим особенностям к толеитовым базальтам матертской свиты и на этом основании отнесены к их комагматам (Предовский и др., 1974; Кременецкий, Овчинников, 1986). В тектонических деформациях они ведут себя как монолиты и часто располагаются в фронтальных частях надвиговых структур, осложняющих строение свит.

Для упомянутых толеитовых базальтов и офиитовых габбро характерен плоский характер распределения РЗЭ, что приближает их к MORB (рис. 3). Однако от последних они отличаются положительными аномалиями К, Rb и Ba. Это может быть связано с процессами контаминации сиалической коры материнскими расплавами, что возможно в условиях континентальной коры. Толеитовые базальты ждановской и матертской свит практически не различаются по спектрам РЗЭ. По этому же параметру близкими являются матертские вулканы центральных частей Печенгской структуры и ее юго-восточного фланга (г. Кучин), несмотря на различную степень их метаморфизма (пренит-пумпеллитовая и амфиболитовая фации). Для metabазальтов суппваарской свиты Северной и Южной зон устанавливается заметное обогащение легкими РЗЭ. Ферропикритовые вулканы и комагматические им интрузивные габброверлиты отличает

сильное обогащение легкими РЗЭ и относительное обеднение тяжелыми РЗЭ (рис. 3), а также обогащение FeO и Fe₂O₃ (более 14%), Cr, Ni, Ti, Zr, P₂O₅ и S (Смолькин, 1992; Hanski, 1992). Для ферропикритов различных уровней, но однотипных фаций (массивные и шаровые лавы, расслоенные потоки, лавобрекчии и туфы) наблюдается значительное геохимическое сходство, что предполагает устойчивость состава материнских магм в течение длительного периода.

Результаты анализа геохимических и изотопно-геохимических данных позволяют предположить одновременное существование двух независимых мантийных источников: деплетированного, малоглубинного для толеитовых базальтов и метасоматически преобразованного, глубинного для ферропикритов (Смолькин, 1992). Для карбонатов из известковистых конкреций, известняков и доломитов кувернеринийокской, лучломпольской и ждановской свит, по данным Ю.А. Балашова (Смолькин и др., 1995) характерным является высокое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7067 - 0.7095$, что предполагает значительный привнос в бассейн радиогенного Sr из окружающего архейского обрамления. Вышеперечисленные геохимические и изотопно-геохимические данные не подтверждают гипотезу об океаническом типе коры и существовании обширного океанического бассейна в ятулийско-людиковийское время, разрабатываемую М.В. Минцем (1993) и поддерживаемую В.А. Мележиком и Б. Стюртом (Melezhik, Sturt, 1994).

Формирование расслоенных потоков ферропикритов датируются Sm-Nd методом (минеральная изохрона) в 1980 ± 40 млн. лет; с этой датировкой совпадают Re-Os (1980 ± 67 млн. лет) и Pb-Pb (1980 - 1955 млн. лет) оруделения (Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992; Смолькин и др., 1995). Rb-Sr возраст валовых проб metabазальтов равен 1980 ± 34 млн. лет (Balashov et al., 1993b; Смолькин и др., 1995). Полученные данные принимаются нами в качестве реперных для людиковского надгоризонта в Кольском регионе. Аналогичными по Sm-Nd возрасту являются пикриты Ончозерского силла суйсарского горизонта Онежской мульды (1980 ± 27 млн. лет) (Пухтель и др., 1992), что подтверждает отнесение изученных образований к людиковию. К разновозрастным комплексам принадлежат толеитовые базальты района Коли-Калтимо Центральной Финляндии, имеющие Sm-Nd и U-Pb возраст, соответственно, 1985 ± 80 млн. лет и 1965 ± 10 млн. лет (Vuollo et al., 1992). Внедрение долеритовой дайки в северное обрамление Печенгской структуры, судя по Sm-Nd данным, произошло несколько позднее – 1908 ± 10 млн. лет назад (Fedotov, Amelin, 1992; Смолькин и др., 1995). Этой датой, по-видимому, ограничивается минимальный возрастной предел формирования отложений людиковского

надгоризонта в описываемом районе. Синхронно формировались эндербиты в расположенном южнее Колвице-Лапландском гранулитовом поясе, возраст которых (1925 ± 80 млн. лет) совпал с возрастом гранулитового метаморфизма (Бибилова и др., 1993б).

СТРАТИГРАФИЯ И ВУЛКАНИЗМ КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ЗОНЫ

Геологической границей между Северной и Южной зонами обычно считают плоскость Порьиташского разлома, которая прослеживается южнее вершин Порьиташ и Лак-Порьиташ и, судя по геофизическим данным, падает на юг под углами 50° - 60°.

Геологическое строение Южной зоны до сих пор остается предметом острых дискуссий, так как в ее разрезах принимают участие более высокометаморфизованные породы различного состава, смятые в изоклинальные складки и претерпевшие локальный динамометаморфизм. В 50 - 70-е годы обозначались три основные модели строения этой зоны. Н.А. Курылева (1948 г.), а затем Л.И. Увадьев, Ю.И. Филимонов, А.А. Предовский, П.К. Скуфьин и другие геологи породы Южной зоны объединили в осадочно-вулканогенную толщу (с 70-х годов – серию) и считали, что она моложе, чем свиты Северной зоны. Л.И. Иванова (1953 г.), а также В.Г. Загородный с соавторами (1964) в пределах Южной зоны выделяли несколько толщ, каждая из которых коррелировалась со свитами Северной зоны. В результате предполагалось существование южного крыла Печенгского синклиория. Близкую точку зрения развивали А.И. Голубев и др. (1984), которые сланцы района оз. Каллояр Южной зоны считали аналогом “продуктивной толщи” Северной зоны. В отличие от этого, М.А. Гилярова (1976) и Э.А. Поляк (1968) породы Южной зоны отнесли к тундровой серии, подстилающей карельский комплекс.

В результате проведенных картировочных и научно-тематических работ, в общем разрезе Южной зоны нами выделены шесть свит и толщ, нижняя из которых (суппварская) прослеживается из Северной зоны и принадлежит раннекарельскому комплексу, а пять верхних в своем распространении ограничены только Южной зоной и отнесены нами к позднекарельскому комплексу или калевию (таблица).

Калевий. Опорные стратиграфические разрезы калевия (ранее именуемые ливвием) на российской территории Балтийского щита располагаются в Приладожье и Прионежье (Геология Карелии, 1987; Семихатов и др., 1991). Ими являются разрезы ладожской и бесовецкой серий, в составе которых резко преобладают терригенные

отложения – конгломераты, аркозы, кварциты и различные сланцы. Данные серии с угловым несогласием перекрывают отложения людиковия, ятулия и архейский фундамент. В пределах изученной Печенгской структуры и всего Печенгско-Варзугского пояса полных аналогов подобных калевийских отложений не найдено. В то же время в северной части Финляндии (Центральная Лапландия) на калевийском уровне, наряду с конгломератами, кварцитами и песчаниками, широко развиты вулканы среднего и кислого, а также субщелочного состава группы ланнио с возрастом 1.88 млн. лет, которые перекрываются конгломератами и песчаниками группы кумпу. Подобная ситуация, как мы увидим ниже, характерна и для Южно-Печенгской зоны, что безусловно свидетельствует в пользу различных геотектонических режимов в калевийское время в пределах Карельского и Кольского кратонов.

Калевийские отложения Южной зоны мы расчленяем на две серии – ансемйокскую и пороярвинскую, первая из которых объединяет каллояурскую, брагинскую свиты, и меннельскую толщу, а вторая – каплинскую и касейокскую толщи. Непосредственно на метабазах суппваарской свиты (в центре структуры) или на породах матертской свиты (на западном фланге) залегают туфогенноосадочные породы каллояурской свиты, которые слагают нижнюю часть разреза Южной зоны (рис. 4; таблица). В канавах, вскрывающих нижний контакт свиты (северо-западнее оз. Пороярви), наблюдается согласное залегание маломощной пачки метатуфов, метатуфопесчаников и метатуфогравелитов андезитового состава на шаровых нерассланцованных лавах матертских метабазах. Плоскость контакта падает под углом 35° на юг. Выше по разрезу метатуффиты последовательно сменяются пачками ритмично-слоистых углеродистых сланцев, силицитов и карбонатсодержащих филлитов (450 м), серицитовых и серицит-карбонатных метаалевролитов (700 м), туфопесчаников и филлитов (200 м), и, наконец, углеродисто-серицит-карбонатных метапелитов и метаалевролитов (450 м), среди которых залегают отдельные покровы метабазах и метапикриобазальтов. Сланцы прорываются экструзивными телами дацитов и риолитов гор Порьиташ и Лак-Порьиташ, которые оказывают на них контактовое воздействие.

В рассматриваемой свите, наряду с сульфидно-углеродистыми, развиты высокоуглеродистые сланцы с низкими содержаниями серы, что может быть обусловлено уменьшением влияния синхронного вулканизма и эксгаляционных процессов и увеличением глубины бассейна. Практически все метаосадки каллояурской свиты неизменно обеднены титаном, железом и некоторыми микроэлементами и в них устанавливается постоянная примесь туфового материала андезитового

состава, что отличает их от метаосадков ждановской и ламмасской свит.

Для метаосадочных пород каллояурской свиты, по данным А.М. Ахмедова (Голубев и др., 1984) и А.А. Аведисян (Смолякин и др., 1995), характерным является сочетание флишеподобного ритмичного, горизонтального и мелкосерийного типов слоистости и текстур подводного оползания, подобных тем, которые описаны для глубоководных турбидитовых отложений современных океанов. В целом для метаосадочных отложений матертской-ламмасской свит и рассмотренной каллояурской свиты устанавливается различный характер трансгрессивно-регрессивных циклов, обусловленный, прежде всего, различной глубиной бассейнов, разной скоростью их прогибания и заполнения терригенным материалом, а также изменением климатических условий.

Выше по разрезу наблюдается последовательность метавулканитов и метаосадков, которую мы выделяем в качестве самостоятельной брагинской свиты. Она имеет двухчленное строение и начинается относительно мощной толщей массивных и шаровых лав метабазах, пластов лавобрекчий, гиадокластитов и сланцев, которые прорваны пластовыми телами (силлами) офитовых метагаббро. Данная толща имеет максимальную мощность в районе оз. Ансемяур, она полностью выклинивается западнее оз. Пороярви и восточнее р. Печенга. В верхней части ее разреза метавулканиты переслаиваются с метаосадками и метатуфами, намечая переход к вышележащей туфогенно-осадочной толще той же свиты мощностью от 400 - 700 м на флангах Южной зоны и до 2500 м в ее центре, в районе оз. Брагино. Соотношение пород различного состава сильно меняется по простиранию данной толщи: в районе оз. Пороярви преобладают пирокластические образования андезитового состава, в районе оз. Капля наблюдается равное соотношение между туфами и туффитами, а в районе оз. Брагино основную часть разреза занимают серицитсодержащие метаосадки. Среди туфогенно-осадочных пород брагинской свиты выделены хлорит-карбонатные и биотит-хлорит-карбонатные сланцы (метатуфы среднего состава), хлорит-карбонатные и тремолит-хлорит-карбонатные сланцы (метатуфы пикритового состава), углеродисто-карбонатные, углеродисто-хлоритовые и серицитхлоритовые сланцы (туффиты), углеродистые и углеродисто-серицитовые сланцы (метаосадки с примесью туфогенного материала). В пределах верхней толщи широко развиты пластовые тела гранофировых метаандезитобазальтов, метабазах и метапикриобазальтов. Таким образом, уже на начальном этапе формирования Южной зоны развивались контрастные типы вулканизма: преимущественно эксплозив-

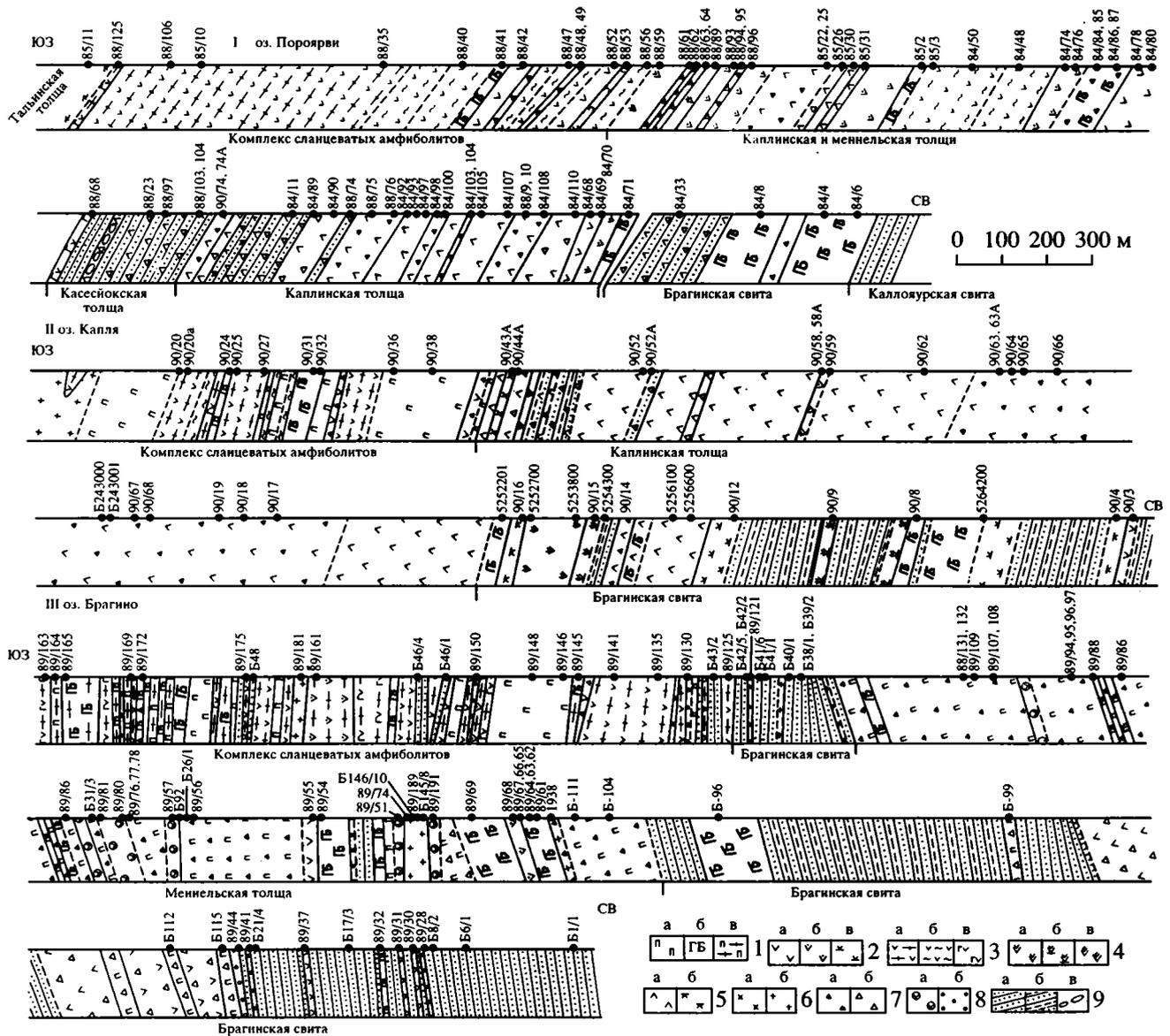


Рис. 4. Схематические разрезы Пороярвинского (I), Каплинского (II) и Брагинского (III) опорных участков Южной зоны. 1 – пикриты (а), пикритобазальты и магнезиальные базальты (б), сланцеватые амфиболиты по пикриту или пикритобазальту (в); 2 – базальты (а), субщелочные базальты (б) и ферробазальты (в); 3 – сланцеватые амфиболиты по базальту (а), рассланцованные базальты (б), габброидериты силлов (в); 4 – андезитобазальты (а), ферроандезитобазальты (б) и субщелочные андезитобазальты (в); 5 – андезиты (а) и ферроандезиты (б); 6 – дациты (а) и субщелочные риолиты (б); 7 – лавобрекчи и эруптивные брекчи (а), туфы (б); 8 – щелочные базальты гибридного происхождения (а), кварц-магнетитовые породы (б); 9 – метапесчаники (а), переслаивающиеся метапесчаники и метапелиты (б), туфоконогломераты (в).

ный андезитовый и эффузивный базальтовый и пикритобазальтовый.

Средняя часть разреза Южной зоны представлена вулканогенными образованиями двух разнотипных ассоциаций, которые мы выделили в две самостоятельные толщи – менельскую и каплинскую. Прямые возрастныe взаимоотношения между ними остаются до сих пор неизвестными, так как толщи разделены разломом и залегают в пределах одной узкой приразломной структуры, ко-

торая имеет тектонические ограничения. Существенным доводом в пользу разновозрастности этих толщ служит то, что породы менельской толщи продолжают геохимические тренды, установленные для вулканитов брагинской свиты, а породы каплинской толщи образуют самостоятельные, резко отличные тренды (см. ниже). На основании этих данных мы считаем эти толщи не только разновозрастными, но и относим их к разным (ансемйокской и пороярвинской) сериям (таблица).

Наиболее полный разрез вулканитов меннельской толщи вскрыт в районе оз. Брагино, где их мощность составляет 2000 м. Основная часть разреза сложена метапикритами, метапикритобазальтами и metabазальтами, в резко подчиненном количестве встречаются субвулканические образования риолитодацитов и субщелочных риолитов. Метапикриты преимущественно слагают лавобрекчии или кластолавы, реже туфы, которые составляют более 60% общего разреза. Метапикритобазальты и metabазальты образуют покровы массивных, миндалекаменных или вариолитовых, реже шаровых лав, иногда разделенных между собою пластами гиалокластитов, метатуфов или автобрекчий. Нарращивание общего разреза толщи, судя по замерам в шаровых лавах, происходило в южном направлении.

Отдельные фрагменты меннельской толщи обнаружены на северо-западном берегу оз. Пороярви и на норвежской территории, в районе Пасьвик, где наблюдается очень пестрый по составу разрез, сложенный покровами кластолав и туфолав пикритового состава, отдельными покровами массивных и шаровых лав, горизонтами грубообломочных туфов и пачкой вулканомиковых метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов пикритового состава. В пределах последней наблюдается ритмичная слоистость, сложные конседиментационные текстуры оползания и нептунические дайки.

Юго-западнее озер Брагино и Меннель (западнее купола Каскель) обнажена толща сланцеватых амфиболитов, которая ранее сопоставлялась с базальтами пильгуярвинской свиты (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1987). В результате выполненных исследований удалось установить, что эти амфиболиты образовались по пикритам, пикритобазальтам и базальтам, очень близким по геохимическим характеристикам, в том числе по спектрам РЗЭ (рис. 5), к вулканитам меннельской толщи. Это позволяет отнести сланцеватые амфиболиты к фрагментам меннельской толщи, а не коррелировать их с вулканитами ма-тертской свиты Северной зоны.

Для пород брагинской свиты выявлены два типа спектров РЗЭ, нормированных к хондриту (рис. 5): а) плоский, который близок к спектру толлейтовых базальтов матертской свиты; и б) относительно обогащенный легкой фракцией РЗЭ. Второй тип спектров может быть обусловлен взаимодействием базальтовых расплавов и пород гранитогнейсового фундамента или процессами контаминации, что подтверждается геохимическими и изотопно-геохимическими данными (Смолякин и др., 1995). Таким образом, в течение брагинского времени произошло четко выраженное изменение состава вулканитов, режима подъема и извержения магматических расплавов.

Для меннельской толщи и толщи (комплекса) сланцеватых амфиболитов, обнаженной юго-западнее оз. Брагино, характерным являются породы умеренно обогащенными легкими РЗЭ. Они имеют между собою постепенные переходы, несмотря на различный химический состав (метапикриты и metabазальты), что позволяет предположить их генетическое родство. Метавулкани-ты секутся жильными гранит-сиенитпорфирами, сильно обогащенными легкими, но обедненными тяжелыми РЗЭ. В ряде случаев спектр жильных пород осложнен отрицательной Eu-аномалией.

Более молодые отложения Южной зоны, как мы уже писали, выделены в качестве пороярвинской серии, которая включает в себя вулканогенную каплинскую и терригенную касейокскую толщи. Наиболее полный разрез каплинской толщи мощностью до 2000 м обнажен на восточном берегу оз. Пороярви. Разрез сложен туфолавами с риолит-дацитовыми обломками и андезитовой основной массой (50%), агломератовыми метатуфами (10%), метатуфопесчаниками и метатуфогравелитами (30%) и экструзивными метаандезитами (10%). Юго-восточнее оз. Пороярви резко преобладают metabазальты, магнезиальные метаандезиты и метаандезитобазальты (до 70%), меньшую роль играют туфолавы и туфы метаандезитобазальтов. Второй по мощности разрез расположен в районе оз. Капля, который сложен преимущественно экструзивными метаандезитами и туфолавами метаандезитодацитов (80%), а также лавами и туфами метаандезитового состава.

Для метавулкаников каплинской толщи и пород экструзивных массивов г. Порыташ выявлено относительное обогащение РЗЭ и, особенно, легкими. Различия между ними заключаются в наличии устойчивой отрицательной Eu-аномалии в экструзивных породах, которая может быть обусловлена фракционированием полевого шпата. Судя по характеру спектров РЗЭ, кислые вулканиты и породы экструзий принадлежат одной генетической серии. В то же время они хорошо отличаются по спектрам РЗЭ, а также по пороодообразующим компонентам, от гранитов-гранодиоритов куполов Шуони и Каскель, Pb-Pb возраст которых колеблется от 2180 - 2140 млн. лет (Минц и др., 1989) до 1945 - 1940 млн. (Ветрин, 1988) соответственно. Эти различия не позволяют нам объединить в один комагматический комплекс породы экструзий и куполов, как это предполагали ранее В.Р. Ветрин (1988) и М.В. Минц (1993).

Метаосадочные породы касейокской толщи слагают блок, который расположен восточнее оз. Пороярви и ограничен субширотными тектоническими нарушениями (рис. 1). Общая мощность толщи в центральной части блока достигает 400 м, в юго-восточном и северо-западном направлениях она резко выклинивается. В северном

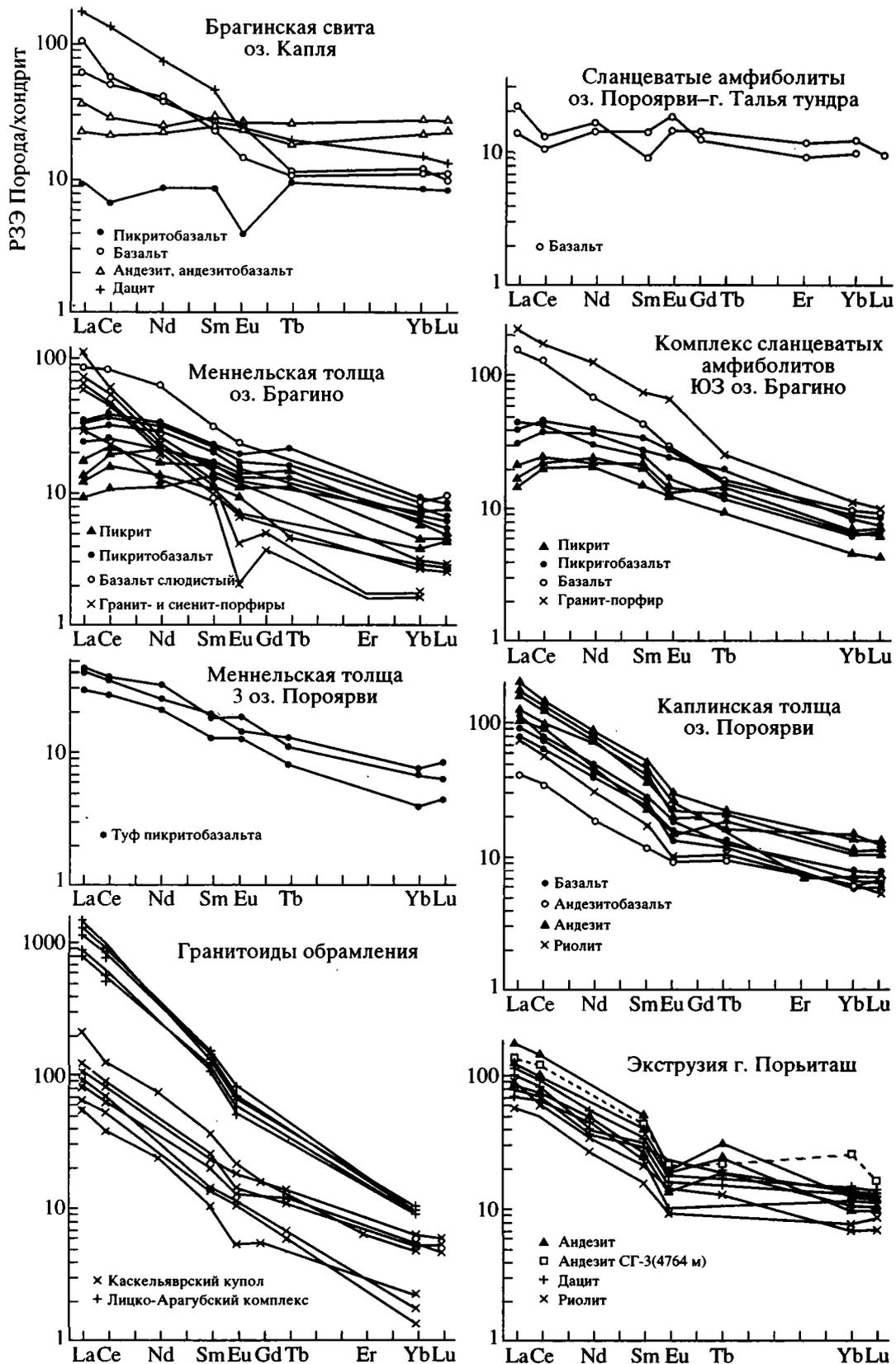


Рис. 5. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для метавулканитов Южной зоны и гранитоидов обрамления. Помимо авторских, использованы данные для гранитоидов из работы М.В. Минца (1993).

борту блока (район руч. Касесйоки), в основании видимого ее разреза, залегает пачка интенсивно рассланцованных туфоконгломератов мощностью до 40 м, обладающих признаками градационной слоистости: в основании каждого микроритма залегают метатуфоагломераты и метатуфогравелиты, которые вверх постепенно переходят в псефитовые и псаммитовые метатуфопесчаники. В составе обломков установлены вулканы различного состава, в том числе гранофировые андезиты и риолиты с флюидальной текстурой. Химический состав цемента отвечает субщелочному базальту. Выше по разрезу залегают ритмично-слоистые слюдистые граувакковые метапесчаники и метаалевролиты. В пределах площади развития пород толщи широко развиты субвулканические пластовые тела ферродолеритов мощностью от 5 до 15 м. Касесйокская толща ясно отличается по характеру строения разрезов и составу метаосадочных и субвулканических пород от ранее рассмотренных толщ или свит. Можно предположить, что она моложе них и завершает разрез Южной зоны.

Надежные изотопно-геохронологические данные для пород Южной зоны в настоящее время отсутствуют. Rb-Sr датировки валовых проб развитых здесь метабазальтов (оз. Ансемяур) – метапикритов (оз. Брагино) и андезитов–риолитов (оз. Пороярви), равны 1865 ± 58 и 1855 ± 54 млн. лет (Balashov et al., 1993b), и, видимо, определяют лишь минимальный возрастной предел рассмотренных образований. Близкими по возрасту могут быть вулканы среднего и кислого состава формации латваряви группы лаинио Центральной Лапландии Финляндии, имеющие U-Pb возраст 1883 ± 5 млн. лет (Lechtonen et al., 1992).

Одним из ключевых вопросов геологии Южной зоны является возрастное положение экстрезивных массивов гор Порьяташ и Лак-Порьяташ, которые приурочены к северному краю Южной зоны, образуют серию кулисообразно расположенных линзовидных тел, прорывают метаосадки каллояурской свиты и содержат ее ксенолиты. Аналогичные образования пересечены скважиной СГ-3 на глубине 4673 - 4784 м (Козловский и др., 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986). Центральная и прикровельная части наиболее мощных экстрезивных тел сложены лейкократовыми дацитами, а приподошвенная – андезито-дацитами, обогащенными фенокристаллами пироксена. Андезито-дациты прорваны линзовидными или субизометрическими телами эруптивных брекчий риолитового состава второй фазы. Породы экстрезивных массивов очень близки по спектрам РЗЭ к метавулканикам каплинской толщи, но четко отличаются от гранитоидов орогенного Лицко-Арагубского комплекса (рис. 5). Аномально высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7088 \pm 19$ в дацитах и риолитах и наличие в них несколько морфотипов

цирконов, в том числе по данным термо-ионной эмиссии с возрастом 2520 и 2440 млн. лет (Balashov et al., 1993b; Смолькин и др., 1995), подтверждают широкое участие корового материала в генерации магматического расплава. Данные, полученные Rb-Sr методом для валовых проб (1718 ± 29 млн. лет), совпали с возрастом регионально-метаморфических процессов, и поэтому не могут характеризовать время внедрения экструзий. На основе вышеизложенного, наиболее достоверным является предположение о комагматичности и одновозрастности вулканических отложений каплинской толщи и субвулканов г. Порьяташ.

На основании общего характера строения разрезов Южной зоны, особенностей состава туфогенно-осадочных и вулканических образований и анализа их геохимических особенностей выделяются туфогенно-сланцевая, пикрит-базальт-андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, конгломерат-сланцевая формации и дацит-риолитовый субвулканический комплекс (таблица), которые характеризуют геодинамический режим преимущественного сжатия.

Все без исключения породы Южной и Северной зон претерпели разновозрастные метаморфические преобразования с формированием единой регионально-метаморфической зональности. Основной пик метаморфизма, судя по изучению Sm-Nd, Re-Os и Rb-Sr систем в магматических породах и сульфидных рудах, приходится на период 1750 - 1700 млн. лет (Смолькин и др., 1995). Одновременно в архейском фундаменте происходили процессы гранитизации. Так, U-Pb возраст циркона из жильных гранитов, пересекающих фундамент в скважине СГ-3, равен 1754 ± 7 млн. лет (Митрофанов и др., 1991).

В заключение необходимо отметить, что на основе ранее проведенного формационного анализа магматических образований всего Печенгско-Варзугского пояса, отнесенного к раннепротерозойской рифтогенной системе, были выделены четыре этапа его геотектонического развития: предрифтогенный, раннерифтогенный, поздне-рифтогенный и орогенный (Смолькин, 1992, 1993). На предрифтогенном этапе (2.5 - 2.3 млрд. лет) формировались преимущественно мантийно-коровые образования нормальной щелочности с высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042$ и расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового состава с отрицательными значениями ϵ_{Nd} (-1, -2). На раннерифтогенном этапе (2.3 - 2.2 млрд. лет) происходили преимущественно наземные извержения мантийных расплавов с повышенной щелочностью ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7035$). На поздне-рифтогенном этапе, или этапе максимального раздвига рифтогенной системы, уменьшения мощности сиалической коры и фор-

мирования глубокоководных троговых долин, внедрялись расплавы из двух независимых источников: малоглубинного толеит-базальтового ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7021$) и глубинного ферропикритового ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032$; $\epsilon_{\text{Nd}} = +1.5$; $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} = 0.935 \pm 0.031$). В конце этого этапа были созданы условия в промежуточных очагах для их частичного смешивания. На заключительном, или орогенном этапе (1.9 - 1.8 млрд. лет), произошла смена мантийных расплавов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7029$) мантийно-коровыми и коровыми ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7043$), а затем орогенез и зональный метаморфизм (1.8 - 1.7 млрд. лет). Таким образом, на примере Печенгской структуры, как западного фрагмента Печенгско-Варзугского пояса, мы имеем дело с полным циклом развития рифтогенной системы: от начала зарождения до его полного раскрытия, а затем до захлопывания и орогенеза.

ВЫВОДЫ

1. Печенгская структура, как часть раннепротерозойского, длительно развивавшегося (более 500 млн. лет) Печенгско-Варзугского пояса, является одним из немногих примеров рифтогенных структур, прошедших полный цикл в своем развитии – от заложения и раздвига (но без образования океанической коры) до захлопывания и орогении. Она состоит из двух структурно-формационных зон (Северной и Южной), в пределах которых установлен единый стратиграфический разрез карельского (нижнепротерозойского) комплекса. Последний перекрывают с угловым несогласием глубоко метаморфизованные образования позднего архея (2.9 - 2.7 млрд. лет) и расслоенные интрузии раннего протерозоя (2.50 - 2.45 млрд. лет).

2. Карельский комплекс, вскрытый эрозией в моноклинально построенной Северной зоне и имеющий здесь суммарную мощность более 8.5 км, расчленен на 11 свит туфогенно-осадочного или вулканогенного состава, которые могут быть отнесены к сариолийскому, нижне- и верхнеятулийским и людиковийскому надгорizontам. В пределах сложнодислоцированной Южной зоны выделены 5 свит и толщ смешанного вулканогенно-туфогенно-осадочного состава общей мощностью до 3 км, которые отнесены к калевийскому надгорizontу, завершающему в изученном районе общий разрез карельского комплекса.

3. Печенгский палеобассейн был заложен на архейской гранитогнейсовой коре континентального типа после эндогенной активизации, внедрения расслоенных интрузий и продолжительной пенепленизации суши. По мере развития палеобассейна базальная конгломератовая формация (сариолий) сменилась кварцит-карбонатной, а затем терригенно-туфокарбонатной и терригенно-сланцевой, или флишоидной формациями (яту-

лий - людиковий). На этапе закрытия палеобассейна (калевий) сформировалась конгломерат-сланцевая, или молассоидная, формация.

4. Вулканогенные ассоциации Печенгской структуры сформировались в течение шести мегациклов, разделенных периодами преимущественного осадконакопления, и резко различаются составом вулканитов и условиями их образования. По времени устанавливается переход от мантийно-коровых образований (сариолий) к разноглубинным мантийным (людиковий) и вновь к мантийно-коровым и коровым (калевий). Процессы активного вулканизма в Южной зоне (1865 - 1855 млн. лет) были близки по времени с гранитообразованием в Колвицо-Лапландском гранулитовом поясе (1884 ± 18 млн. лет) и синхронны со свекофеннской активизацией мантийных и коровых процессов в Карелии и Финляндии (1900 - 1860 млн. лет).

Авторы выражают благодарность д-ру Бриану Стюарту, одному из руководителей Геологической службы Норвегии за помощь в проведении работ в Северной Норвегии, В.Г. Загородному, В.З. Негруце и А.М. Ремизовой за активное обсуждение схем стратиграфии Печенгской структуры, А.М. Ахмедову и М.А. Семихатову за критические замечания, высказанные при прочтении рукописи.

Работа завершена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 95-05-15203.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Федотов Ж.А., Скуфьин П.К. Rb-Sr-датирование нижней вулканогенной толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Геохимия, 1993. № 12. С. 1769 - 1774.
- Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Яковенчук В.Н. Первая находка бадделеита в расслоенной интрузии г. Генеральской (Кольский регион) // Докл. РАН. 1995 (в печати).
- Бекасова Н.Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1978. С. 113 - 122.
- Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Киркозова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. АН СССР. 1993а. Т. 332. № 3. С. 360 - 363.
- Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авьякан Р.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993б. 1, № 2. С. 215 - 234.
- Ветрин В.Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 20 - 33.
- Геология Карелии / Ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.

- Гилярова М.А. Стратиграфия и структура Печенги. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 96 с.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 193 с.
- Дук Г.Г., Кольцова Т.В., Бибикина Е.В. и др. Проблемы глубинного петрогенеза и возраста Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 72 - 86.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии // М.-Л.: Наука, 1964. 207 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Козловский Е.А. (гл. ред.). Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Любцов В.В. О строматолитах печенгского комплекса нижнего протерозоя (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1979. 247. № 2. С. 419 - 422.
- Миц М.В., Цюнь О.В., Соболев Э.В. Время формирования лапландских гранулитов, гранит-мигматитовых куполов и зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 83 - 91.
- Миц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1994. № 1. С. 39 - 56.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Смирнов Ю.П. и др. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Митрофанов Ф.П. (ред.). Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. С. 42 - 52.
- Поляк Э.А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 111 - 118.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона / Соколов В.А. (ред.). Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1976. 72 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А. и др. Sm-Nd возраст суйсарской свиты на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1992. 326. № 4. С. 706 - 711.
- 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.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Ст. 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. 2. № 6. С. 10 - 33.
- Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. Пикритовые шаровые лавы в разрезе раннедокембрийских вулканитов Печенгской структуры // ДАН СССР. 1989. Т. 305. № 4. С. 956 - 962.
- Смолякин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смолякин В.Ф. Кольская (Печенга-Варзугская) рифтогенная система // Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Щеглов А.Д. (отв. ред.). СПб.: Недра, 1993. С. 24 - 63.
- Смолякин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Митрофанов Ф.П., Смолякин В.Ф. (ред.). Апатиты: КНЦ АН СССР, 1995. 240 с.
- Стратиграфический кодекс / Жамойда А.И. (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Увадьев Л.И. Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги // Сов. геология. 1968. № 7. С. 31 - 41.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precamb. Res. 1993a. V. 64. № 1 - 4. P. 197 - 205.
- Balashov Yu.A., Vertin V.R., Gannibal L.F. et al. New data on geochronology of the Pechenga structure and its framing // The Svecofennian Domain, Annual Meeting of IGCP-275. Turku, Finland, 23 - 24 August, Abstracts. 1993b. P. 7 - 8.
- Fedotov Zg.A., Amelin Yu.V. Dyke magmatism on the Kola Peninsula, as reflecting Proterozoic activity of the Belomorian mobile zone in adjacent stable megablocks // International IGCP symposium, IGCP Project-275, 257. Petrozavodsk, Sept. 7 - 17. 1992. Abstracts. P. 20 - 22.
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V.F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Soc. Finland. 1990. № 62. P. 123 - 133.
- Hanski E. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Bull. Geol. Surv. Finland. 1992. № 367. 192 p.
- Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Bull. Geol. Surv. Finland. 1993. № 371. 87 p.
- Lehtonen M.I., Manninen T., Rastas P., Räsänen J. On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finland Central Lapland // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity, 1992. P. 65 - 85.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. New geochronological data from the Sør-Varanger district of Finnmark, Norway, and Kola Peninsula, Russia // 1st International Barents Symposium, 21 - 24 October 1993. Kirkenes, Norway. Abstracts. Nor. Geol. Unders, 1993. P. 42.
- Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the north-eastern Baltic Shield // Earth Sci. Rev. 1994. V. 36. P. 205 - 241.
- Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in the Kiihtelysvaara - Tohmajarvi district, eastern Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. 1991. 357. 30 p.
- Vuollo J., Piiraniemi T., Huhma H. Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dyke swarms in the Koli-Kaltimo area, Eastern Finland - their geological significance. Bull. Geol. Surv. Finland. 1992. № 363. 30 p.

Рецензенты А.М. Ахмедов, М.А. Семихатов

УДК 564.8:551.733(571.151)

КОНОДОНТЫ ЯРОВСКОГО ГОРИЗОНТА (НИЖНИЙ СИЛУР) ГОРНОГО АЛТАЯ

© 1996 г. А. М. Ворожбитов

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

Поступила в редакцию 24.05.93 г.

Ключевые слова. Конодонты, нижний силур, Горный Алтай, яровский горизонт, зона.

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа посвящена раннесилурийским конодонтам Северо-Западной части Горного Алтая, выделенным из верхней половины стратотипического разреза яровского горизонта (р. Иня) и одновозрастных с ним разрезов по р. Громотуха (рис. 1).

Терригенно-карбонатные отложения верхнего лландовери, обнажающиеся у подошвы и на склонах г. Россыпная в правобережье р. Яровка были первоначально названы яровскими слоями (Кульков, 1967), а позднее предложены в качестве стратотипа одноименного горизонта (Кульков, 1974). Стратотипический разрез охарактеризован остатками табулят, ругоз, брахиопод, а у кровли содержит прослой граптолитоносных сланцев. Верхнелландоверийский возраст этого интервала определяется комплексом граптолитов: *Retiolites angustoides* (Elles et Wood), *Monoclimacis griestonensis kettneri* (Boucek), *Monograptus priodon* (Bronn), *Oktavites falx* (Suess) (Сенников, 1976), а также брахиоподами, в том числе *Brachiprion arepasea* (Dav.) (Кульков, 1989). Однако большая часть брахиопод из-за плохой сохранности определена до рода или представлена видами-эндемиками, дающими лишь косвенные указания на возраст. Граптолиты, в свою очередь, редки и найдены на 1 - 2 уровнях у кровли разреза. Помимо этого, отложения яровского горизонта, представленные пестрым набором пород (Кульков, 1989), неустойчивы в фациальном отношении и подвержены быстрому замещению по латерали. Примером может служить соотношение разрезов I и II (см. ниже). В зависимости от различных условий обитания, которым соответствуют разнообразные типы отложений, в яровское время менялся и состав сообществ фауны, что существенно затрудняет корреляцию разрезов. Для комплексного обоснования возраста яровского горизонта перспективным представляется использование конодонтов, которые встречаются как в раковинной, так и в граптолитовой фациях. До настояще-

го времени силурийские конодонты на Алтае изучены не были, и данная работа в какой-то мере восполняет этот пробел.

Материал. Автором были опробованы 2 разреза в пределах стратотипической местности. Это разрез на юго-юго-восточном (I) и восточном (II) склонах горы Россыпной, а также 2 разреза (III, IV) по правому берегу р. Громотуха. Активное участие в работе принимали Дрожжин М.Ю.,

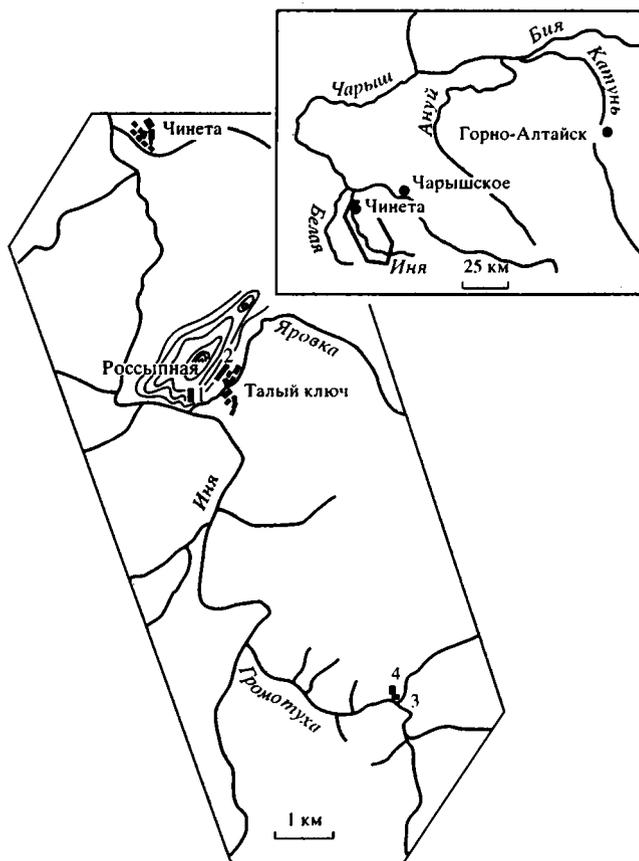


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов. 1, 2, 3, 4 – номера разрезов.

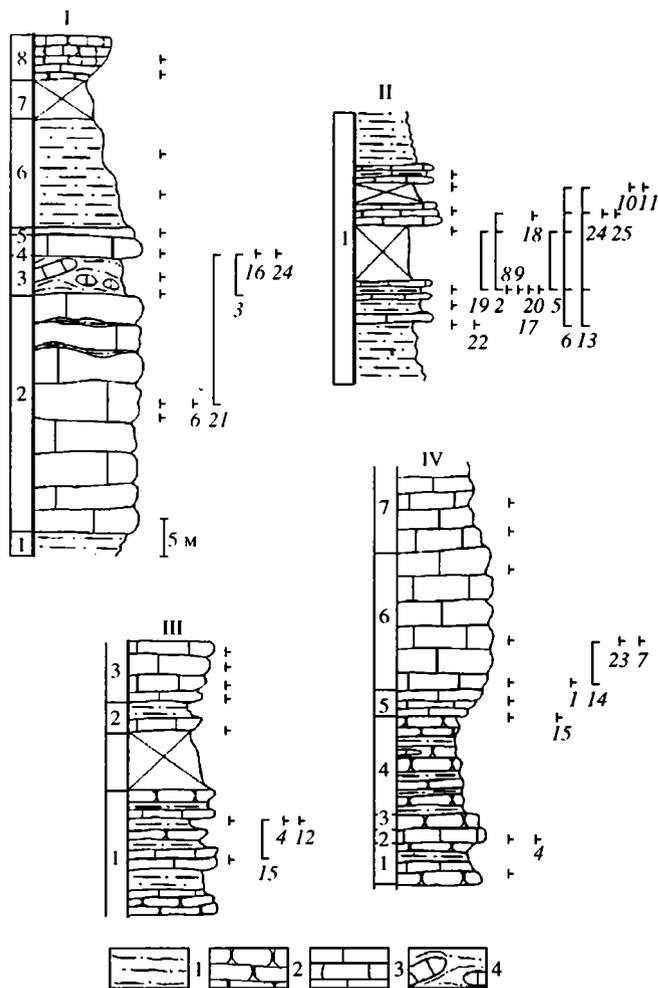


Рис. 2. Расположение конодонтов по разрезам.

I, II, III, IV – номера изученных разрезов; 1, 2, 3 и т.д. – номера слоев.

Конодонты: 1 – *Apsidognathus tuberculatus* s. l.; 2 – *Ap. t. arcticus*; 3 – *A. n. sp.* Armstrong 1990; 4 – *Ap. sp.*; 5 – *Aulacognathus bullatus*; 6 – *Distomodus staurogathoides*; 7 – *D. sp.*; 8 – *Johnognathus huddleji*; 9 – ? *Oulodus fluegeli*; 10 – *Oulodus sp.*; 11 – *Ozarcodina cf. excavata*; 12 – *Ozarcodina pirata*; 13 – *Panderodus gracilis*; 14 – *P. unicosatus*; 15 – *P. sp.*; 16 – *Pseudobelodella silurica*; 17 – *Pseudoneothodus tricornis*; 18 – *Pterospathodus amorphognathoides*; 19 – *P. celloni*; 20 – *P. pennatus pennatus*; 21 – *P. cf. praeamorphognathoides*; 22 – *P. sp.*; 23 – *Tuxekania sp.*; 24, 25 – Gen. and sp. indet 1, 2.

Породы: 1 – алевролиты, граптолитоносные сланцы; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – микститовый горизонт.

Дрожжина Т.В., которым автор глубоко признателен. Растворение проб произведено Гришиным С.В., фотографирование конодонтов – Андреевым Д.А. и автором.

Ниже приведено краткое описание разрезов с указаниями найденных в них конодонтов (рис. 2).

Разрез I. Южный склон горы Россыпная (150 м выше устья р. Яровка) в 40 м от уреза воды обнажаются стратиграфически снизу-вверх.

1) Алевролиты серо-зеленые, желтовато-серые с прослоями мелкозернистых песчаников серо-зеленых и редкими горизонтами известково-глинистых стяжений уплощенной формы (5 - 10 см). Мощность 50 м.

2) Известняки серые, голубовато-серые, розово-серые с пятнистым красным и розовым прокрашиванием, массивные, органогенно-обломочные, содержат в верхней трети извилистые пропластки непостоянной мощности (2 - 10 см) зеленых и красных песчаных алевролитов. Найдены конодонты: *Distomodus staurogathoides* Walliser, *Pterospathodus sp.* Мощность 30 м.

3) Микститовый горизонт. В матриксе, представленном 10 - 20 см прослоями бордовых и зеленых алевролитов, хаотически расположены глыбки до 40 см в диаметре и фрагменты слоев известняка серого, розово-серого, органогенно-обломочного. В известняках найдены конодонты *Pterospathodus celloni* (Walliser). Мощность 4.5 м.

4) Известняки серые, органогенно-обломочные с зеленоватыми и желтоватыми прослоями, обогащенными песчано-глинистым материалом. Конодонты: *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Pseudobelodella silurica* Armstrong, *Pterospathodus sp.*, Gen. and indet 1. Мощность 2 м.

5) Алевролиты зеленовато-серые, с тонкими прослоями мелкозернистого песчаника и с редкими горизонтами карбонатных стяжений (5 - 10 см) уплощенной формы. Мощность 1 м.

6) Сланцы черные, граптолитоносные. Мощность 13 - 15 м.

7) Закрытый участок с высыпками зелено-серых алевролитов и выходами дайки диабазовых порфиров. Мощность 5 м.

8) Выше начинаются известняки чагырского горизонта. Конодонты не обнаружены.

Разрез II. Восточный склон горы Россыпной в правобережье р. Яровка, напротив пос. Талый в 120-метровой толще алевролитов, в ее средней части.

1) Алевролиты зеленовато-желтые, желтые, серые с прослоями известняков серых, темно-серых, кристаллических. Известняки содержат многочисленные табуляты, ругозы, криноидеи, мшанки, редкие обломки брахиопод. С юга на север вкрест простирания слоев снизу вверх отобраны пробы на конодонты, в которых найдены:

1. *Distimodus staurogathoides*, *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl); *Pterospathodus sp.*;

2. *D. staurogathoides*, *Apsidognathus tuberculatus arcticus* Armstrong, *Johnognathus huddlej* Maschkova, *Pterospathodus celloni*, *Pterospathodus pennatus pennatus* (Walliser), *Aulacognathus bullatus* (Nicoll and Rexroad), ? *Oulodus fluegeli* (Walliser), *Pseudoneothodus tricornis* (Drygant), *Panderodus gracilis*;

3. *D. staurogathoides*, *A. tub. arcticus*;

4. *D. staurogathoides*, *A. tuberculatus*, *Pterospathodus amorphognathoides* Walliser, *Aulacognathus bullatus*, *Ozarcodina pirata* Uyeno and Barnes, *Panderodus gracilis*;

5. *D. staurogathoides*, *Ozarcodina cf. excavata* Branson and Mehl., *Panderodus gracilis*, *Oulodus sp.*

Разрез III. В 200 м от устья безымянного ручья (нижнее течение р. Громотуха) в правом обрывистом берегу обнажаются снизу вверх:

1) Чередование (1 - 5 см) алевролитов и мелкозернистых песчаников зеленовато-желтых и серых песчаных известняков. В песчаниках – многочисленные прослои (1 - 3 см) прерывистой мощности с повышенным содержанием карбонатного материала, при выветривании дающие характерное ячеистое строение. В 7 и 11.5 м от подошвы найдены конодонты: *Panderodus sp.*

В 13.5 м – *Ozarcodina pirata* Uyeno and Barnes, *Apsidognathus sp.* Мощность 15.5 м.

Задернованный участок с отдельными высыпками пород, аналогичных 1.

2) Известняки серые, голубовато-серые, песчаные, на выветренной поверхности желтые, толстоплитчатые – до 1 м. Содержат редкие прослои (до 15 см) зеленоватых рассланцованных алевролитов. Мощность 5 м.

3) Переслаивание: а) известняков, аналогичных 2, б) известняков серых с большой примесью песчаного материала и характерным ячеистым выветриванием, в) известняков обломочных, голубовато-серых, темно-серых, пронизанных многочисленными прожилками кальцита. Мощность 20 м.

Разрез IV. В 100 м от разреза III вниз по течению р. Громотуха на правом берегу, в хребте северо-восточного простирания обнажаются снизу вверх:

1) Чередование 0.5 - 2.5 - 10 см зеленоватых алевролитов и мелкозернистых песчаников с редкими прослоями (до 15 см) рассланцованных базальтов и единичными прослоями (5 - 10 см) известняков серых, кристаллических, приуроченных к средней части. Мощность 70 м.

2) Известняки серые, песчаные, при выветривании имеют сетчато-ячеистую структуру, причем более прочный песчаный материал выступает в виде сетки характерного желтовато-коричневого цвета. Найден обломок *Pa* эле-

мента, предположительно *Apsidognathus sp.* Мощность 1.5 м.

3) Песчаники желтоватые, светло-коричневые, мелко-среднезернистые, слоистые, с отдельными прослоями (до 30 см) стяжений серого известняка, аналогичного 2. Мощность 2 м.

4) Чередование алевролитов и мелкозернистых песчаников светло-коричневых, с редкими линзами и прослоями непостоянной мощности (до 15 см) известняков, аналогичных 2. Мощность 12.5 м.

5) Известняки, аналогичные 2. Найдены обломки конодонтов *Panderodus sp.* Мощность 3.5 м.

6) Известняки светло-серые, серые, кристаллические, массивные. Плитчатость до 1.5 м. Встречаются прослои, обогащенные остатками мшанок, ругоз, криноидей. В верхней трети содержат несколько прослоев криноидных известняков. В 1.5 м от подошвы найдены конодонты *Apsidognathus tuberculatus*, *Panderodus unicastatus*. В 11 м от подошвы – *Tuxekania sp.*, *Distomodus sp.*, *Panderodus unicastatus*. Мощность 17 м.

7) Известняки от светло- до темно-серых с розоватым и красным пятнистым прокрашиванием. Известняки – мелкозернистые, слабо песчаные, массивные, содержат остатки мшанок и ругоз. Мощность 30 м.

АНАЛИЗ ИСКОПАЕМЫХ КОМПЛЕКСОВ

Конодонты, найденные в стратотипе и парастратотипе яровского горизонта и коррелируемых с ними толщах представлены богатым комплексом: *Pterospathodus celloni*, *P. pennatus pennatus*, *P. amorphognathoides*, *P. cf. praeamorphognathoides*, *Distomodus staurogathoides staurogathoides*, *Apsidognathus tuberculatus arcticus*, *Aulacognathus bullatus*, *Johnognathus huddlej*, *Tuxekania sp.*, *Ozarcodina cf. excavata*, *Oz. pirata*, *Pseudobelodella silurica*, ? *Oulodus fluegeli*, *Pseudoneothodus tricornis*, *Panderodus gracilis*, *P. unicastatus*, Gen. and sp. indet 1, 2. Данная ассоциация в силу большого числа видов-космополитов достаточно легко коррелируется с одновозрастными комплексами Центральной Азии (Тува, МНР), Европы, Америки (Walliser, 1964; Aldridge, 1975, 1979; Sawage, 1985; Ueno, 1983; Armstrong, 1990).

По-видимому, в разрезе присутствует верхняя часть зоны *celloni* с *Pt. celloni*, *Apsidognathus tuberculatus arcticus* и низы зоны *amorphognathoides* с *Pterospathodus amorphognathoides*, *Johnognathus huddlej*.

Таким образом, разнофациальные разрезы I и II, охарактеризованные близкими комплексами конодонтов, являются одновозрастными отложениями верхнего лландовери, что соответствует

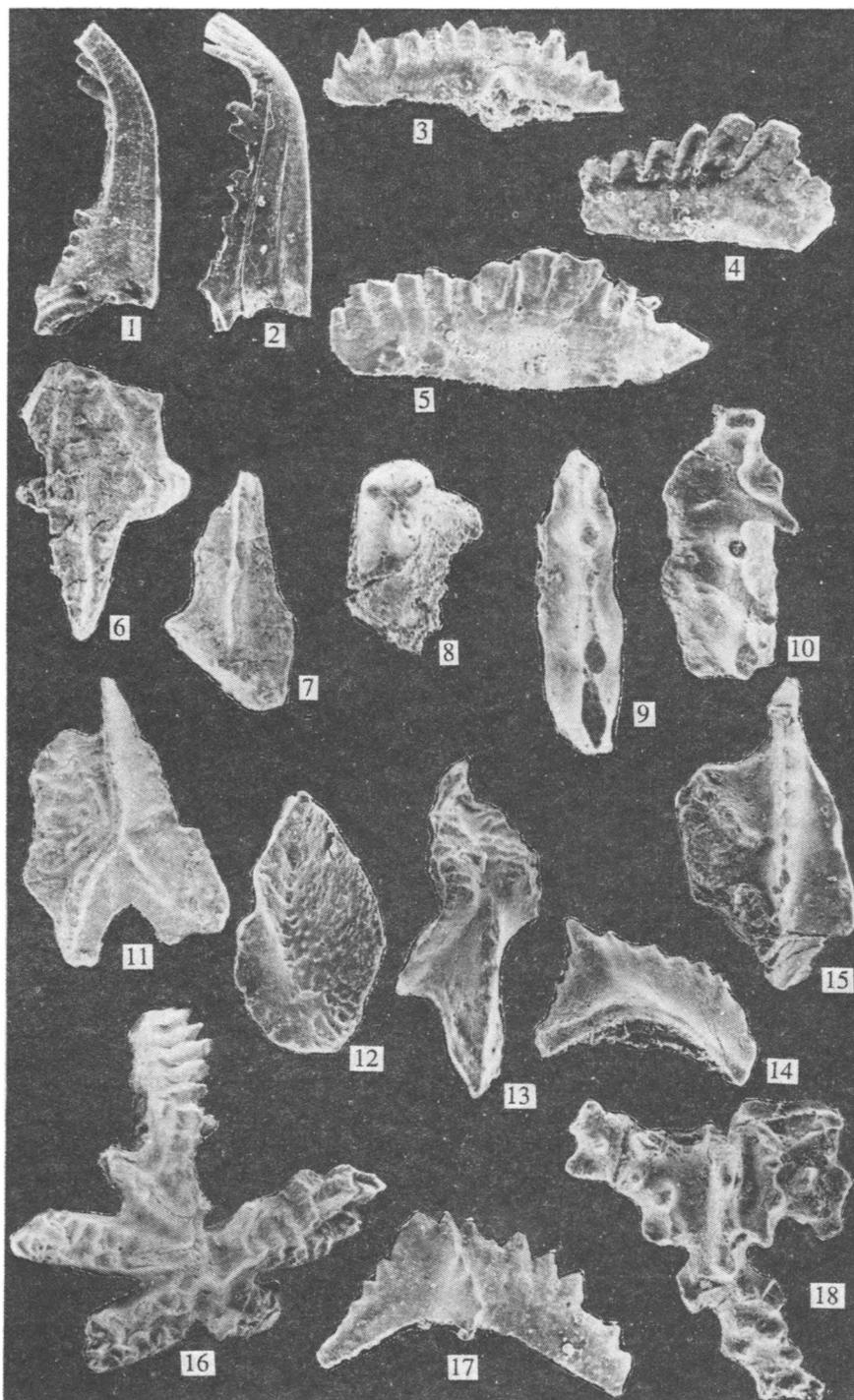


Таблица I. Конодонты яровского горизонта.

1, 2 – *Pseudobelodella silucica* Armstrong.

1 – ГИН № 1422, р элемент, 2 – ГИН № 1423, аг элемент. Оба – обр. 90-1/4 ×60. 3 – *Pterospathodus celloni* (Walliser) ГИН № 1424, Ра элемент. Обр. 90-П/2, ×60. 4, 5 – *Ozarcodina pirata* Uyeno and Barnes. 4 – ГИН № 1425, 5 – ГИН № 1426, Ра элементы. Обр. 90-III/1, ×80. 6, 7 – *Tuxekania* sp. 6 – ГИН № 1427, Ра элемент, 7 – ГИН № 1428, Рв элемент. Обр. 90-IV/6, ×35. 8 – *Pseudoneothodus tricornis* Drygant. ГИН № 1429. Обр. 90-П/2, ×35. 9, 10 – *Johnognathus huddlej* Mashkova. 9 – ГИН № 1430, Ра элемент, 10 – ГИН № 1431, Ра элемент. Оба – обр. 90-П/2, ×35. 11 – 14 – *Apsidognathus tuberculatus arcticus* Armstrong. 11 – ГИН № 1432, Ра элемент, 12 – ГИН № 1433, Рв элемент, 13 – ГИН № 1434, М элемент, 14 – ГИН № 1435, Са элемент. Все – обр. 90-П/2, ×35. 15 – *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, ГИН № 1436. Ра элемент. Обр. 90-IV/5, ×40. 16 – *Distomodus stauognathoides* (Walliser) ГИН № 1437, Ра элемент. Обр. 90-П/2, ×35. 17, 18 – *Aulacognathus bullatus* (Nicoll and Rexroad). 17 – ГИН № 1438, Рв элемент, 18 – ГИН № 1439, Ра элемент. Оба – обр. 90-П/4, ×40.

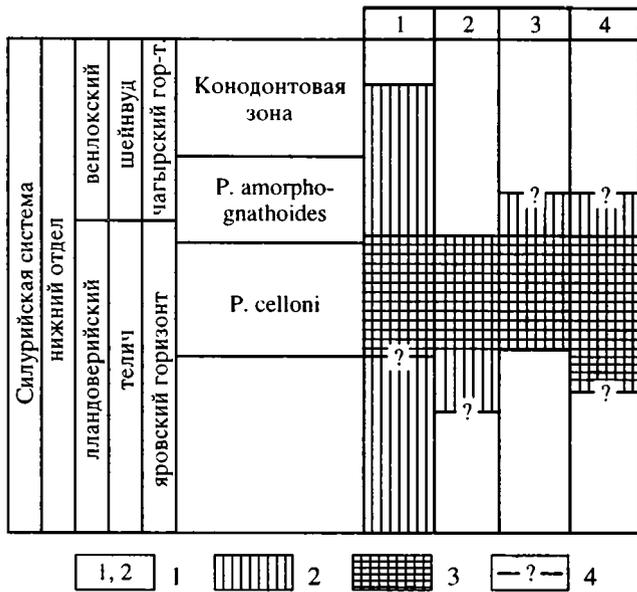


Рис. 3. Корреляция изученных разрезов 1 – номера разрезов; 2 – разрезы; 3 – охарактеризованная конодонтами часть разреза; 4 – неопределенное положение границ.

данным о возрасте яровского горизонта, полученным ранее (Кульков, 1967, 1973, 1974, 1989; Сенников, 1976) (рис. 3).

Наибольшую близость алтайские виды обнаруживают с конодонтами юго-восточной Аляски (Sawage, 1985) по присутствию представителей специфического рода *Tuxekania* (зона *amorphognathoides*) и, особенно, с верхнелландоверийскими конодонтами Северной Гренландии (Armstrong, 1990) по присутствию *Pseudobelodella silurica*, *Apsidognathus tuberculatus arcticus*, *Ozarcodina pirata*, *Tuxekania* sp., описанных из верхов зоны *celloni* – зоны *amorphognathoides*. Аналогичные данные получены Н.П. Кульковым (1985) по брахиоподам.

В яровском горизонте Алтая и одновозрастных отложениях Гренландии одновременно появляются первые представители родов, получивших развитие в более поздние геологические века – это *Gurpidula*, *Howellella* и др. (фототаблица).

Наличие в разрезе I микститового горизонта, где матриксом являются алевролиты, а перенесенной компонентой мелководные, в том числе водорослиевые карбонаты, подтверждает предположение Н.В. Сенникова (1976) о наличии в соответствующей части силурийского бассейна условий для гравитационного перемещения осадков. Во впадину, характеризующуюся накоплением граптолитоносных терригенных толщ в позднелландоверийское время, с ближайшего мелководья стали поступать большие массы карбонатного материала. В пользу этого сможет свидетельст-

вовать находка в разрезе I относительно мелководного (Armstrong, 1990) вида *Pseudobelodella silurica*. Чрезвычайная пестрота пород яровского горизонта и все вышесказанное указывает на сильную расчлененность дна позднелландоверийского моря и динамичное развитие процесса осадконакопления.

ВЫВОДЫ

1) Впервые для Горного Алтая в терригенно-карбонатных отложениях яровского горизонта нижнего силура обнаружены комплексы позднелландоверийских конодонтов, зон *celloni* и *amorphognathoides*.

2) Алтайские виды наиболее близки с таковыми юго-восточной Аляски и северной Гренландии.

3) Сделан вывод о сильной расчлененности дна позднелландоверийского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ворожбитов А.М. Коноднты и брахиоподы силура – нижнего девона разреза Чадан (Тува) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 82 - 96.

Кульков Н.П. Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. М.: Наука, 1967. 140 с.

Кульков Н.П. Материалы по стратиграфии нижнего силура Горного Алтая // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 17 - 25.

Кульков Н.П. Стратиграфия // Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. М.: Наука, 1974. С. 7 - 24.

Кульков Н.П., Севергина Л.Г. Стратиграфия и брахиоподы ордовика и нижнего силура Горного Алтая. М.: Наука, 1989. 223 с.

Сенников Н.В. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. М.: Наука, 1976. 274 с.

Aldridge R.I. The stratigraphic distribution of conodonts in the British Silurian // J. Geol. Soc. 1975. V. 131. P. 607 - 618.

Aldridge R.I. An upper Llandovery conodont fauna from Peary Land, eastern North Greenland // Rap. Gronlands geol. unders. 1979. V. 91. P. 7 - 23.

Armstrong H.A. Conodonts from the Upper Ordovician-Lower Silurian carbonate platform of North Greenland. // Gronlands geol. unders. 1990. Bul. 159. 151 p.

Savage N.M. Silurian (Llandovery-wenlock) conodonts from the base of the Heceta Limestone, Southeastern Alaska // Canad. Earth. Sci. 1985. V. 22. P. 711 - 727.

Ueno T.T., Barnes G.R. Conodonts of the Jupiter and Chicotte Formation (Lower silurian), Anticosti island // Quebec. Geol. Survey, Canada. 1983. № 355. P. 1 - 49.

Walliser O.H. Conodonten des Silurs // Abhandl. geol. Landesanst. Bodenforsch. 1964. H. 41. 106 p.

Рецензенты И.С. Барсков, А.Ю. Розанов

УДК 561.26(119):552.14(262.81)

ДИАТОМОВАЯ ФЛОРА ИЗ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 1996 г. Д. А. Лопатина*, Л. Г. Пирумова**, В. М. Сорокин**

* Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., д. 22, Россия

** Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 20.06.94 г., получена после доработки 20.12.94 г.

Ключевые слова. Диатомовая флора, стратиграфия, экология, палеогеография, осадки, Каспийское море, соленость.

Остатки диатомовых водорослей используются для возрастного расчленения осадков Каспийского моря недостаточно полно. Имеются лишь единичные публикации, а число исследованных разрезов незначительно для такого крупного внутриконтинентального водоема (Жаковщикова, 1974; Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968; Сорокин и др., 1984). Стратиграфическая интерпретация полученных данных не является однозначной, т.к. объемы выделяемых разными авторами горизонтов различаются, что, соответственно, сказывается на оценке их мощностей. В то же время именно диатомовые водоросли позволяют стратифицировать глубоководные каспийские отложения, несмотря на отсутствие в них моллюсков – наиболее надежного инструмента при стратиграфических исследованиях шельфа. Настоящая работа, помимо решения прикладной задачи, позволяет выявить особенности состава комплексов диатомовой флоры в разных фациальных зонах Среднего и Южного Каспия (шельф, континентальный склон, глубоководные впадины), и на этом основании сделать вполне определенные палеогеографические выводы.

Материалом для статьи послужили девять колонок верхнечетвертичных отложений (рис. 1). Отбор проб в колонках производился, как правило, через 20 см из всех литологических горизонтов, однако диатомовые водоросли были обнаружены не везде.

Изучаемые осадки различаются по литологическому составу. Так, в центральной части Среднего Каспия (станции 15, 67) вскрываются несколько горизонтов, в числе которых сверху вниз выделяются: серо-зеленые и зеленые глинистые илы, обогащенные органическим веществом до четко выраженного прослоя сапропеля и диатомовыми водорослями, формирующими тонкие слойки. Ниже лежит серый и розовато-серый глинистый ил, содержащий сгустки и слойки гид-

ротроилита. Он подстилается плотным светлокориичевым глинистым илом с полосами гидротроилита, переходящим в плотный голубой ил. Следует отметить обогащение серого ила грубозернистым песчано-алевроитовым материалом турбидитового происхождения вплоть до формирования отдельных прослоев. Сходный разрез, отличающийся несколько большей мощностью ила серого цвета, описан на ст. 66 на меньшей глубине моря. На станциях 56, 58 в верхней части вскрыта толща серо-зеленого диатомово-глинистого ила с участками тонкой слоистости, сменяемая ниже серым глинистым илом. В диатомовых илах в этих и вышеописанных колонках отмечается повышенное содержание аморфного кремнезема (до 12%), что более чем на порядок выше, чем в подстилающих глинистых илах. На ст. 59 разрез представлен алевроитово-глинистым илом преимущественно серого цвета с линзами алевроитового материала и включениями раковин моллюсков обедненного состава. На западном шельфе Среднего Каспия на ст. 35 вскрытая толща имеет двучленное строение. Вверху – алевроитово-глинистый ил с большим количеством раковин моллюсков, а ниже – ил более тонкий, остатки моллюсков редки. На внешнем шельфе (ст. 36) сверху лежит прослой ракушняка. Под ним расположен серый глинистый ил с прослоями алевроита и участками, обогащенными раковинами моллюсков. Этот слой подстилается бурым глинистым илом с тонкими слойками алевроита и редкой ракушей. В центральной части Южного Каспия под маломощным прослоем зеленовато-серого разжиженного глинистого ила лежит сначала буровато-серый глинистый ил с многочисленными слойками гидротроилита, а затем однородный глинистый ил темно-серого и почти черного цвета. В самом низу ил приобретает светло-серую окраску (рис. 2).

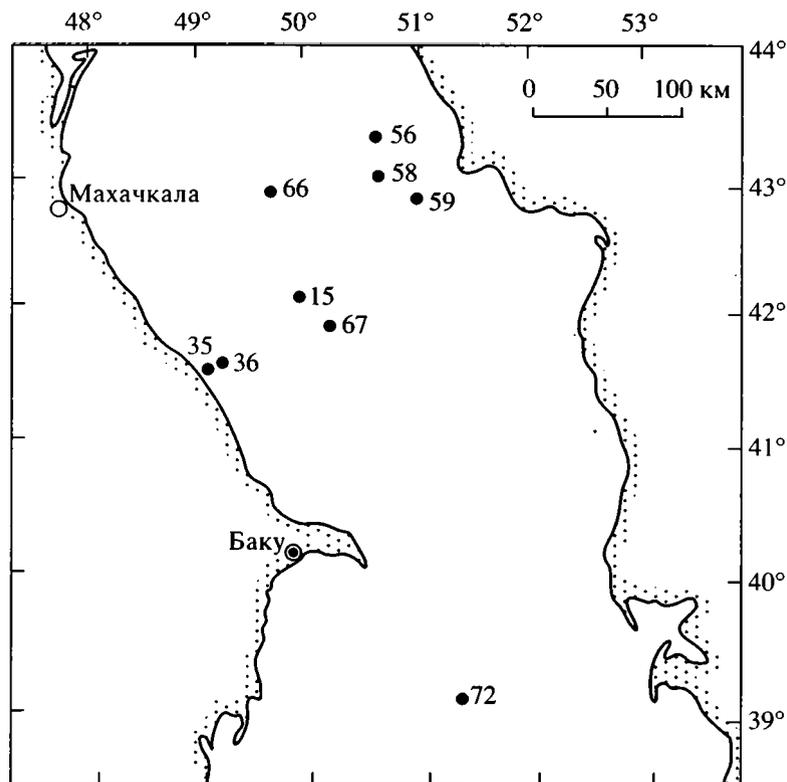


Рис. 1. Схема расположения изученных колонок осадков (цифрами показаны номера станций).

Прежде чем перейти к изложению полученного нами материала, кратко остановимся на характеристике современной диатомовой флоры Каспия. Диатомовые Каспийского моря отличаются от диатомовых водорослей морей с нормальной соленостью своей относительной бедностью морскими элементами, разнообразием солоноватоводных видов, а также присутствием пресноводных видов, преимущественно в Северном Каспии. В целом в комплексе значительно содержание некоторых морских видов, таких как *Rhizosolenia calcar-avis* Schul., *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Thalassionema nitzschioides* Grun., велико разнообразие морских солоноватоводных видов р. *Chaetoceros* Ehr. – *Ch. wighamii* Brig., *Ch. simplex* Ost. и др. *Coscinodiscus jonesianus* (Grev.) Ost., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., *Synedra tabulata* (Ag.) Kuütz. и др., солоноватоводных видов *Thalassiosira caspica* Makar., *Th. incerta* Makar., *Th. variabilis* Makar. (эндемики), *Cocconeis scutellum* Ehr. и др. Пресноводные и пресноводно-солоноватоводные виды родов *Aulacosira* Thev, *Stephanodiscus* Ehr., *Diatoma elongatum* (Lyngb.) Ag. достигают наибольшего развития в Северном Каспии (Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968). Комплекс диатомей Северного Каспия отличается от комплексов из Среднего и Южного Каспия. Он имеет типичные черты эстуарного, тогда как комплексы из Среднего

и Южного Каспия являются морскими комплексами, хотя и сильно обедненными морскими элементами и с большим количеством морских солоноватоводных видов.

В результате изучения видового и экологического состава ископаемой диатомовой флоры были выделены два комплекса, последовательно сменяющие друг друга в разрезе осадков.

Верхний комплекс (I), из зеленовато-серых глинистых илов с примесью сапропеля во впадине и алевритово-глинистых илов с ракушей с шельфа характеризуется в целом преобладанием морских планктонных видов, среди которых обычно доминирует *Coscinodiscus radiatus* Ehr. В подчиненном количестве содержатся морские *C. gigas* Ehr., *Rhizosolenia calcar-avis* Schul., *Rh. alata* (Ehr.) Brig., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., а также морские солоноватоводные виды *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, *Cyclotella caspia* Grun., *C. striata* (Kütz.) Grun., *Coscinodiscus jonesianus* (Grev.) Ost. Представители бентоносных морских и пресноводных видов единичны и, как правило, характерны для Северного Каспия. Состав выделенного комплекса испытывает некоторые изменения в зависимости от фациальных зон и районов моря (таблица). При этом наиболее показательны в этом плане колонки с западного шельфа Среднего Каспия. Так, в колонке ст. 35 фиксируется

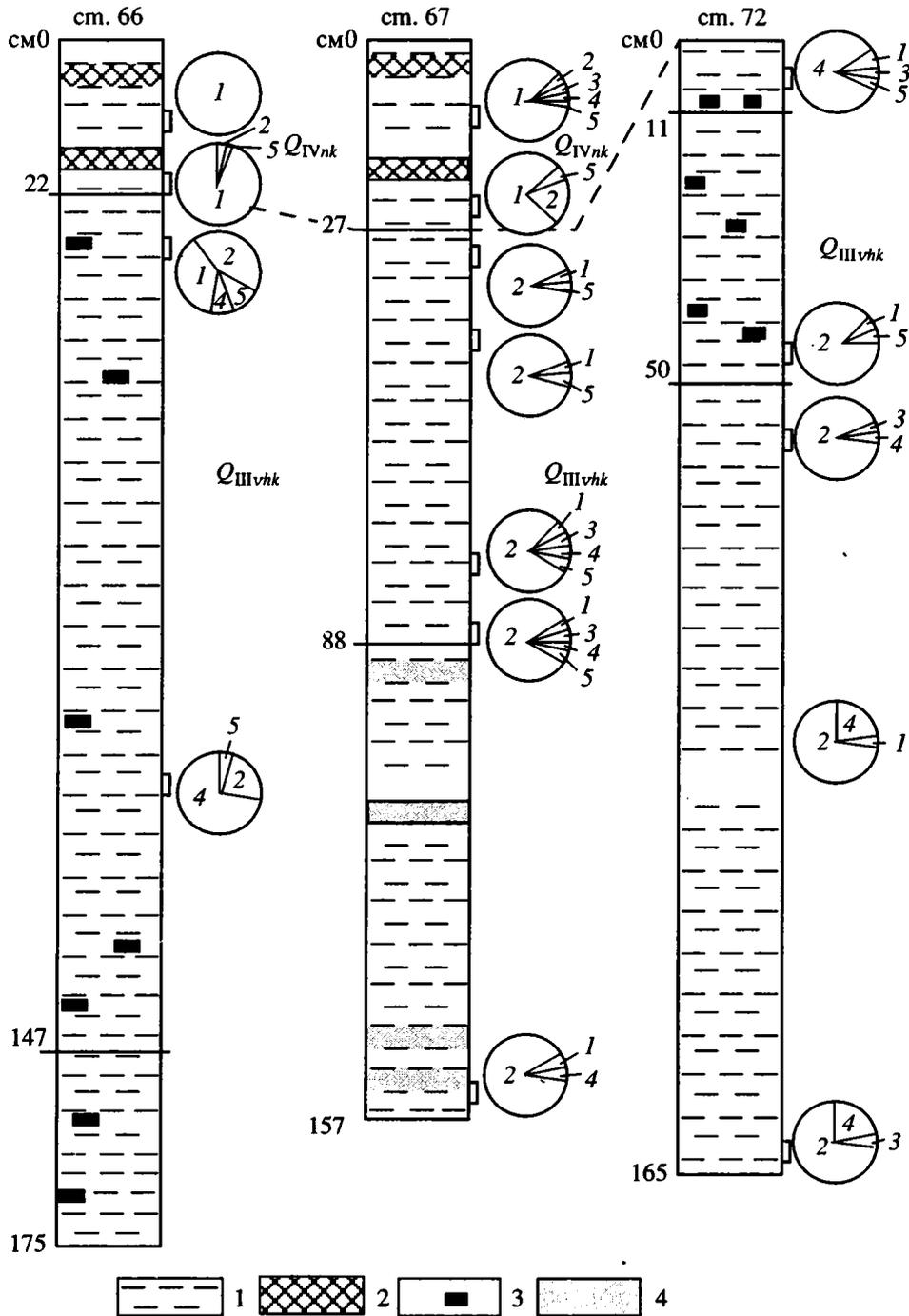


Рис. 2. Содержание экологических групп диатомовых в разрезах новокаспийских Q_{nk} и верхнехвалынских Q_{vhn} осадков. 1 – морские, 2 – морские солоноватоводные, 3 – солоноватоводные, 4 – пресноводно-солоноватоводные, 5 – пресноводные.

1 – глинистые илы, 2 – сапропель; 3 – гидротроилит; 4 – алеурит.

относительное увеличение бентосных морских и пресноводных видов, что говорит о мелководной обстановке накопления осадков и влиянии р. Самур. В нижней части колонки наблюдается возрастание роли солоноватоводных и пресноводных

видов. На краю шельфа (ст. 36) сверху вниз также происходит изменение в составе планктонных морских форм, появляются в значительном количестве бентосные морские виды, планктонные и особенно бентосные пресноводные виды, что,

Таблица. Диатомовые комплексы новокаспийских (I) и позднехвалынских (II) осадков Среднего (А) и Южного (Б) Каспия

I	Западный шельф (А)		Восточный склон (А)	Впадина (А)
	станция 35 (гл. 50 м)	станция 36 (гл. 100 м)	станции 56, 58, 66 (гл. 270 - 470 м)	станции 15, 67 (гл. 750 - 800 м)
1	<u>Coscinodiscus radiatus Ehr.</u> <u>Thalassiosira excentrica (Ehr.) Cl.</u> <u>Paralia sulcata (Ehr.) Cl.</u> <u>Diploneis bombus Ehr.</u> <u>Chaetoceros subsecundus (Grun.) Hust.</u>	<u>Coscinodiscus radiatus Ehr.</u> <u>Diploneis bombus Ehr.</u> <u>Coscinodiscus perforatus Ehr.</u> <u>Chaetoceros subsecundus (Grun.)</u> <u>Hust.</u> <u>Coscinodiscus kützingii A.S.</u>	<u>Coscinodiscus radiatus Ehr.</u> <u>Rhizosolenia calcar-avis Schul.</u> <u>Coscinodiscus apiculatus Ehr.</u> <u>Rhizosolenia alata (Ehr.) Brig.</u> <u>Thalassiosira excentrica (Ehr.) Cl.</u>	<u>Coscinodiscus radiatus Ehr.</u> <u>Rhizosolenia calcar-avis Schul.</u> <u>Coscinodiscus gigas Ehr.</u> <u>Thalassiosira excentrica (Ehr.) Cl.</u>
2	<u>Actinocyclus ehrenbergii Ralfs.</u> <u>Coscinodiscus lacustris Grun.</u> <u>Grammatophora marina (Lyngb.) Kütz.</u>	<u>Chaetoceros holsaticus Sch.</u> <u>Actinocyclus ehrenbergii Ralfs.</u> <u>Cocconeis pediculus Ehr.</u>	<u>Actinocyclus ehrenbergii Ralfs.</u> <u>Cyclotella caspia Grun.</u> <u>Cyclotella striata (Kütz.) Grun.</u> <u>Coscinodiscus jonesianus (Grev.) Ost.</u> <u>Diploneis interrupta (Kütz.) Cl.</u>	<u>Actinocyclus ehrenbergii Ralfs.</u> <u>Cyclotella striata (Kütz.) Grun.</u>
3		<u>Thalassiosira subsalina Pr.-Lavr.</u> <u>Diploneis smithii (Breb.) Cl.</u>		<u>Chaetoceros diversicurvatus V. Goor.</u>
4	<u>Cyclotella meneghiniana Kütz.</u> <u>Cocconeis placentula Ehr.</u> <u>Fragilaria atomus Hust.</u>	<u>Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grun.</u> <u>Cocconeis placentula Ehr.</u>		<u>Stephanodiscus binderanus (Kütz.) Krieg.</u>
5	<u>Amphora ovalis Kütz.</u> <u>Fragilaria construens (Ehr.) Grun.</u>	<u>Aulacosira italica (Kütz.) Sim.</u> <u>Navicula scutelloides W.Sm.</u> <u>Caloneis schumanniana (Grun.) Cl.</u> <u>Gomphonema angustatum (Kütz.) Rabh.</u> <u>Fragilaria intermedia Grun.</u> <u>F. construens (Ehr.) Grun.</u>	<u>Aulacosira islandica (O. Mull.) Sim.</u>	<u>Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr.</u>

Таблица. Окончание

	Впадина (Б)	Восточный склон (А)		Впадина (А)
II	станция 72 (гл. 970 м)	станция 59 (гл. 190 м)	станции 56, 58, 66	станции 15, 67
1	<u>Rhizosolenia calcar-avis</u> Schul. <u>Coscinodiscus radiatus</u> Ehr. <u>Thalassiosira oestrupii</u> (Ost.) Hasle <u>Th. decipiens</u> (Grun.) Jorg.	<u>Thalassiosira excentrica</u> (Ehr.) <u>Actinocyclus divisus</u> Kiss. <u>Diploneis subcineta</u> (A.S.) Cl. <u>Coscinodiscus radiatus</u> Ehr.	<u>Thalassiosira excentrica</u> (Ehr.) Cl. <u>Rhizosolenia calcar-avis</u> Schul. <u>Rh. alata</u> (Ehr.) Brig. <u>Coscinodiscus radiatus</u> Ehr. <u>Actinocyclus divisus</u> Kiss.	<u>Rhizosolenia calcar-avis</u> Schul. <u>Rh. alata</u> (Ehr.) Brig. <u>Rh. fragilissima</u> Berg. <u>Coscinodiscus radiatus</u> Ehr. <u>C. perforatus</u> Ehr. <u>Thalassiosira oestrupii</u> (Ost.) Hasle
2	<u>Actinocyclus ehrenbergii</u> Ralfs <u>Coscinodiscus jonesianus</u> (Grev.) Ost.	<u>Actinocyclus ehrenbergii</u> Ralfs <u>Diploneis interrupta</u> (Kütz.) Cl.	<u>Actinocyclus ehrenbergii</u> Ralfs. <u>Cyclotella caspia</u> Grun.	<u>Actinocyclus ehrenbergii</u> Ralfs.
3	<u>Thalassiosira incerta</u> Makar. <u>Th. caspica</u> Makar. <u>Th. coronifera</u> Pr.-Lavr.			<u>Thalassiosira caspica</u> Makar. <u>Actinocyclus paradoxus</u> Makar. <u>Skeletonema subsalsum</u> (Cl.) Beth. <u>Cocconeis scutellum</u> Ehr. <u>Diploneis smithii</u> (Breb.) Cl. <u>Nitzschia hungarica</u> Grun.
4	<u>Stephanodiscus astraea</u> (Ehr.) Grun. <u>Diploneis ovalis</u> (Hilse) Cl. <u>Cocconeis placentula</u> Ehr.	<u>Cyclotella kützingiana</u> Thw.	<u>Cyclotella kützingiana</u> Thw. <u>Stephanodiscus astraea</u> (Ehr.) Grun. <u>Cyclotella operculata</u> (Ag.) Kütz. <u>Stephanodiscus binderanus</u> (Kutz.) Krieg.	<u>Nitzschia tryblionella</u> Hant. <u>Diploneis ovalis</u> (Hilse) Cl.
5	<u>Synedra ulna</u> (Nitzsch.) Ehr. <u>Aulacosira granulata</u> (Ehr.) Sim.	<u>Navicula reinhardtii</u> Grun. <u>Synedra ulna</u> (Nitzsch.) Ehr. <u>Epithemia zebra</u> (Ehr.) Kütz.	<u>Cyclotella comta</u> (Ehr.) Kütz. <u>Paralia arenaria</u> (Moor.) Moiss. <u>Hantzschia amphioxys</u> (Ehr.) Grun. <u>Fragilaria brevistriata</u> Grun.	<u>Synedra ulna</u> (Nitzsch.) Ehr. <u>Cymbella aspera</u> (Ehr.) Cl. <u>C. helvetica</u> Kütz. <u>Fragilaria construens</u> (Ehr.) Grun. <u>Navicula amphibia</u> Cl.

Виды диатомовых: 1 – морские, 2 – морские-солонатоводные, 3 – солонатово-водные, 4 – пресноводно-солонатоводные, 5 – пресноводные.

Оценка обилия: — — — единично; ———— редко; ===== нередко.

по-видимому, указывает на обмеление бассейна и некоторое снижение его солености.

Таким образом, в описанном комплексе доминируют планктонные морские виды и в значительно меньшем количестве содержатся морские солоноватоводные виды. Видовой состав диатомовой флоры указывает также на преобладание космополитов, в меньшем количестве встречены виды умеренных широт, единичны эндемики (*Chaetoceros diversicurvatus* V. Goor, *Stephanodiscus binderanus* (Kütz.) Krieg., ст. 67). Необходимо отметить находки холодноводных видов *Chaetoceros subsecundus* (Grun.) Hust., *Ch. holsaticus* Sch. на западном шельфе Среднего Каспия (ст. 36).

В нижнем комплексе (II) из буровато-серых и коричневатых глинистых илов с примесью алевролита и гидротроилита преобладает неритический морской солоноватоводный вид *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs. В меньшем количестве присутствуют пресноводно-солоноватоводные виды *Cyclotella kutzingiana* Thw., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., единичны морские виды *Rhizosolenia alata* (Ehr.) Brig., *Coscinodiscus radiatus* Ehr. В отдельных колонках довольно разнообразны бентосные пресноводные и солоноватоводные виды родов *Diploneis* Ehr., *Fragilaria* Lyngb., *Synedra* Ehr. и др. (таблица). В описанном комплексе доминируют планктонные неритические и в меньшей степени океанические виды. По сравнению с верхним комплексом, здесь преобладают морские солоноватоводные виды, указывающие на пониженную соленость вод во время накопления вмещающих осадков. Присутствие пресноводных бентосных диатомей в глубоководных отложениях (станции 67, 72), вероятно, обусловлено их выносом с шельфа мутьевыми потоками. В комплексе доминируют виды умеренных широт, обращают на себя внимание умеренно-тепловодные виды, среди которых многочисленны эндемики (*Actinocyclus paradoxus* Makar., *Thalassiosira caspica* Makar., *Thalassiosira incerta* Makar.). В отложениях ст. 59 отмечены три холодноводных вида, один из которых *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl встречен с оценкой обилия в "массе".

Совместный анализ диатомовой флоры и литологии осадков с использованием рассмотренных ранее палинологических данных по некоторым из исследованных в данной статье колонкам (Сорокин, Чернышова, 1983) позволяет разделить изученные отложения на два горизонта.

Новокаспийский горизонт, отложения которого обогащены панцирями диатомей и органическим веществом, содержит верхний комплекс диатомовой флоры, характеризующийся преобладанием морских видов, главным образом, космополитов. В составе спорово-пыльцевых комплексов отмечается максимальное содержа-

ние древесной пыльцы, в том числе широколиственных пород. Все это указывает на накопление осадков в голоценовое (начиная с атлантического периода) время при повышении уровня моря и его относительно высокой солености, что подтверждается также наличием в мелководных отложениях морских видов моллюсков. Мощности новокаспийского горизонта в изученных колонках за пределами шельфа колеблются от 50 до 160 см, в ряде станций (ст. 59 и 72) не превышают 20 см, по-видимому, за счет размыва. В разрезе ст. 36 ниже 120 см. в буровато-серых илах намечается изменение комплекса диатомовых водорослей, а среди пыльцы наблюдается резкое снижение древесной пыльцы и увеличение древесных переотложенных форм, что говорит о падении уровня моря в условиях аридизации климата и, следовательно, о переходном характере слоев.

Верхнехвалынский горизонт, представленный серыми, бурыми и коричневыми илами, содержит нижний комплекс диатомей, в котором доминируют морские солоноватоводные виды, в меньшем количестве отмечены пресноводно-солоноватоводные виды при незначительной роли морских видов. Заметную часть комплекса составляют бореальные виды; холодноводные виды определены в северо-восточной части Среднего Каспия. В центральной части моря разнообразны эндемики. Вниз по разрезу, особенно в коричневых илах, диатомовые водоросли практически отсутствуют. Среди пыльцы и спор доминирует пыльца травксерофитов, но в верхней части горизонта отмечается увеличение доли пыльцы древесных растений. Приведенные данные позволяют говорить о накоплении осадков в аридных климатических условиях, при пониженной солености вод, на фоне подъема уровня моря от минимальных значений во время последнего (осташковского) оледенения до более высокого положения в предголоценовое время.

ВЫВОДЫ

1. В разрезе верхнечетвертичных отложений Каспийского моря выделены два комплекса диатомовой флоры, нижний из которых характеризует верхнехвалынский, а верхний – новокаспийский горизонты. Произведенное возрастное расчленение разрезов по диатомовым водорослям хорошо согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа и анализа макрофауны (Сорокин и др., 1984).

2. Состав диатомовых комплексов и его изменения во времени свидетельствуют в пользу того, что верхнехвалынские осадки накапливались при пониженной солености каспийских вод. Уровень

моря находился при низких отметках, климат был аридный. Природная обстановка отвечала последней стадии валдайского оледенения. Новокаспийские слои отлагались в условиях повышения солености вод и уровня бассейна во время голоценовой трансгрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жаковицкова Т.К. Диатомеи из четвертичных отложений Среднего и Южного Каспия // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 179 - 186.

Прошкина-Лавренко А.И., Макарова И.В. Водоросли планктона Каспийского моря. Л.: Наука, 1968. 291 с.

Сорокин В.М., Чернышова М.Б. Позднечетвертичные изменения климата по данным изучения осадков Каспийского моря // Изв. Высш. уч. заведений. Геология и разведка. 1983. № 6. С. 24 - 29.

Сорокин В.М., Бабак Е.В., Курприн П.Н. и др. К стратиграфии позднечетвертичных осадков Каспийского моря // Тез. докл. 1 Всес. школы "Стратиграфия и литология кайнозойского осадочного слоя Мирового океана". М.: ГИН, 1984. Т. 1. С. 172 - 173.

Рецензент М.А. Ахметьев

Сдано в набор 10.10.95 г.

Подписано к печати 12.12.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.0 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 347 экз.

Зак. 3594

**Журналы Российской академии наук, выходящие 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
Геохимия
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
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
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
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
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Biochemistry
Russian Journal of Physical Chemistry

Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology & Electronics

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis