

Том 3, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1995

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 3 № 5 1995 Сентябрь - Октябрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

**Москва
Международная академическая
издательская компания “Наука”**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 3, номер 5, 1995

Дагмаре Максимилиановне Раузер-Черноусовой – сто лет	3
Научная и научно-организационная деятельность Д. М. Раузер-Черноусовой <i>Б. В. Поярков</i>	4
Микропалеонтологические исследования мезозоя и кайнозоя в Геологическом институте РАН <i>К. И. Кузнецова, Н. Г. Музылев</i>	9
Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири <i>П. Ю. Петров, А. Ф. Вейс</i>	13
Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова <i>Б. Г. Покровский, В. А. Мележик</i>	42
Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация <i>И. М. Горохов, Э. П. Кутявин, Н. Н. Мельников, Т. Л. Турченко</i>	54
Региональная стратиграфическая схема средне-верхнекембрийских отложений Восточно-Европейской платформы <i>Н. А. Волкова, В. В. Кирьянов</i>	66
Палеозойские отложения острова Колгуев (Баренцево море) <i>Э. Н. Преображенская, В. И. Устрицкий, Е. Г. Бро</i>	75
Позднеюрские бентосные сообщества севера Сибири <i>В. А. Захаров</i>	86
Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям <i>А. И. Моисеева</i>	92
Корреляция лёссово-почвенных разрезов Северной Болгарии по магнитным и палеомагнитным данным <i>В. А. Большаков, А. А. Свиточ</i>	104

Contents

Volume 3, Number 5, 1995

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

Dagmara Maksimilianovna Rauser-Chernousova, Greetings to Her Centesimal Birthday	3
Scientific and Organizational Activities of D. M. Rauser-Chernousova <i>B. V. Poyarkov</i>	4
Micropaleontological Research of the Mesozoic and Cenozoic at the Geological Institute RAS <i>K. I. Kuznetsova and N. G. Muzylev</i>	9
Facial-Ecological Structure of the Derevnya Formation Microbiota: Upper Riphean, Turukhansk Uplift, Siberia <i>P. Yu. Petrov and A. F. Veis</i>	13
Carbon and Oxygen Isotopic Variations in the Lower Proterozoic Carbonates of the Kola Peninsula <i>B. G. Pokrovskii and V. A. Melezhik</i>	42
Isotopic Dating of the Lower Cambrian Clays from Estonia and Their Interpretation <i>I. M. Gorokhov, E. P. Kutyavin, N. N. Mel'nikov, and T. L. Turchenko</i>	54
Regional Middle-Upper Cambrian Stratigraphic Scheme of the East European Platform <i>N. A. Volkova and V. V. Kir'yanov</i>	66
Paleozoic Deposits in the Kolguev Island (Barents Sea) <i>E. N. Preobrazhenskaya, V. I. Ustritskii, and E. G. Bro</i>	75
Late Jurassic Benthic Assemblages of Siberia <i>V. A. Zakharov</i>	86
Subdivision of Continental Neogene Deposits of the Far East Based on Diatoms <i>A. I. Moiseeva</i>	92
Correlation of the Loess-Soil Sections in Northern Bulgaria from Magnetic and Paleomagnetic Data <i>V. A. Bol'shakov and A. A. Svitoch</i>	104

УДК (092):55

ДАГМАРЕ МАКСИМИЛИАНОВНЕ РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВОЙ – СТО ЛЕТ



19 марта 1995 г. исполнилось сто лет Дагмаре Максимилиановне Раузер-Черноусовой, основоположнику микропалеонтологической науки России, ученому с мировым именем. Дагмара Максимилиановна одна из первых в стране осознала огромные возможности микрофауны для стратиграфии палеозоя и первая реально это доказала.

Критерий истины – практика. И боевой орден Красной Звезды, полученный Д.М. в разгар Великой Отечественной войны за разработку стратиграфии карбоновых-пермских отложений Ишимбайской группы нефтяных месторождений Башкирии, еще раз подтверждает эту вечную мысль. Зональные схемы верхнего палеозоя Волго-Уральского региона Д.М. Раузер-Черноусовой используются до сих пор.

Дагмара Максимилиановна – крупный теоретик палеобиологии, систематики и морфологии простейших организмов. Она изумительный педагог и многие микропалеонтологи России с гордостью называют себя ее учениками, а также талантливый организатор: Д.М. основала Лабора-

торию микропалеонтологии ГИН АН СССР и очень долго руководила ею; создала Всесоюзную микропалеонтологическую комиссию, была редактором почти всех выпусков “Вопросов микропалеонтологии”.

Д.М. Раузер-Черноусова – лауреат Ленинской премии, премии им. Карпинского и Фонда Кашмена, Заслуженный деятель науки и техники, профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный Соросовский профессор.

Но сейчас важно не это. Важно то, что Дагмара Максимилиановна является для нас примером бескорыстного служения науке, примером научной честности, человеческой порядочности и доброты. Мы желаем Вам, дорогая Дагмара Максимилиановна, долгих и счастливых лет жизни.

*Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук РАН
Геологический институт РАН
Редколлегия журнала
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”*

УДК 551.7

НАУЧНАЯ И НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВОЙ

© 1995 г. Б. В. Поярков

НПП "Кадастр" Минприроды РФ, 150000 Ярославль, Которосльная наб., 44, Россия

Поступила в редакцию 10.05.95 г.

Изложены концептуальные представления Д.М. Раузер-Черноусовой по исследованию палеозойских фораминифер и основные направления ее научно-организационной деятельности. В основу статьи положены анализ ее трудов и личные впечатления автора от встреч с Д.М. Раузер-Черноусовой на протяжении 40 лет.

Ключевые слова. Палеозойские фораминиферы, микропалеонтология.

21 марта 1995 г. состоялось юбилейное заседание Ученого совета Геологического института РАН, на котором чествовали выдающегося микропалеонтолога, лауреата Ленинской премии, доктора геолого-минералогических наук, профессора Д.М. Раузер-Черноусову в связи со столетием со дня ее рождения (19 марта 1895 года). В полувековой истории заседаний ученого совета ГИНа я не помню именно такой повестки дня, да и не каждый век научному учреждению выпадает счастье чествовать своего активно работающего собрата в его вековой юбилей.

Значение сделанного Дагмарой Максимилиановной было по достоинству оценено ее коллегами-учеными: АН СССР присудила ей медаль А.П. Карпинского, а американское геологическое общество – медаль Кашмена. Д.М. Раузер-Черноусова – единственный ученый, который удостоен этих двух высших наград в области палеонтологии.

Когда будущие историки науки начнут изучать наш XX век как седую древность, то их внимание обязательно привлечет всплеск микропалеонтологической мысли на 1/6 части суши (в пределах бывшего СССР), всплеск, охвативший две трети столетия. И при изучении этого феномена они должны будут проследить его взаимодействие, в первую очередь с геологией. Известно, что геология, как древнейшая отрасль знания людей о той тверди, на которой они обитают, стала наукой после того, как начала рассматривать результаты геологических событий в пространственно-временных координатах. Обеспечивать вхождение в рабочий обиход геологии временной координаты стало на долгие годы прерогативой палеонтологии. Микропалеонтология весьма широко раздвинула рамки возможностей палеонтологического метода в стратиграфии именно благодаря массовости своего фактического материала. Из-за ма-

лых размеров объектов этот материал во множестве можно получать из керна буровых скважин.

Как в стремительном потоке горной реки трудно выделить составляющие его струи, так и в том, что было сделано Дагмарой Максимилиановной, нелегко выделить и разложить по полочкам все ее находки и открытия. Это сложно сделать потому, что главная черта ее деятельности как раз и заключается в целостности всего того, что она делает на протяжении почти 2/3 века. Но я все же рискну передать мои личные впечатления о некоторых гранях ее научной и научно-организационной деятельности.

Впервые имя Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой, как выдающегося исследователя палеозойских фораминифер, я услышал в 1950 г. от Андрея Дмитриевича Миклухо-Маклая в горах Гузан, что расположены в Южной Фергане. Тогда у меня, двадцатилетнего студента провинциального вуза, и в мыслях не было, что спустя 45 лет я буду говорить перед собравшимися в зале ГИНа об этом замечательном исследователе. Позже, уже в 1955 г., была мимолетная встреча с Дагмарой Максимилиановной, когда в перерывах заседаний ВПО Андрей Дмитриевич представил ей меня как своего аспиранта. А спустя еще пять лет Дагмара Максимилиановна привлекла меня к участию во Всесоюзных микропалеонтологических совещаниях, и я стал печататься в "Вопросах микропалеонтологии". Зимой 1969 г. я ехал на дачу к Дагмаре Максимилиановне за отзывом на свою докторскую диссертацию. Когда я вошел в жарко натопленную комнату, то увидел на столе свою работу и рядом – толстую пачку листов, исписанных бисерным почерком, причем разноцветными чернилами. От толщины этой стопки у меня упало сердце. Дагмара Максимилиановна, увидев ужас в моих глазах, улыбнулась и сказала: "Сперва в целом: работа получилась, и мне понравилась. А записи разным цветом

сделаны для того, чтобы не читать рукопись дважды: одним цветом помечены замечания, другим – что надо будет отметить в отзыве, третьим – записи для себя того, что пригодится мне в работе.” Потом был длинный критический разбор каждого положения. Это, пожалуй, было самым интересным. Дагмара Максимилиановна умеет разобрать все по косточкам, но мягко, ненавязчиво, и ты воспринимаешь критику безболезненно. Потом я помню нашу встречу в 1975 году, когда уже несколько лет спустя после защиты диссертации, я все не мог найти себя в “новом качестве”. И вновь беседа с ней поставила все на свои места. Это было во время одного из заседаний карбонового конгресса, когда мы сидели с ней в задних рядах актового зала МГУ. Так наши пути на протяжении 40 лет много раз пересекались...

Меня поражает в личности Дагмары Максимилиановны удивительное сочетание интуиции с необыкновенной систематичностью и последовательностью в работе. Такое сочетание встречается крайне редко. В 30-е годы исследованиями палеозойских фораминифер занялась не одна Д.М. Раузер-Черноусова. Их стали изучать Г.А. Дуткевич, М.А. Калмыкова, Л.П. Гроздилова, А.Д. Миклухо-Маклай и другие. Все они вписали не одну яркую страницу в изучение фораминифер. Но наибольший успех выпал на долю Дагмары Максимилиановны. Я думаю, в этом сыграла роль ее интуиция. Она сумела не только понять большую важность для стратиграфии этой группы фауны, но и увидеть огромные возможности, которые таятся в изучении массового материала при объединении усилий каждого специалиста в единый незримый коллектив.

Она в самом начале своей деятельности не только поняла большую важность для стратиграфии этой группы фауны, но и сумела оценить те огромные потенциальные возможности, которые таятся в сочетании индивидуальных исследований с коллективной научной и производственной работой. Все началось с того, что Дагмара Максимилиановна не стала добиваться расширения штата руководимой ею микропалеонтологической лаборатории в Геологическом институте АН СССР, а всю свою кипучую энергию обратила на создание при каждой нефтепоисковой и разведочной организации микропалеонтологической ячейки. В результате число таких ячеек достигло 160 - 170, а количество микропалеонтологов в СССР перевалило за 200 человек. Конечно, этому весьма способствовала поддержка таких крупных геологов и организаторов науки, как академики А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, В.В. Меннер. Они неизменно оказывали Дагмаре Максимилиановне помощь во всей ее деятельности, ибо прекрасно понимали не только значение палеонтологии и стратиграфии для развития геологической мысли, для интенсификации работ по

созданию минерально-сырьевой базы страны, но и важность тех форм организации коллективной работы, что нашла Д.М. Раузер-Черноусова.

Это объединение ученых и производственников, происшедшее благодаря ее целеустремленным усилиям, в конечном счете и создало мощный коллективный интеллект, который дал такой всплеск микропалеонтологической мысли. Этот найденный Дагмарой Максимилиановной подход к организации научных исследований стал ею с великой методичностью и большой настойчивостью воплощаться в жизнь. Неоспоримое свидетельство этому – более трех десятков томов “Вопросов микропалеонтологии”, вышедших за 40 лет под ее редакцией!

Мало создать ячейку. Надо подготовить кадры специалистов, снабдить их необходимой для определения фораминифер литературой и позаботиться о повышении их квалификации. Дагмара Максимилиановна организует создание картотеки ископаемых видов палеозойских фораминифер. И в это, казалось бы, рутинное дело она вносит чрезвычайно новый элемент: ее картотека состоит не только из первоописаний видов, как это делалось во всем мире, в ней накапливаются все описания того или иного вида, что дает возможность иметь полное представление о нем. Сейчас такая картотека – тот бесценный материал, на основе которого можно достаточно быстро осуществить компьютеризацию процесса определения палеозойских фораминифер. Дагмара Максимилиановна налаживает поступление иностранной литературы, организует микрофильмирование картотеки и научной литературы, т.е. по существу создает при ГИН АН СССР информационный центр по систематике и стратиграфическому изучению палеозойских фораминифер. Она налаживает обмен рабочими материалами между исследователями, объединяет всех общей программой. В конце концов все эти разнообразные формы коллективной работы совершенно естественно завершаются созданием Межведомственной координационной микропалеонтологической комиссии, которую Дагмара Максимилиановна бессменно возглавляла более 40 лет, вплоть до недавнего времени, когда годы стали брать свое. Рабочие совещания, коллоквиумы, семинары, всесоюзные координационные совещания – все направлено на повышение научного уровня исследования фораминифер, на увеличение использования данных их изучения для решения самых разных задач практики геологических работ. Сейчас у руководителей геологических организаций как-то утратилось понимание того, что все эти семинары и коллоквиумы есть наиболее оптимальная форма развития личности исследователя, повышения его профессионально важных качеств, что все это в конечном счете повышает общую культуру геологических работ, а это в

свою очередь, благотворно отражается на их качестве.

Д.М. Раузер-Черноусова понимает, что публикация статей – это не только обмен информацией, но и важный способ управления коллективными исследованиями. Поэтому она добивается в 1954 г. издания ежегодника “Вопросы микропалеонтологии”. Бессменным руководителем и редактором “Ежегодника” она будет более 40 лет и добьется того, что это издание из-за всеобщего интереса к нему станут переводить на иностранные языки. Такой высокий международный авторитет органа отечественных микропалеонтологов объясняется тем, что Дагмара Максимилиановна постоянно уделяет огромное внимание научному уровню ежегодника. Она сама до недавнего времени прочитывала все поступающие статьи, и каждый автор, независимо от его степеней и званий, неизменно получал от нее листочки, написанные мелким, но очень четким, весьма характерным, и, я бы даже сказал, каким-то особым доброжелательным почерком. Доброжелательность и внимание – вот первое, что ощущал каждый потенциальный автор. Но это не значит, что Дагмара Максимилиановна – “добренький” редактор. Нет, как редактор она очень строга и требовательна; заставляя переделывать статьи не раз и не два, она добивалась четкости и ясности изложения, знания и использования мировой литературы. Планка ее требований стояла всегда очень высоко – на пределе возможного, но при этом индивидуально для каждого. Многих она приобщила к научной работе и вывела на путь самостоятельных крупных исследований.

По существу, всплеск микропалеонтологической мысли произошел потому, что Дагмаре Максимилиановне удалось нащупать и реализовать в нашей далеко не простой жизни то, что я практически называю единым научно-учебно-производственным комплексом. Иногда употребляют название “научная школа”, но я думаю, что эти два термина не синонимы. Первый значительно шире. Он, пожалуй, охватил не только 1/6 часть суши, но и вышел за ее пределы. Рискну предположить, что в грядущем XXI веке именно такие единые научно-учебно-производственные комплексы будут одной из эффективнейших организационных форм проявления научной мысли. Для такого объединения одной воли мало, нужны и другие качества личности. Это и особая человечность, и стремление ободрить, поддержать, помочь словом и делом в разных жизненных и научных ситуациях.

Может показаться странным, что я столько места уделил вещам, казалось бы, далеким от темы моего сообщения. Но далеки они только на первый взгляд. Единый научно-учебно-производственный комплекс – одно из важнейших представлений Дагмары Максимилиановны. И имен-

но эта сторона взглядов, слившись с ее личностными качествами, предопределила успех. Многие годы общения с Д.М. Раузер-Черноусовой помогли мне понять одну простую истину: коллективная работа является для нее не столько способом быстрого достижения результатов в любимом деле, сколько наилучшей формой отдавать людям все богатства своей творческой натуры. Не получать, как это нередко бывает сейчас, а именно отдавать. Этим она продолжает лучшие традиции русской интеллигенции.

Я хочу подчеркнуть, что успех огромной коллективной работы определяется не только организаторскими способностями Дагмары Максимилиановны и ее добрым отношением к людям, но прежде всего тем, что эти качества у нее сочетаются с яркой творческой индивидуальностью, с огромным энтузиазмом исследователя. Формирование творческой индивидуальности – это прежде всего огромный труд, стремление наилучшим образом делать свое дело. Правда, порой нам думается, что в счастливой творческой судьбе решающую роль играет благоприятное стечение обстоятельств или просто случай. Даже сама Дагмара Максимилиановна считает, что в выборе тематики и места работы в ее жизни играла роль “...в основном случайность”. Встреча с биологом В.А. Дагаевой на Биологической станции в Севастополе побудила меня заняться илами Севастопольской бухты. Встреча с В.Н. Любимовым была причиной моего изучения хлорофилла. По переезде в Москву В.А. Сулин предложил мне заняться палеозойскими фораминиферами нефтеносной Волго-Уральской области. Эта работа меня увлекла, получила хорошие результаты и, когда Геологический институт перевели из Ленинграда в Москву, его директор, А.Д. Архангельский, предложил мне поступить в него. Условия работы там были хорошие, там я и осталась”. (Цит. по Наливкину, 1979, с. 162)

Как просто выглядит внешняя канва событий того пути, что привел ее к фораминиферам! Обеспеченная семья (отец – инженер, мать – преподаватель музыки). Окончила гимназию с серебряной медалью. Отец был против ее поступления на Высшие женские курсы, но поддержал дед. После окончания в 1918 г. курсов – экспедиция в Печорский край, прерванная английской интервенцией. После интервенции – работа в Исполкоме Советов, замужество, рождение дочери Ирины, болезнь мужа и переезд в Крым. Возобновление научной деятельности в 1925 г. Описание каменноугольных амmonoидей из Южной Ферганы, изучение изменчивости *Cardium edule*. Но ведь было что-то в только что окончившей курсы молоденькой девушке, благодаря чему А.А. Чернов пригласил ее в свою Печорскую экспедицию, а В.А. Сулин обратился с предложением заняться палеозойскими фораминиферами именно к ней.

К этому “что-то” относится и настойчивость, стремление доводить начатое до конца, проявившееся с первой научной работы по каменноугольным амmonoидеям. Они были описаны еще в дипломной работе, а опубликованы только через 10 лет (и каких лет!) в 1928 г.

На пути молодого начинающего исследователя самым трудным бывает первый шаг. От того как он сделан, во многом зависит вся последующая деятельность. Для Дагмары Максимилиановны первый шаг заключался в выборе способа сбора фактического материала: собирать посвитно, как делали и делают многие, или... Дагмара Максимилиановна стала отбирать образцы послойно с детальной привязкой каждого образца. Сейчас трудно судить, было ли это интуитивным решением или осознанным воплощением того уважения к Господину Факту, которое было воспитано на Высших женских курсах. Самое главное – был сделан правильный выбор, а в силу чего – это второстепенно, хотя для историка науки и тех, кто занимается философией науки, это очень важный вопрос.

Послойные сборы фораминифер дали богатейший материал для исследований. Море фактов, и все с четко фиксированной позицией в системе пространственно-временных координат. Послойные сборы обеспечивали точную привязку образцов вне зависимости от меняющихся взглядов на объем и возраст свиты. Послойные сборы фауны помогли Дагмаре Максимилиановне исправить стратиграфическую “ошибку века” – доказать, что верхи известняковых разрезов карбона Урала разновозрастны низам терригенных толщ, относимых тогда к артинскому ярусу перми. Такая методика выявления последовательности комплексов фораминифер на основе послойных сборов потом не раз поможет многим ученикам и последователям Дагмары Максимилиановны решать запутанные и спорные вопросы стратиграфии. Этот успех, а также разработка зональных схем карбона и перми, выдвинет Дагмару Максимилиановну в ряды ведущих стратиграфов. Эти ее работы по зональным схемам хорошо известны всем. Мне хочется вспомнить и о методе сверхдetailed расчленения толщ. Эта небольшая работа Дагмары Максимилиановны особенно актуальна в наши дни, когда мы вынуждены обращать особое внимание на повышение качества предпроектных изысканий, в том числе и их стратиграфического обеспечения. Послойные сборы фораминифер дают море фактов. Какими правилами руководствоваться при синтезе – это тоже относится к сфере фундаментальных представлений. Первый камень в фундамент синтеза закладывается принципом выделения внутривидовых категорий. Казалось бы, что в этом такого? Но именно выработанные ею простые и всем понятные правила-принципы во многом со-

действовали четкости и определенности понятия “вид” у палеозойских фораминифер.

Следующий шаг синтеза – создание системы надвидовых таксонов у палеозойских фораминифер. В этом деле особо важна хорошо продуманная, логически безупречная концепция. Характеристику того, как она выглядит со стороны, дал Д.В. Наливкин: “...мне пришлось писать свои работы одновременно с Дагмарой Максимилиановной, и я все время завидовал ей: у нее все выходило последовательно и полно, от простого к сложному, ни на какие соблазны, особенно тематические, она не поддавалась” (Наливкин, 1979, с. 156).

Сущностью концептуальных представлений Дагмары Максимилиановны в области систематики, с моей точки зрения, является то, что В.И. Вернадский называл эмпирическим обобщением. Эмпирические обобщения требуют особого внимания к использованию терминологии, чему Дагмара Максимилиановна уделяла особое внимание. Примером этого является “Терминологический справочник по строению раковин фораминифер”, составленный ею совместно с А.А. Герке (Раузер-Черноусова, Герке, 1971). Этот справочник – лишь часть крупнейшей работы по упорядочению терминологии, используемой при описании палеозойских фораминифер. К сожалению, в полном объеме эта работа пока не опубликована.

В дискуссиях микропалеонтологов по систематике на эмпирические обобщения не обращали особого внимания. Почти десять лет тому назад на обсуждении вариантов систематически палеозойских фораминифер для справочника по их систематике, я вдруг четко прочувствовал разницу во взглядах Дагмары Максимилиановны и ее оппонентов. Ее оппоненты считали, что вначале надо установить иерархию таксономических признаков (этот признак видовой, этот родовой, этот семейства и т.д.). Затем по законам логики строили систематику надвидовых таксонов. Но возникает вопрос – а откуда взялась иерархия таксономических признаков? Часто для обоснования принятой априорно иерархии признаков придумывают самые разные объяснения (“биологическая значимость”, “информативность признака” и другие). Но если вникнуть в суть приводимых объяснений, то они предстанут всего лишь как красивые одежды, призванные замаскировать априорность выбранной иерархии признаков. Второй подход, который, по-моему, свойственен Дагмаре Максимилиановне, – это последовательное обобщение эмпирического материала по изменчивости фораминифер. Конечно, и при нем используются аксиомы (закон рекапитуляции и др.), но эти законы сами – эмпирическое обобщение огромного материала. Используя эти законы,

наряду с геохронологическими и палеобиогеографическими данными, выясняют степень родства, отраженную в филогенетических схемах. На основе последних обосновывают иерархию таксонов. И лишь затем, сравнивая таксоны между собой, выводят иерархию признаков. Важнейший вывод, который сделала Дагмара Максимилиановна, – таксономический ранг признака в процессе эволюции не остается постоянным, он меняется. Конечно, я далек от мысли приписывать Дагмаре Максимилиановне мелькнувшие у меня догадки, тем более, что в ряде своих ранних работ она отдает дань и “биологической значимости” (например, объяснение морщинистости стенки при выделении рода *Rugosofusulina*).

Именно такой подход к построению систематики привел Дагмару Максимилиановну к ее любимому детищу – периодичности и этапности в развитии палеозойских фораминифер. В последнюю треть уходящего века она, полно и всесторонне рассмотрев эту проблему, справедливо указала, что образно говоря, периодичность отвечает прямой связи организма со средой, а этапность выражает более сложные зависимости биоса от среды. Это открытие, сделанное сперва в палеонтологии, в наши дни получает новое звучание. Дело в том, что в последние 10 - 15 лет человечество впервые в своей истории уделило большое внимание особенностям эволюции так называемых саморазвивающихся систем, в которые включен и сам человек. Характерной чертой таких систем является то, что они в своем развитии проходят некие критические точки, которым свойственна очень высокая неустойчивость. И, чтобы выжить, человечество должно обратить свое внимание

на закономерности прохождения саморазвивающихся систем через эти критические точки неустойчивости. Экосистемы тоже принадлежат к саморазвивающимся системам, которые в геологической истории Земли не раз и не два проходили через такие же точки неустойчивости. Важно знать, как это совершалось в прошлом. И именно изучение периодичности и этапности, основанное на послонных сборах микроорганизмов, может позволить понять это. Стратегия выживания человечества в XXI веке, которая рассматривалась в 1992 г. на конференции ООН в Рио-де-Жанейро, как раз и основывается на выработке правил для человечества, как проходить эти критические точки неустойчивости. Я не исключаю того, что в наступающем веке исследование этапности и периодичности фораминифер сможет подсказать ответ и на этот животрепещущий для человечества вопрос.

Родилась Дагмара Максимилиановна в самом конце XIX века. С ним она связана тысячами нитей своего воспитания, культурных связей, научных традиций, а все, что было сделано ею – сделано в XX веке. Многое из этого создает фундамент нашей деятельности в XXI веке. Для меня Дагмара Максимилиановна всей своей жизнью и деятельностью является ярчайшим примером связи не только поколений, но и веков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Наливкин Д.В.* Наши первые женщины-геологи. Л.: Наука, 1979. 214 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Герке А.А.* Терминологический справочник по стенке раковин фораминифер. М.: Наука, 1971. 192 с.

УДК 551.7

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ РАН

© 1995 г. К. И. Кузнецова, Н. Г. Музылев

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

Поступила в редакцию 10.04.95 г.

В статье приведен обзор микропалеонтологических исследований мезозоя и кайнозоя в Лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН с момента ее образования в 30-х годах нашего столетия до настоящего времени. Показано как изменялся и расширялся круг изучаемых проблем, групп ископаемых организмов и география исследований. Намечены основные этапы в развитии этих исследований.

Ключевые слова. Мезозой, кайнозой, юра, палеоген, неоген, фораминиферы, наннопланктон, радиолярии, диатомеи.

Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова – основатель Микропалеонтологической лаборатории Геологического института. Первоначально это был “Кабинет микрофауны” в составе отдела стратиграфии, но очень скоро он обрел самостоятельность и статус лаборатории. Сейчас Лаборатория микропалеонтологии – одна из немногих в институте, сохранившая, несмотря на неоднократные структурно-организационные перестройки, в течение всей своей полувековой истории не только название, но и научную монолитность и неизменность научных интересов и подходов.

Круг интересов Д.М. Раузер-Черноусовой и ее ближайших соратников изначально был связан с верхнепалеозойскими фораминиферами: морфология и систематика, филогения, этапность развития, палеоэкология и, как синтез этого, – разработка зональных шкал карбона Европейской части СССР. Однако Дагмара Максимилиановна понимала, что изучить развитие фораминифер можно только проследив их эволюцию на всем протяжении их существования. Поэтому невозможно ограничиваться изучением только палеозойских групп, к тому же весьма своеобразных и высокоспециализированных. И по инициативе Дагмары Максимилиановны с 50-х годов в институте начались исследования микрофауны мезозоя и кайнозоя, хотя еще долго палеозойские фораминиферы оставались главным объектом изучения в лаборатории. Появились первые специалисты по микрофауне мезозоя - кайнозоя: В.Г. Морозова (верхний мел - палеоген), М.Я. Серова (палеоген - неоген), Т.П. Бондарева (палеоген), В.А. Крашенинников (палеоген - неоген), К.И. Кузнецова (юра). Первоначально развивая все научные направления, намеченные Дагмарой Максимилиановной, главное свое внимание они постепенно все же перенесли на разработку де-

тальной зональной стратиграфии и корреляции. Эта тенденция отчетливо прослеживается в исследованиях лаборатории и по настоящее время.

С расширением стратиграфического диапазона исследований расширилась и их география. В 1950 - 1960-е годы основным объектом изучения были морские осадки эпиконтинентальных бассейнов СССР (Русская платформа), а также Крымско-Кавказская область, Средняя Азия, Дальний Восток и Восточное Средиземноморье. Основной задачей этого этапа была разработка и совершенствование зональных шкал по фораминиферам.

Новый этап в микропалеонтологических исследованиях мезозоя - кайнозоя наступает с конца 60-х - начала 70-х годов. Качественно иной его уровень определялся поступлением массового и принципиально нового материала глубоководного бурения в океанах: многометровые непрерывные разрезы слаболитифицированных осадков, почти полностью состоящих из микрофоссилий прекрасной сохранности. Разрезы такого рода в эпиконтинентальных бассейнах практически неизвестны. Проект глубоководного бурения вовлек в сферу активных интересов биостратиграфов, кроме традиционных фораминифер, и другие группы ископаемых микроорганизмов – наннопланктон, диатомеи, радиолярии и др., поскольку стало очевидным, что без их использования невозможно детальная стратиграфия. Микропалеонтологическое изучение мезозоя и кайнозоя эпиконтинентальных бассейнов с 70-х годов приобретает в ГИНе еще больший размах. Для этого этапа исследований в Геологическом институте характерно всеобщее осознание двух фактов: 1) надежные стратиграфические построения невозможны только на основе привычной всем макрофауны, необходимое условие – использование данных и по микрофауне; 2) для полноценного микропалеонтологического обоснования стратификации и

корреляции осадков одних только фораминифер недостаточно, необходимо привлечение других групп микрофоссилий. Именно с 70-х годов в Геологическом институте начинается изучение нетрадиционных групп микроостатков во многих других лабораториях института.

К началу - середине 80-х годов зональные шкалы по основным группам микрофауны и микрофлоры в значительной мере были уже разработаны. Они перестают быть объектом изучения и становятся его субъектом. В распоряжении сотрудников ГИНа оказываются полигоны с прекрасно стратифицированными на основе микрофоссилий осадками: юра и палеоген - неоген Крымско-Кавказской области и Восточного Средиземноморья; палеоген Средней Азии. Не столь детальная, но все же надежная зональная стратиграфия разработана для палеогена - неогена Дальнего Востока и Северо-Востока России, а также для отдельных интервалов неогена Крымско-Кавказской области. Используя зональные шкалы как основу, стало возможным перейти на новый, более высокий уровень исследований - разработку событийной шкалы мезозоя - кайнозоя.

Остановимся теперь на некоторых достижениях мезозойско-кайнозойских микропалеонтологических исследований в Геологическом институте. У нас нет возможности детально рассматривать весь огромный объем информации, полученной к настоящему времени. Достаточно сказать, что сотрудниками Лаборатории опубликовано более 30 крупных монографий, в том числе в зарубежных изданиях, многие сотни научных статей и заметок по тематике исследований. Мы кратко изложим результаты изучения лишь по основным стратиграфическим интервалам, всегда доминировавшим в микропалеонтологических исследованиях института (юра и палеоген - неоген) и по основным регионам (Русская платформа, Крымско-Кавказская область и Средняя Азия, Восточное Средиземноморье, Дальний Восток и Северо-Восток России, Мировой океан).

Юра. Изучение юрских фораминифер в ГИНе началось в 50-х годах. Основным объектом исследований были классические разрезы юры Русской платформы с богатейшими сообществами фораминифер и аммонитов. Затем ареал исследований расширился - Англия, Польша, Франция и Германия. Эти материалы легли в основу широкой корреляции зональных подразделений, установленных по фораминиферам. Однако, корреляция с южными субтетическими отложениями, все еще была связана с большими трудностями. Поэтому с 70-х годов начинается изучение юрских фораминифер Крыма (в результате также разработана зональная схема юры по этой группе ископаемых). Затем в 80-е годы - Восточное Средиземноморье (Сирия), где собрана и монографически описана богатейшая, ранее совер-

шенно не изученная фауна типично тетических фораминифер. Зональная схема юры по фораминиферам - итог этих исследований и возможность наметить основные пути и закономерности эволюции тропических фораминифер и сравнить их с развитием бореальных фаун. Наряду с фораминиферами в Восточном Средиземноморье изучаются юрские остракоды - новая для мезозойской тематики лаборатории группа организмов, перспективная не только в стратиграфическом, но и палеоэкологическом аспектах. По остракодам разработана зональная схема юрских отложений Сирии, сопоставленная с фораминиферовой шкалой этих осадков. Монографическая опора этой работы - детальное изучение и описание богатых и разнообразных сообществ юрских остракод Сирии.

Изучение мезозойских осадков, основанное на материалах глубоководного бурения, дало новый импульс в исследованиях юрских фораминифер. Рейсы 27 и 41 корабля "Гломар Челленджер" позволили получить данные о развитии этих фаун в юрское время в Центральной Атлантике и Центральной части Индийского океана. Здесь обнаружены фораминиферовые сообщества достаточно глубоководного типа, космополитного состава, не включающие ни одной тропической тетической формы. Подобная зависимость систематического состава сообществ фораминифер от батиметрических зон бассейна установлена для юрских отложений Сирии, что позволяет надежно коррелировать разновозрастные осадки юры континентов и океанов.

Проблема изменения уровней Мирового океана изучалась для юрского времени путем анализа состава фораминифер в отложениях трансгрессивных и регрессивных фаз развития бассейнов, как Бореального пояса, так и Тетиса. Вопрос синхронности или изохронности этих фаз в морях разных широтно-климатических зон представляет исключительный интерес и является предметом изучения микропалеонтологов Геологического института в настоящее время и в ближайшем будущем.

Говоря о юрских микропалеонтологических исследованиях в Геологическом институте, хотелось бы отметить одну их особенность, тоже связанную с методом и стилем работы Дагмары Максимилиановны. Ведь именно она впервые применила метод коллективных работ. И институт стал объединяющим началом. Был организован большой научный коллектив для привлечения более широкого материала по юре, руководимый нашей микропалеонтологической лабораторией и Геологическим институтом Вильнюса. Все мы были гражданами одной огромной страны и над нами еще не витал дух прагматизма и меркантильности. Никто не спрашивал "Что я буду иметь?", а спрашивал "Что я могу внести?". И материал собрался поистине огромный - Тимано-Печорский

бассейн и Крым, Литва и Сибирь, Украина, Молдавия, Белоруссия, Грузия, Средняя Азия и Подмосковье. Результат – схема зонального расчленения юры по фораминиферам, корреляция всех регионов бывшего СССР и ряд коллективных монографий, сборников и теоретических разработок, которыми мы вправе гордиться и сегодня.

Переходя к исследованиям по кайнозойским отложениям, необходимо отдать дань глубочайшего уважения бывшему сотруднику Лаборатории, проработавшей в ней более 30 лет, выдающемуся микропалеонтологу В.Г. Морозовой. Принципиальное значение имело изучение ею фораминифер маастрихта – дания. Исследование микрофауны и зональное расчленение на этой основе датского яруса Крыма, бывшего в то время терминальным ярусом меловой системы, фактически решили вопрос об его отнесении к кайнозою. Валентина Галактионовна обладала исключительной способностью точного морфологического видения: там, где работала В.Г. Морозова, никто после нее не описал из изученной ею фауны ни одного нового вида и рода и не изменил объема описанных ею таксонов.

Палеоген - неоген. Микропалеонтологические исследования этого интервала в ГИНе неразрывно связаны с именем В.А. Крашенинникова, в свое время сменившего на посту заведующего Лабораторией микропалеонтологии Д.М. Раузер-Черноусову. Валерий Аркадьевич – ученый с мировым авторитетом в области микропалеонтологии и стратиграфии кайнозоя. Ограничимся только перечислением проблем и регионов, которыми он занимался и занимается: миоцен Юга СССР, кайнозой Сирий (на основе этих исследований впервые в геологической съемке был использован метод картирования хроностратиграфических границ), палеоген Крымско-Кавказской области, зональная шкала палеогена (Валерий Аркадьевич – один из ее авторов), проблема ярусного деления кайнозоя, наконец, – стратиграфия и океанография кайнозоя Мирового океана (В.А. Крашенинников – участник и научный руководитель многих рейсов “Гломар Челленджера”).

Именно благодаря усилиям В.А. Крашенинникова кайнозойская микропалеонтологическая тематика в институте постепенно оформляется в отдельное направление. С 70-х годов в Лаборатории микропалеонтологии, а затем и в других лабораториях института, как уже говорилось, начинается изучение карбонатного наннопланктона, диатомей, радиолярий, еще позже – динофлагеллят. Сильной стороной исследований по кайнозойским микрофоссилиям в институте всегда была и есть их комплексность. Доказательство этому – серия работ по корреляции зональных шкал по различным группам микроостатков кайнозоя континентов и океанов.

Крымско-Кавказский регион, Средняя Азия и примыкающие территории – одна из самых инте-

ресных в Мировой области развития палеогеновых отложений. Не случайно, именно здесь еще в довоенные годы заложены основы зональной стратиграфии палеогена по фораминиферам. Вполне понятно, что палеоген этой области всегда был объектом особенного внимания в ГИНе. Поэтому ежегодно организуются полевые экспедиции в эту область, связанные с микропалеонтологической тематикой. Сейчас палеоген Средней Азии детально стратифицирован на зональной основе по фораминиферам и наннопланктону. Северная окраина области (Прикаспий, Среднее Поволжье, Средний Дон) особенно интересна тем, что ее палеогеновая последовательность обогащена кремневыми микроорганизмами, с одной стороны, и содержит прослой карбонатных пород с фораминиферами и наннопланктоном, с другой. Благодаря именно этому обстоятельству сотрудникам ГИНа удалось детализировать зональную шкалу эпиконтинентальных бассейнов палеогена Восточного Перитетиса по диатомеям и радиоляриям (здесь нужно подчеркнуть, что основа диатомовой и радиоляриевой шкал разработана специалистами ленинградской школы), скоррелировать их со шкалами по карбонатному планктону. Среди исследований последних лет по неогену Крымско-Кавказской области и Средней Азии отдельно необходимо отметить работы, связанные с изучением наннопланктона. Благодаря им удалось доказать, что значительную часть неогенового времени бассейны Восточного Паратетиса имели постоянную, хотя и ослабленную связь с Мировым океаном, и, следовательно, представления о преимущественной изоляции Восточного Паратетиса оказываются неверными.

Микропалеонтологические исследования палеогенового-неогенового, а также четвертичного чехла Тихого, Индийского, Атлантического и Южного океанов базировались на различных группах микроостатков – фораминиферы, наннопланктон, диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты. Принципиально важно подчеркнуть, что они охватили различные палеотемпературные пояса – от Северной Атлантики и северной Пацифики на севере до приантарктических районов в Южном полушарии. В результате был сделан крупный вклад в изучение стратиграфии кайнозоя Мирового океана, выяснены основные особенности строения осадочного чехла, динамики его развития на протяжении кайнозоя. Разработаны единые зональные шкалы для океанических и пелагических осадков на континентах, что позволило “читать” геологическую историю континентов и океанов с помощью одного и того же методического инструмента.

Микропалеонтологические исследования на Дальнем Востоке неразрывно связаны с именем еще одного сотрудника института – М.Я. Серовой. Она начала свою деятельность с изучения

фораминифер мела - палеогена Карпат, но очень скоро основным объектом ее интересов стал кайнозой Дальнего Востока (Камчатка, Корякское нагорье, Сахалин и др.). Существующие представления о его зональной стратиграфии и корреляции в огромной степени обязаны многолетним исследованиям Марии Яковлевны. С 70-х годов в изучении кайнозоя этого региона специалистами ГИНа начинают широко использоваться кремневые микрофоссилии – диатомеи и радиолярии, а позже – известковый наннопланктон. Благодаря им, удалось впервые стратифицировать на зональной основе неогеновую последовательность и уточнить палеогеновую.

Наконец, в 80-е годы была начата разработка шкалы геологических событий палеогена - неогена. Наиболее эффективно она проводится для палеогена Крымско-Кавказской области и Средней Азии. В частности, доказано, что процесс седи-

ментации в этих регионах регулировался, прежде всего, эвстатическими колебаниями. Установлено, что интервалы аноксического осадконакопления, также как и прослои пеплов/бентонитов, приурочены к эвстатическим трансгрессиям и являются идеальными корреляционными реперами.

Заканчивая краткий обзор микропалеонтологических исследований по мезозою и кайнозою в Геологическом институте РАН, хотелось бы сказать следующее. Все мы знаем, какие трудные времена переживает сейчас российская наука. И уже выработался некий стереотип мышления – надо уцелеть, надо хоть как-то работать, чтобы выжить. Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова в своей долгой и многотрудной жизни тоже обращается к этим понятиям, но в ином их сочетании – не работать, чтобы выжить, а жить, чтобы работать и творить.

УДК 551.72:561.2(571.51)

ФАЦИАЛЬНО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ДЕРЕВНИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ: ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ

© 1995 г. П. Ю. Петров, А. Ф. Вейс

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

Поступила в редакцию 25.09.94 г., получена после доработки 16.01.95 г.

Изучение фациально-экологических и микрофитологических особенностей деревнинской свиты верхнего рифея Туруханского поднятия показало, что терригенно-осадочный комплекс этой свиты сформировался на шельфе морского палеобассейна. Основные фациальные ассоциации деревнинских карбонатных толщ образовались на его внешнем открытом шельфе, а силикокластических – на внутреннем защищенном шельфе. В деревнинских толщах обнаружено 44 рода и 53 вида органостенных микрофоссилий, встреченных на одиннадцати стратиграфических уровнях. Среди них особенно важны чуарии, акантоморфные акритархи, специфические коккоидные формы, крупные эллипсо-видные оболочки, широкие гладкостенные и морщинистые чехлы, септированные нити и слоевища (в том числе ветвящиеся). Проанализирован состав и фациально-экологическая принадлежность каждой из выявленных ассоциаций микроостатков. Подтверждены выводы о ведущей роли батиметрического контроля в формировании латеральной структуры микробий, приведены данные, показывающие воздействие на эту структуру гидродинамической активности среды и особенностей развития палеообстановок во времени.

Ключевые слова. Органостенные микрофоссилии, микробиота, рифей, протерозой, фациальная ассоциация, палеоэкология, шельф, палеообстановка, карбонатная платформа.

Углубление познания протерозойской биосферы предполагает исследование как самих организмов того времени, так и среды их обитания. Эти два направления изучения биосферы сосуществуют уже длительное время то сближаясь, то отдаляясь одно от другого. Единичные примеры их синтеза до недавнего прошлого были ограничены анализом карбонатных толщ и заключенных в них фитолигов и/или биот окремненных микрофоссилий (например, Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992). При этом в центре внимания находились те или иные аспекты специфической карбонатной седиментации и локальные фрагменты палеосреды, в которых протекали процессы ранней кремневой консервации микроорганизмов, а гораздо более представительная и разнообразная составляющая докембрийской биоты, известная по органостенным микрофоссилиям, по существу выпадала из поля зрения. Между тем, микроорганизмы, характеризующиеся этой формой сохранности, отвечают гораздо более широкому спектру палеообстановок, чем окремненные микрофоссилии, и потому более информативны при изучении ранних стадий развития биосферы. Примеры фациально-экологических реконструкций докембрийских палеообстановок с привлечением органостенных микрофоссилий пока еще единичны (Vidal, Nystuen, 1992; Zang, Walter, 1992; Hofmann, Jackson, 1994; Вейс, Петров, 1994а, б), хотя уже сейчас ясно, что именно эти микро-

фоссилии могут стать и в ближайшее время несомненно станут весьма перспективными источниками новой палеоэкологической информации. Одним из основных результатов наших предшествующих работ в этом направлении (Вейс, Петров, 1994а, б) стало выявление общей структуры латерального распределения сообществ микроорганизмов в рифейских субплатформенных бассейнах Сибири, установление прямой зависимости таксономического разнообразия и представительности микробий от глубины формирования заключающих их осадков и выделение ряда специфических по составу группировок микроорганизмов – глубоководной, среднеглубинной (оптимальной) переходной и мелководной. Данный феномен был интерпретирован как отражение прижизненного палеоэкологического распределения сообществ микроорганизмов.

Целями настоящей работы являются: 1) анализ фациально-экологического распределения таксономически различных ассоциаций органостенных микрофоссилий в шельфовых терригенно-карбонатных осадках верхнего рифея; 2) уточнение и подкрепление новыми данными ранее установленными нами (Вейс, Петров, 1994 а, б) черт распределения на примере отложений с качественно иными характеристиками; 3) оценка возможностей решения поставленных вопросов с большим чем ранее разрешением, в первую очередь по отношению к сообществам микроорганизмов,

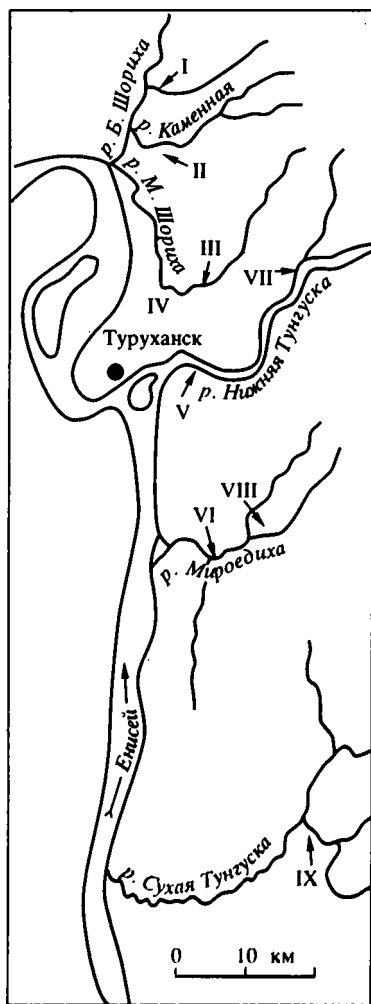


Рис. 1. Географическая схема местоположения разрезов древнинской свиты.

I – р. Надпорожная; II – р. Каменная; III – р. Малая Шориха; IV, V – р. Нижняя Тунгуска; VI – р. Мироедиха, западная моноклинали; VII – р. нижняя Тунгуска; VIII – р. Мироедиха Вторая, восточная моноклинали; IX – р. Сухая Тунгуска.

населявших “оптимальную” зону палеобассейнов. Объектом исследования послужили терригенно-карбонатные отложения древнинской свиты Туруханского района Северо-Западной Сибири и заключенные в них обильные и разнообразные остатки органостенных микрофоссилий.

ФАЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕРЕВНИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Возраст и строение древнинской свиты. В общем ряду преимущественно карбонатных рифейских отложений Туруханского района древнинская свита выделяется господством пестроокрашенных строматолитовых доломитов и более редких известняков, наличием мелкой цикличности в вертикальной смене морфотипов

строматолитов и присутствием двух силикокласических пачек, также окрашенных в пестрые тона. Выходы свиты прослеживаются с юга на север на 100 - 110 км, вскрываясь в пределах двух блоков (моноклинали), ограниченных крупными взбросо-надвигами (рис. 1). Лучшие разрезы свиты, в которых обнажена вся последовательность ее пород, наблюдаются в пределах западной моноклинали по рр. Нижняя Тунгуска и Каменная. В прочих разрезах вскрыты лишь отдельные части свиты, сложенные в основном карбонатными породами, а силикокласические пачки не обнажены совсем, либо фиксируются по отдельным выходам и высыпкам аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Возраст древнинской свиты ныне все исследователи определяют как позднерифейский, опираясь на состав строматолитов и микрофоссилий (обзор и библиографию см. Semikhatov, 1991). Среди последних особого внимания заслуживают акантоморфные акритархии *Trachyhystrichosphaera* и *Prolatoforma* (см. ниже), которые до наших работ здесь известны не были.

Имеющиеся К-Аг датировки глауконита из древнинской свиты, равные 820 - 870 млн. лет (Ивановская и др., 1973), судя по всему, фиксируют лишь минимальный предел возраста. Его максимальный предел определяет Pb-Pb изохронная датировка карбонатных пород подстилающей сухотунгусинской свиты, равная 1017 ± 90 млн. лет (Овчинникова и др., 1994). На подстилающих обломочных и пелитоморфных доломитах сухотунгусинской свиты древнинские отложения залегают с региональным перерывом по резкой неровной границе с локальной амплитудой размыва до 40 см, а вверх по разрезу постепенно сменяются мелкообломочными известняками и доломитами свиты буровой.

Отложения древнинской свиты условно могут быть расчленены на три подсвиты (рис. 2). Нижняя подсвита (от 105 до 115 м) состоит из палево-серых и красных строматолитовых и гораздо более редких обломочных доломитов, которые на нескольких уровнях заключают тонкие (до нескольких десятков сантиметров) аргиллитовые прослои. Средняя подсвита (100 м) включает две терригенные пачки, разделенные толщей преимущественно строматолитовых доломитов и подчиненных им известняков. В составе терригенных пачек доминируют аргиллиты и алевролиты, которые отделяются резкой границей от подстилающих строматолитовых доломитов и согласно перекрываются карбонатными членами разреза. Верхняя подсвита (до 70 м) сложена серыми обломочными, пелитоморфными и строматолитовыми доломитами. Мощность свиты быстро увеличивается с востока на запад от 75 до 270 м и незначительно возрастает с юга на север (от 220

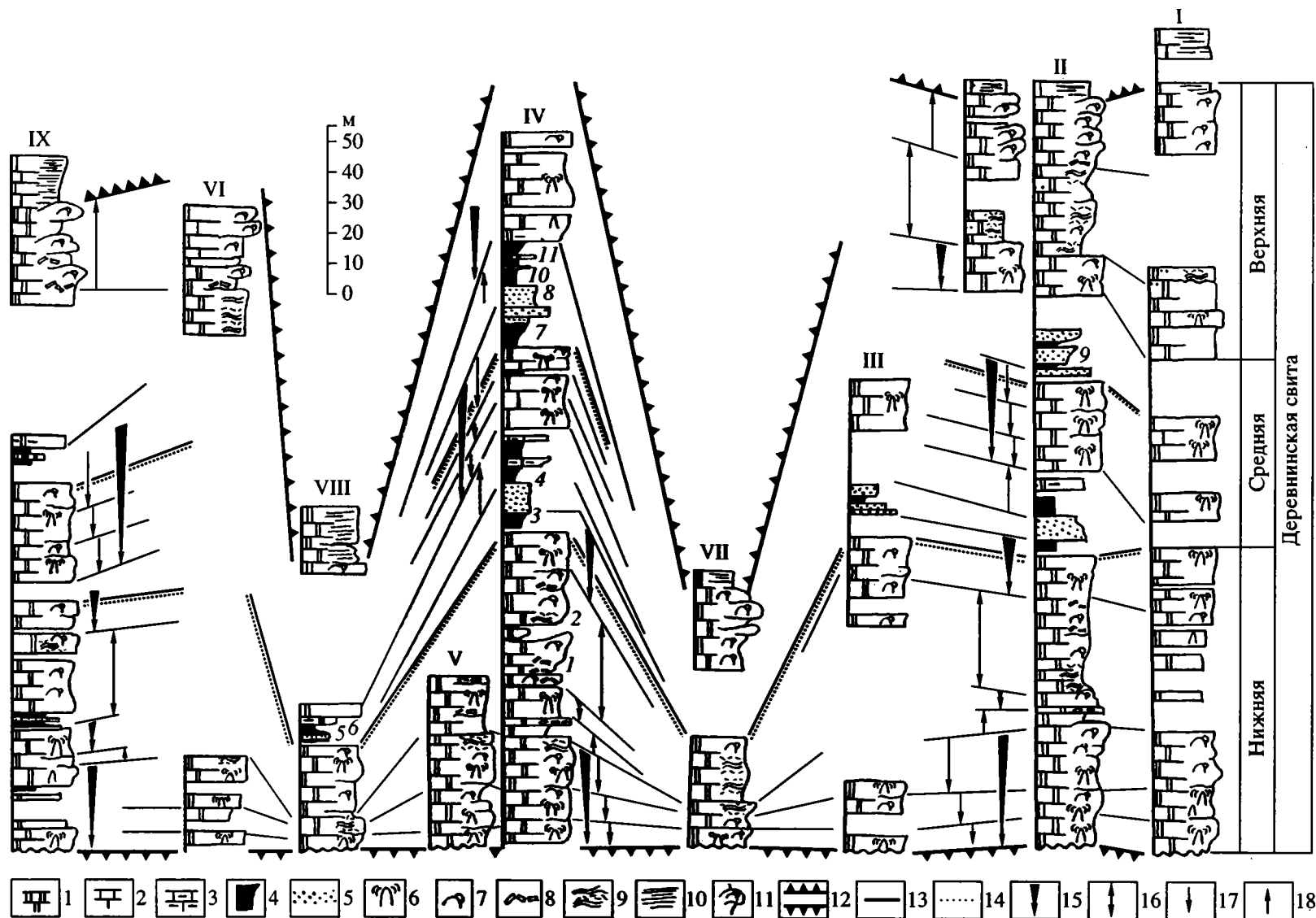


Рис. 2. Строение и фациальный состав древнинской свиты.

1 - 5 - литология: 1 - доломиты, 2 - известняки, 3 - глинистые известняки и мергели, 4 - аргиллиты и алевролиты, 5 - песчаники; 6 - 9 - фациальные ассоциации карбонатных отложений: 6 - ассоциация циклично построенных биостромов, 7 - ассоциация биогермов и биостромов, 8 - крупнообломочный, 9 - мелкообломочный типы ассоциаций обломочных доломитов 10 - горизонтально слоистые карбонаты свиты буровой; 11 - крупные биогермные постройки строматолитов; 12 - кровля и подошва древнинской свиты; 13 - границы подсвит; 14 - подошва терригенных пачек; 15 - регрессивные последовательности; 16 - составные последовательности; 17 - регрессивные тренды; 18 - трансгрессивные тренды. Цифры на схеме - здесь и далее местоположение и номера разрезов и уровней с микрофоссилиями.

до 270 м); наиболее изменчивы мощности нижней и средней подсвит (рис. 2).

Все находки органостенных микрофоссилий происходят из нижней и средней подсвит, вмещающих слои бескарбонатных аргилитов. Исходя из целей данной статьи, главное внимание мы уделим силикокластическим фациям, из которых происходит основная часть микрофоссилий.

Фациальные ассоциации карбонатных последовательностей. В деревнинских отложениях выделяются три таких ассоциации (рис. 2). Наиболее широко распространена (особенно в нижней и средней подсвитах) ассоциация циклично построенных строматолитовых биостромов, основу которых составляют постройки *Sonophyton* и *Jacutophyton*, реже встречаются *Baicalia*, а иногда *Inzeria* и *Colonnella*. Первые три морфотипа строматолитов чередуются между собой, образуя так называемые "якутофитовые циклы" (Serebryakov, Semikhatov, 1974; Серебряков, 1975) мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Судя по составу и текстурам карбонатов, выполняющих межстолбиковое пространство в пределах этих биостромов, нижние части последних, сложенные конофитами, были сформированы в тиховодных условиях ниже зоны штормового влияния, а верхние части биостромов, сложенные якутофитами и постепенно сменяющимися их вверх байкалиями, представляют осадки зоны постоянного волнового влияния. Иначе говоря, ассоциация формировалась в открыто-морских, в том числе относительно глубоководных обстановках в условиях частой осцилляции уровня моря.

Более скромную роль в сложении свиты играет ассоциация биогермов и биостромов столбчатых ветвящихся строматолитов, не обнаруживающих циклической смены морфотипов. Эта ассоциация, наиболее обычная в верхней и нижней подсвитах, образует пакеты мощностью до 10 м, в сложении которых участвуют *Baicalia* и более редкие *Inzeria* и *Gymnosolen*. Господствующие в межстолбиковом и межбиогермном пространстве обломочные карбонаты с горизонтальной и косоволнистой слоистостью и частые латеральные замещения различных механогенных осадков предполагают быстро сменявшиеся и гидродинамически активные условия их формирования. В целом вся ассоциация была образована в пределах зоны постоянной волновой активности.

Резко подчиненную роль в составе свиты играет ассоциация обломочных доломитов, в которой строматолиты встречаются очень редко. Эта ассоциация объединяет ряд фациальных типов отложений, среди которых наиболее обычны два. Первый представлен переслаиванием горизонтально- или волнистослоистых доларенитов, мелкообломочных плоскогалечных брекчий и пели-

томорфных доломитов, а второй примечателен пластами вакстоунов, в которых плоские неокатанные обломки длиной до 10 см часто ориентированы по косоволнистым сериям амплитудой до нескольких десятков сантиметров. Отложения первого типа залегают в кровле крупных циклов обмеления и, судя по текстурам пород и их положению в разрезе, формировались в низкоэнергетических наиболее мелководных обстановках, спектр которых мог варьировать от приливно-отливных равнин до зарифовых мелководных лагун. Отложения второго типа, пространственно тесно связанные с биогермами столбчатых ветвящихся строматолитов и тонкими аргиллитовыми прослоями, залегают в основании трансгрессивных трендов (рис. 2) и были сформированы в условиях высокой волновой активности, вероятно, при быстром затоплении выровненных мелководных ландшафтов.

Фациальные ассоциации терригенных пачек. В песчано-глинистых, бескарбонатных отложениях этих пачек выделяются пять фаций (рис. 3).

1. Фация аргиллитов – это сравнительно однородные глинистые отложения зеленовато-серых, черных и вишнево-красных тонов с ровной тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость подчеркнута тонкими (менее 0.1 мм) пленками органического вещества, которые по-видимому, представляют следы бентосных микробных сообществ (матов) – обычного компонента многих протерозойских глинистых толщ (Fairchild, Herington, 1989; Scheiber, 1990). Красный цвет породам придает рассеянная вкрапленность гематита, которая не всегда располагается согласно со слоистостью и, судя по всему, связана с поздними диagenетическими процессами. Отдельные микрослои в аргиллитах отмечены примесью алевритовых зерен кварца, но размылов в основании таких слоев нет. Это предполагает, что последние возникли в результате спокойного выпадения силикокластики из суспензионных потоков. Фация аргиллитов слагает однородные сравнительно мощные латерально выдержанные пакеты в верхних частях обеих терригенных пачек. Снизу эти пакеты отделены резкими, иногда с признаками размыва, границами, а вверх постепенно переходят в глинисто-карбонатные отложения. Сказанное позволяет считать, что осадки фации аргиллитов накопились в тиховодных относительно глубоководных обстановках.

2. Фация алевролитов сложена серыми горизонтально-слоистыми глинистыми алевритами, которые иногда включают прослои (0.5 - 3 см) горизонтально- и косослоистых мелкозернистых песчаников. Слоистость глинисто-алевритовых пакетов подчеркнута распределением тонкозернистого кварцевого песчаного материала, а иногда скоплением зерен глауконита, которым сопутствуют мелкие локальные размывы. Более

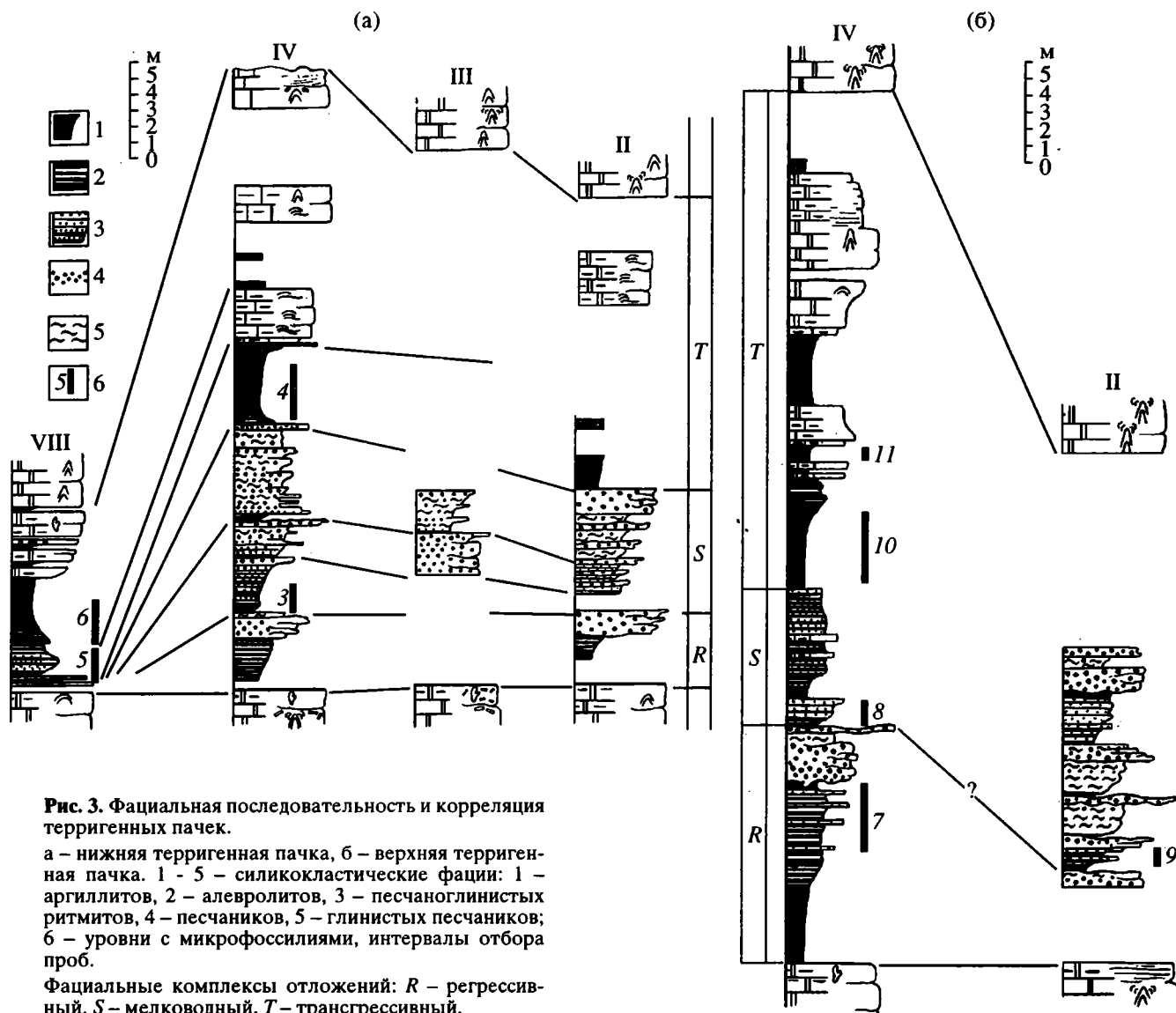


Рис. 3. Фациальная последовательность и корреляция терригенных пачек.

а – нижняя терригенная пачка, б – верхняя терригенная пачка. 1 – 5 – силикокластические фации: 1 – аргиллитов, 2 – алевролитов, 3 – песчаноглинистых ритмитов, 4 – песчаников, 5 – глинистых песчаников; 6 – уровни с микрофоссилиями, интервалы отбора проб.

Фациальные комплексы отложений: R – регрессивный, S – мелководный, T – трансгрессивный.

ясные размыты предшествуют песчаным прослоям, которые, в свою очередь, содержат множество внутренних реаквационных поверхностей, фиксирующих местные микроразмыты и иногда перекрытых тонкими (до 2 мм) глинистыми слойками. Характер косой слоистости в песчаниках, не несущей осцилляционных текстур, свидетельствует, что песчаный материал был отложен в условиях однонаправленных донных течений. Породы рассматриваемой фации слагают небольшие пакеты, которые в разрезе либо постепенно сменяются отложениями фации аргиллитов, либо по четкой границе перекрываются пластами крупнозернистых песчаников. Все сказанное позволяет считать, что осадки фации аргиллитов формировались в более проксимальных и менее глубоководных обстановках по сравнению с фацией аргиллитов. Алевролитовый и песчаный ма-

териал был отложен как из суспензионных наддонных, так и нагруженных придонных однонаправленных потоков вне зоны волнения. Вероятно, основной транспорт осадков осуществлялся отливными течениями в пределах нижней сублиторали.

3. Фацию песчаников представляют пласты (0.5 - 2 м) светло-серых, черных и бурых от средне- до крупнозернистых кварцевых аренитов, внутри которых иногда присутствуют линзовидные скопления песчано-гравийного материала. Для этих пластов характерны хаотические вариации зернистости, однако наиболее грубые фракции обычно тяготеют к кровле отдельных пластов. Песчинки чаще всего имеют грубую горизонтальную, реже косую слоистость; последняя обладает однонаправленными, а иногда разнонаправленными косыми сериями с изменчивыми

амплитудами (2 - 20 см), углами падения и формами фронтальных поверхностей. На некоторых горизонтах в песчаниках иногда отмечается косая и косоволнистая слоистость знаков ряби амплитудой до 10 см. Наиболее яркий признак рассматриваемой фации - это обилие внутренних реактационных поверхностей, перекрытых быстро выклинивающимися глинистыми прослойками толщиной до 0.5 см. Последние образуют характерный флазерный тип слоистости и иногда определяют мелкую (1 - 5 см) линзовидную отдельность пород.

Характер слоистости и строения песчаных тел свидетельствуют, что они формировались, главным образом, в условиях однонаправленных потоков, нагруженных осадочным материалом. Важно отметить, что в последовательности текстур отсутствуют какие-либо признаки действия длиннопериодных осцилляционных или комбинированных потоков. Наиболее крупнозернистые песчано-гравийные скопления, тяготеющие к эрозионным границам, видимо, представляют собой перекрытые сгруженные отложения. Некоторые горизонтальнослоистые текстуры фации песчаников обнаруживают сходство с транспотоковым типом слоистости, в деталях описанной ранее (Allen, 1982). Основная часть флазеров, видимо, была образована в реверсионно-стадийном режиме. Таким образом, осадки рассматриваемой фации были сформированы в условиях периодических однонаправленных потоков с эпизодами тиховодных условий, отмеченных аккумуляцией глинистого материала. Такие условия могли существовать в диапазоне от верхней сублиторали до нижней литорали, т.е. в типичной для аккумуляции песчаных тел полосе приливно-отливной влияния (Klein, 1977; Clifton, 1983).

4. Фация глинистых песчаников представляет собой резко несортированные песчано-глинистые отложения бурых и зеленовато-коричневых тонов, слагающие пакеты мощностью до 2 метров. В пределах этих пакетов наблюдаются плавные и незакономерные переходы от пород с преобладанием глинистой компоненты (кварцевые вакки) к плохосортированным песчаникам с большим количеством глинисто-алевритового матрикса. В общем гранулометрическом составе фации наблюдается тенденция к бимодальному пелит-псаммитовому распределению. К более глинистым разностям тяготеет вкрапленность мелких кристаллов пирита, которые замещены глинисто-гематитовым агрегатом. Породы имеют горизонтальную слоистость, при этом в основании отдельных песчаных пластов и линз видны эрозионные границы.

В наиболее глинистых породах фации иногда наблюдаются своеобразные фрагментарные постседиментационные микротекстуры, которые

свидетельствуют о нарушении связности осадка и смещении отдельных его блоков внутри слоев. Они близки либо к псевдонодулярным текстурам (Klein, 1971, 1977), которые формировались при комбинации процессов разжижения и нагрузки в условиях экстремально ранней консолидации осадков, либо к текстурам, возникающим при наложении многократных периодов субаэральной экспозиции и свидетельствующим о начальных процессах почвообразования (Wright *et al.*, 1986).

Рассмотренная фация в разрезе ассоциирует с фацией песчаников, сменяясь последней по разрезу, а иногда и по латерали, и свидетельствует о мелководных обстановках с вероятными периодами субаэральной экспозиции. Скорости течений, существовавших при отложении ее осадков, были явно недостаточны как для образования конденсированных отложений, так и для возникновения потоков, нагруженных осадочным материалом и формирующих косослоистые серии. Видимо, эти осадки были сформированы в полуизолированных заливах или лагунах под периодическим воздействием отливных течений. Их вероятные аналоги известны среди современных микроприливных отложений Западной Африки (Flemming, 1988).

5. Фация песчано-глинистых ритмитов представлена частым (через 15 - 30 см) чередованием сероцветных пакетов преимущественно глинистого состава и прослоев тонко- и мелкозернистых песчаников. В упомянутых пакетах в свою очередь наблюдаются тонкие (до 1 см) выдержанные слойки, в различной мере обогащенные песчаным материалом. Породы обычно обладают ровной горизонтальной слоистостью и лишь отдельные песчаные прослои имеют плоскопараллельные косые серии. Среди наиболее глинистых отложений фации (верхняя терригенная пачка по р. Нижняя Тунгуска) наблюдаются обособленные пласты до 0.5 м мощности темно-серых известковых аргиллитов и глинистых известняков, тонкая горизонтальная слоистость которых подчеркнута пленками обогащенными органическим веществом. Количество и зернистость песчаного материала заметно растет вверх по разрезу рассмотренной фации и она постепенно сменяется фацией песчаников.

Осадки фации песчано-глинистых ритмитов накопились в тиховодных обстановках с частыми инъекциями песчаного материала. Положение фации в общей последовательности древнинских отложений позволяет думать, что она была сформирована в пределах верхней сублиторали, в непосредственной близости от зон развития фации песчаников. Транспорт осадков осуществлялся почти исключительно суспензионными потоками на сравнительно небольшие дистанции. В сторону бассейна песчано-глинистые осадки быстро

сменялись глинисто-алевритовыми, и далее, вероятно, глинисто-карбонатными отложениями (пример верхней терригенной пачки). Последовательность изменения состава фации свидетельствует о направленном проградационном режиме ее формирования.

Фациальные последовательности и изменения палеообстановок на деревнинском шельфе. Сказанное выше показывает, что отложения были сформированы на терригенно-карбонатном шельфе и что наиболее высокие темпы погружения в деревнинское время наблюдались на северо-западе Туруханского района, а его восточная часть располагалась на крыле обширного консидементационного поднятия, впервые отмеченного В.И. Драгуновым (1959). Характер распределения мощностей и фаций позволяет думать, что открытый морской бассейн в рассматриваемое время простирался к северо-западу от современного Туруханского поднятия, замещаясь к юго-востоку прибрежными ландшафтами. Обстановки формирования карбонатных и силикокластических толщ в пределах этого бассейна были существенно различными.

Карбонатные толщи, как показывает широкое развитие в них следов активного волнового режима седиментации, были сформированы главным образом в открыто-морских обстановках внешнего шельфа. Преобладая в составе деревнинской свиты, эти толщи слагают либо ясно выраженные регрессивные последовательности, которые отражают четкие тренды обмеления, либо менее четкие составные последовательности, которые лишены такой общей направленности.

Регрессивные последовательности представляют собой довольно крупные (мощностью до нескольких десятков метров) тренды обмеления, разделенные резкими, часто эрозионными границами. Наиболее широко они распространены в нижней и средней подсвитках. Их нижние горизонты сложены циклически построенными биостромами *Coporhyton* – *Jacutophyton*, средние – ассоциации биогермов и биостромов, лишенных внутренней цикличности, а верхние – ассоциацией обломочных доломитов, первым ее типом. Эти последовательности являются латерально наиболее выдержанными членами деревнинской свиты и в целом отвечают фациальным системам высокого стояния уровня моря. Смена обстановок во время их формирования рисуется следующим образом. Ассоциация циклически построенных биостромов конофитонов и якутофитонов формировалась в периоды максимального затопления, а присущие ей внутренние циклические вариации морфологии строматолитов отражали короткопериодные колебания уровня моря. При уменьшении глубины бассейна эта латерально выдер-

жанная ассоциация распадалась на сложную мозаику разнообразных строматолитовых сооружений, сформированных в условиях интенсивной и постоянной волновой активности (ассоциация биогермов и биостромов столбчатых строматолитов, не обнаруживающая признаков цикличности). При дальнейшем падении уровня моря эти строматолитовые сооружения вырождались в мелкие тела пластовых, реже столбчато-пластовых морфотипов, которые чередовались с участками мелкообломочных отложений (первый тип отложений ассоциации обломочных доломитов).

Составные последовательности, лишенные единой направленности, распространены в нижней и верхней подсвитках, где представлены относительно мелководными фациальными ассоциациями. В строении этих последовательностей выделяются тренды трансгрессивной направленности мощностью до 10 м и резко подчиненные им более мелкие тренды обмеления. Первые определяются сменой обломочных доломитов, строматолитовыми разностями, сложенными столбчатыми постройками, вторые – обратной сменой фаций. При этом ни в тех, ни в других не отмечается циклов подчиненных порядков. Интервалы разрезов, сложенные такими последовательностями отвечают фациальным системам низкого стояния уровня моря (рис. 2). Характерно, что среди карбонатных отложений трансгрессивных частей рассмотренных последовательностей присутствуют маломощные (до 5 - 10 см) прослои аргиллитов, по крайней мере часть из которых содержит органостенные микрофоссилии. Эти последовательности отражают следующие события.

Тяготеющие к их основанию преимущественно крупнообломочные вакстоуны (второй тип отложений ассоциации обломочных доломитов) и разобщенные биогермы строматолитов (*Baicalia*) отвечают начальным этапам трансгрессий, палеоландшафты которых были сформированы в результате быстрого затопления плоской сверхмелководной морской равнины, наблюдаемое вверх по разрезу каждой последовательности. Заметное возрастание роли строматолитов – сначала биостромов, а затем крупных биогермов *Inzeria*, *Baicalia* и иногда *Jacutophyton* – характеризуют дальнейшее развитие трансгрессий. Прижизненный рельеф таких биогермов достигал нескольких метров, а межбиогермные пространства с относительно тиховодными обстановками иногда выступали в качестве ловушек для транзитных потоков тонких глинистых осадков, поступающих из отдаленных областей бассейна. Глинистые илы одной из таких крупных ловушек содержат уникальные по сохранности и своеобразию комплексы микрофоссилий (см. ниже). Итак, последовательности описанных отложений отражают

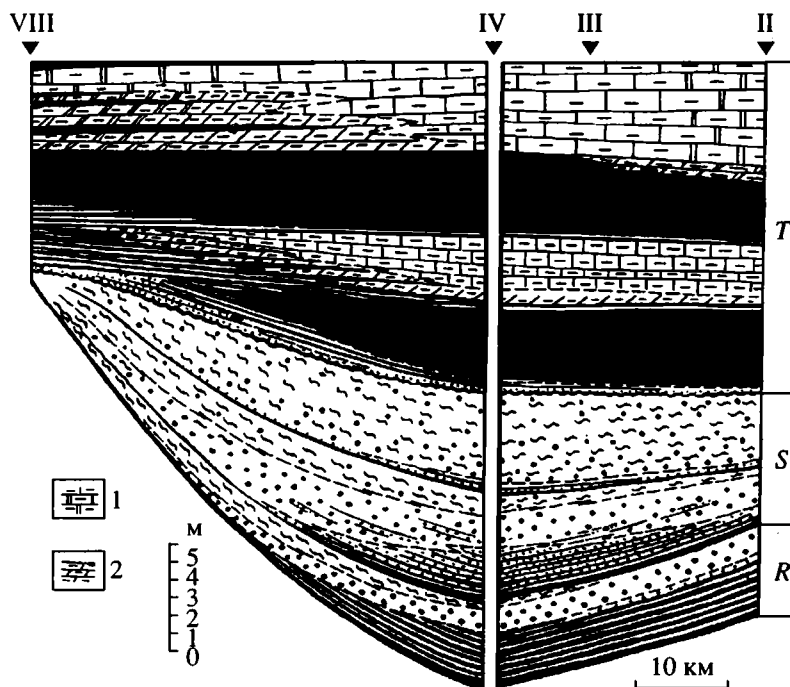


Рис. 4. Предполагаемое фациальное строение нижней терригенной пачки.

1 – глинистые известняки или доломиты, 2 – мергели. Др. усл. обозн. см. на рис. 3.

изменение палеоландшафтов от системы отмелей и защищенных лагун к плоской морской равнине, занятой полями строматолитов (главным образом *Baicalia*), и далее к сравнительно глубоководным областям с выраженным рельефом биогермных сооружений, которые могли выполнять роль барьеров.

Силикокластические отложения двух терригенных пачек средней подсвиты, в отличие от карбонатных отложений деревнинской свиты, были сформированы в областях внутреннего (защищенного) шельфа. Это следует из отсутствия в упомянутых пачках каких-либо признаков штормового режима седиментации. Транспорт осадочного материала осуществлялся, в основном, приливно-отливными течениями, а развитие фациальных комплексов и изменение обстановок их формирования контролировалось положением уровня моря и количеством терригенного материала, поступающего с востока. В обеих терригенных пачках выделяются по три фациальных комплекса отложений (рис. 3 и 4).

Нижний регрессивный комплекс, слагаемый фациями алевролитов и песчаников, соответствует ясно выраженному тренду обмеления. В период его формирования массы терригенных осадков быстро продвигались в сторону бассейна, перекрывая всю площадь шельфа и отражая быструю миграцию силикокластического фронта. Приближение фронта фиксируется в быстром, но постепенном увеличении доли рассеянно-

го глинистого вещества в доломитах, непосредственно подстилающих терригенные пачки (рис. 2).

Средний мелководный комплекс, представленный сложным сочетанием фаций песчано-глинистых ритмитов, песчаников и глинистых песчаников, формировался в наиболее проксимальных и в наиболее мелководных обстановках. Его отложения залегают на породах регрессивного комплекса обычно по резкой границе, но без признаков размыва и лишь по р. Мироедиха Вторая между ними наблюдается внутрiformационное несогласие. Данные, представленные на рис. 4, позволяют думать, что формирование рассматриваемого комплекса нижней терригенной пачки происходило в быстром проградационном режиме и завершилось становлением крайне мелководных ландшафтов, в пределах которых накапливались фации глинистых песчаников и песчаников. Здесь, вероятно, преобладали крайне мелководные заливы и лагуны с микро-приливным влиянием и разделяющие их подвижные песчаные пояса, подверженные субаэральной экспозиции в моменты падения уровня моря. В отличие от этого, мелководный комплекс верхней терригенной пачки, судя по соотношениям фаций по р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор (рис. 3), формировался в более дистальной бассейновой обстановке. Отдельные пласты известковых аргиллитов и глинистых известняков, присутствующих здесь среди наиболее тонких разностей

песчано-глинистых ритмитов, позволяют думать, что чисто силикокластические осадки мелководного комплекса в сторону бассейна постепенно сменялись глинисто-карбонатными.

Верхний трансгрессивный комплекс выделяется господством фации аргиллитов, содержащих самые богатые в деревнинской свите ассоциации органостенных микрофоссилий. Этот комплекс развивался на фоне трех последовательных этапов затопления шельфа (рис. 4), на каждом из которых осадочные последовательности накапливались в ретроградационном режиме. Таким образом, глинистые осадки верхнего комплекса отражают прогрессирующее увеличение глубины палеобассейна. На подстилающих отложениях эти осадки залегают по эрозионной границе с базальными брекчиями (нижняя терригенная пачка) или по резкой границе без признаков размыва (верхняя терригенная пачка по р. Нижняя Тунгуска). В масштабе всего бассейна указанные границы представляют собой, видимо, главные трансгрессивные поверхности, переходящие от эрозионных в проксимальных участках шельфа к согласным в бассейновых областях. Внутренние границы осадочных последовательностей, разделяющие упомянутые выше этапы затопления, и кровля всего трансгрессивного комплекса представляют собой согласные трансгрессивные поверхности. Переход от верхнего трансгрессивного комплекса терригенных пачек к вышележащим преимущественно строматолитовым доломитам отражает дальнейшее развитие трансгрессии и смену обстановок внутреннего шельфа с преимущественно глинистым типом седиментации открыто-шельфовыми обстановками карбонатного осадконакопления.

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ДЕРЕВНИНСКОЙ СВИТЫ

Общая характеристика деревнинской микробиоты. Органостенные микрофоссилии в деревнинской свите были обнаружены Б.В. Тимофеевым (1966, 1969), который описал на р. Нижняя Тунгуска небольшой набор простых сфероморфид. В дальнейшем Н.С. Михайлова (1985, 1986, 1987) и А.Ф. Вейс (1986, 1988) резко расширили имеющиеся данные о составе микробиоты и открыли ряд новых ее местонахождений. В результате эта микробиота вошла в число наиболее обильных и разнообразных докембрийских микробиот Северной Евразии. Тем не менее, в литературе отсутствует не только детальное описание встречающихся здесь находок, но даже корректная географическая и стратиграфическая привязка наиболее показательных из них. Наши данные значительно дополняют ранее опубликованные сведения о составе деревнинской микробиоты,

развивают намечавшиеся ранее выводы о латеральных его вариациях и впервые позволяют показать влияние экологического фактора на распределение конкретных ассоциаций деревнинских микроорганизмов.

В ходе проведенных исследований было изучено 85 проб, которые происходят из трех различных по представительности разрезов свиты расположенных на реках Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор (68 проб), Мироедиха Вторая (14 проб) и Каменная (3 пробы). В 52 из этих проб (соответственно в 41, 9 и 2) обнаружены определяемые микроостатки, которые в целом имеют хорошую, а в ряде случаев очень хорошую сохранность. Для получения представительных данных пробы отбирались не только из наиболее пригодных для микрофитологического анализа разновидностей пород, но иногда и из менее перспективных.

При мацерации собранного материала мы не ограничились обычной методикой, основанной на обработке проб концентрированной плавиковой кислотой и центрифугировании нерастворимого осадка в тяжелой жидкости (с удельным весом 2.1 - 2.2 г/см³). Для подавляющего большинства проб эта обязательная процедура была дополнена тем, что данный осадок до центрифугирования пропускался через сита с диаметром ячеек не более 50 мкм и оставшиеся на сите частицы изучались под бинокулярной лупой для отбора микрофоссилий. Именно благодаря такому подходу, уже применявшемуся Т.Н. Герман (1974), Г. Видалем (Vidal, 1976), М.Б. Бурзиным (1989) и нами (Вейс, Воробьева, 1993), удалось получить неповрежденными остатки ряда крупных и сложно построенных морфотипов, ранее не известных в составе деревнинской биоты. Все известные из деревнинской свиты микрофоссилии представлены органостенными формами. Окремненных микроостатков в ней не обнаружено (Головенко, Белова, 1993).

Микрофоссилии в деревнинской свите обнаружены на одиннадцати стратиграфических уровнях (рис. 2). Каждый такой уровень представляет интервал разреза мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, который обладает специфической микрофитологической характеристикой и отделяется от других уровней пакетами или пачками пород, лишенными микрофоссилий. Наблюдаемые на некоторых уровнях вариации состава микрофоссилий по разрезу отражают мелкомасштабные изменения во времени фациально-экологических условий формирования конкретных микросообществ.

Наиболее богатые и разнообразные находки деревнинских микрофоссилий приурочены к разрезу на р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор. Микрофоссилии были встречены здесь на восьми стратиграфических уровнях (первом - четвертом,

седьмом, восьмом, десятом и одиннадцатом их общей последовательности). В других разрезах микрофоссилии встречены на двух (пятом и шестом) уровнях на р. Мироедиха Вторая и на одном по р. Каменная. Маломощная пачка (около 6 м), из которой происходят микрофоссилии на р. Каменная, по сопоставлениям отнесена к девятому уровню их общей последовательности.

При классификации изученных форм мы, как и ранее (Вейс, 1988, 1993 и, отчасти, Янкаускас и др., 1989) выделяли на надродовом уровне широкие морфологические категории – акритархи, колониальные коккоидные, нитчатые (трихомы и чехлы) и сложно построенные образования, а на родовом и видовом уровнях – наиболее привычные и общеупотребительные таксоны (Вейс, Воробьева, 1993). Это позволило не включать многие простые и мало выразительные по строению микроостатки в систему рецентных форм в не-

скольких взаимоисключающих позициях (Сергеев, 1993 и др.), и свело на нет дестабилизирующий эффект перекомпоновки широко известных таксонов (Knoll *et al.*, 1991; Butterfield *et al.*, 1994). Следуя таким путем, в составе древнинской микробиоты было определено 44 рода и 53 вида микроостатков. Среди них по систематическому разнообразию и количеству лидируют акритархи (11 родов, 19 видов – 45% изученных экземпляров) и чехлы (14 родов, 16 видов – 25% встреченных форм). Реже представлены трихомы и трихомоподобные образования (7 родов, 6 видов – 7% экземпляров) и колониальные коккоидные микрофоссилии (8 родов, 8 видов – 20% экземпляров). Наиболее редкими элементами биоты являются лентовидные слоевища (в том числе ветвящиеся) а также остатки, морфологически близкие к структурам размножения некоторых низших грибов, кутикулярные покровы предположительно

Таблица 1. Микрофоссилии древнинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения древнинских микрофоссилий:

3, 8 - 11, 15, 18 - 20, 22 - 24, 27 - 30 – второй уровень; нижняя подсвита (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор); 7 – третий уровень; 16 – четвертый уровень; третий и четвертый уровни – средняя подсвита, нижняя терригенная пачка; там же.

1, 6 – пятый уровень; 2, 14, 26 – шестой уровень; оба уровня – средняя подсвита, нижняя терригенная пачка (р. Мироедиха Вторая); 25 – девятый уровень; средняя подсвита, верхняя терригенная пачка (р. Каменная); 5, 21 – десятый уровень; 4, 12, 13, 17 – одиннадцатый уровень; оба уровня – средняя подсвита; верхняя терригенная пачка (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор).

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 3, 5, 16, 21, 29 – 250 мкм; фиг. 2 – 400 мкм; фиг. 4, 7, 15, 24, 30 – 150 мкм; фиг. 6, 12 – 300 мкм; фиг. 8, 11, 14, 18, 20, 27 – 120 мкм; фиг. 9, 10, 19, 28 – 100 мкм; фиг. 13 – 450 мкм; фиг. 16, 17 – 700 мкм; фиг. 23, 25, 26 – 80 мкм.

1 – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm.; экз. № 4010-40.

2 – *T.sp.*; экз. № 4014-91.

3, 29 – *Simia perjenica* A. Weiss, крупные окаймленные оболочки с хорошо выраженной периферической складкой; 3 – экз. № 4233-59, 29 – экз. № 4231-65.

4, 12, 13, 17 – микроостатки необычного строения, состоящие из двух субсферических, находящихся одна в другой оболочек; на внутренней из оболочек присутствуют участки, сплошь покрытые многочисленными близко расположенными тонкими выростами; 4, 12, 13 – увеличенные фрагменты внутренней оболочки (участки с выростами); экз. № 1898-64.

5 – *Konderia elliptica* A. Weiss; экз. № 2378-135.

6 – эллипсоидальная оболочка с тонкими складками, образующими при наложении характерный ромбический рисунок; экз. № 4009-81.

7 – скопление оболочек различного размера *Leiosphaeridia* spp.; экз. № 2378-176.

8 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim., сублинейный агрегат оболочек с внутренними уплотнениями; экз. № 1810-75.

9, 10 – *Simia annulare* (Tim.) emend. Mikh. мелкие окаймленные оболочки с периферической складкой; 9 – экз. № 1810-150; 10 – экз. № 1810-151.

11, 18 - 20, 27 – стиганемо подобные нитчатые формы; 11 – экз. № 1810-191; 18 – фрагмент нити с настоящим боковым ветвлением, экз. № 4233-61; 19 – экз. № 1810-153; 20 – экз. № 1810-154; 27 – экз. № 4270-63.

14, 15 – бесформенные скопления коккоидных клеток *Muxococcoides* spp. (клетки на стадиях разложения *capsulata* и *punctata*); 14 – экз. № 4019-92, 15 – экз. № 4271-60.

16 – *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), оболочка с хорошо выраженным внутренним телом; экз. № 2378-137.

21 – ценобиальный агрегат мелких одноразмерных оболочек *Leiosphaeridia* sp.; экз. № 2378-138.

22 – *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal, Ford; экз. № 4233-62.

23, 24 – нитчатые формы с округлыми спорангиоподобными структурами, состоящими из мелких коккоидных клеток, расположенными вблизи замкнутого закругленного окончания нити; 23 – экз. № 1810-155; 24 – экз. № 1810-156.

25 – ветвящаяся нитчатая форма (чехол?); экз. № 4453-41.

26 – *Entosphaeroides* sp., фрагмент нитчатого чехла с многочисленными мелкими темными внутренними телами (коллапсировавшими клетками?); экз. № 4018-93.

28 – *Sphaerocongregus variabilis* Moor., цепочечный агрегат коккоидных клеток без чехла; экз. № 4231-64.

30 – *Palaeopleurocapsa* sp.; агрегат коккоидных клеток характерного гроздевидного строения; экз. № 4233-66.

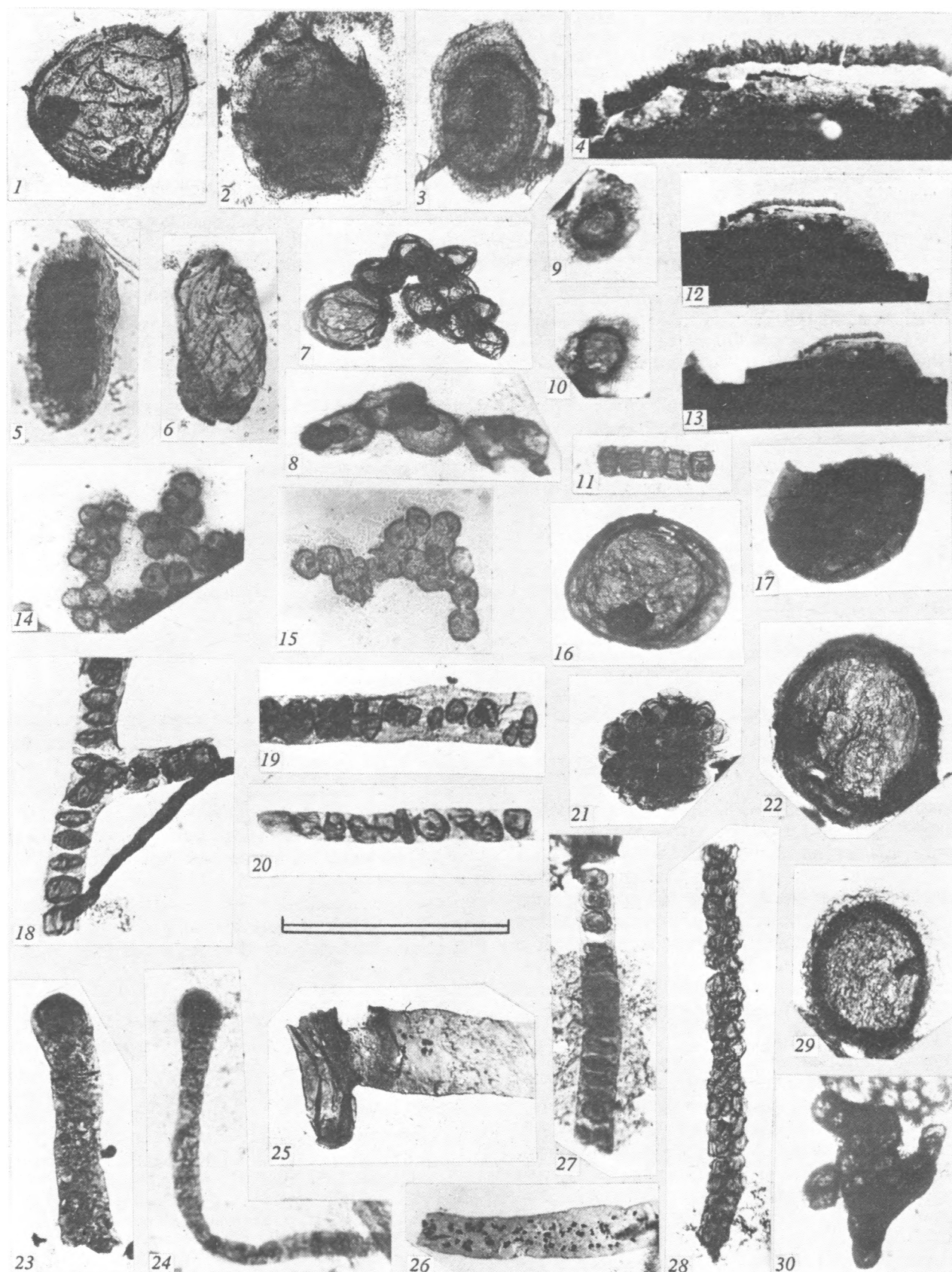


Таблица I.

Таблица II. Микрофоссилии деревнинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения деревнинских микрофоссилий: 14 – первый уровень; 1 - 6, 9, 11 - 13, 15 - 19, 23, 25, 31, 32 – второй уровень; оба уровня – нижняя подсвита (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор); 20, 29 – третий уровень, 24 – четвертый уровень; оба уровня – средняя подсвита, нижняя терригенная пачка (р. Мироедиха Вторая).

7, 8, 10, 21 – шестой уровень; средняя подсвита, нижняя терригенная пачка (р. Мироедиха Вторая).

30 – восьмой уровень; 22, 26 - 28 – десятый уровень; 22, 26 - 28, 30 – средняя подсвита, верхняя терригенная пачка (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор).

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 22 – 240 мкм; фиг. 2, 4 – 250 мкм; фиг. 3 – 200 мкм; фиг. 5 - 7, 9, 31 – 150 мкм; фиг. 8, 23, 27, 29, 32 – 100 мкм; фиг. 10, 21 – 350 мкм; фиг. 11 - 13, 15 - 20, 25, 26, 28 – 80 мкм; фиг. 14 – 400 мкм; фиг. 24, 30 – 120 мкм.

1 - 4 – *Obruchevelia cylindrica* (Tynni et Donner) emend. Jank., объемные спиральные формы, образованные гладкостенными нитчатыми чехлами; 1 – экз. № 4231-56; 2 – экз. № 4231-67; 3 – экз. № 4231-68; 4 – экз. № 4231-69.

5, 6, 26 – *Glomovertella glomerata* (Jank.), субкольцевидные агрегаты нитчатых чехлов; 5 – экз. № 1810-158; 6 – экз. № 4233-70; 26 – экз. № 2378-133.

7 – *G. eniseica* (Herm.), бесформенные клубковидные переплетения нитчатых чехлов; экз. № 4019-92.

8, 10, 22, 28, 30 – *Siphonophycus* sp., широкие нитчатые чехлы с хорошо выраженной поперечной орнаментацией; 8 – экз. № 4018-95; 10 – экз. № 4018-94; 22 – экз. № 1882-40, 28 – экз. № 2378-143; 30 – экз. № 1880-41.

9 – *Rugosoopsis tenuis* Tim. et Herm., трубчатая форма с ребристой поверхностью; экз. № 4231-71.

11 - 13, 15 - 19, 23, 25 – *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*) *grandis* Horod. et Donald., крупные акинетоподобные эллипсоидальные оболочки с заключенными внутри них остатками трихомов; 11 – экз. № 1810-159; 12 – экз. № 1810-160; 13 – экз. № 4231-72; 15 – экз. № 1810-161; 16 – экз. № 1810-162; 17 – экз. № 1810-163; 18 – экз. № 1810-164; 19 – экз. № 1810-165; 23 – экз. № 4231-73; 25 – экз. № 1810-166.

20 – *Eosynechococcus* sp., мелкие эллипсоидальные оболочки без внутренних включений; экз. № 2378-140.

21 – *Leiotrichoides typicus* Herm., фрагмент дерновины, состоящий из неплотно расположенных гладкостенных чехлов; экз. № 4018-95.

24 – *Brevitrichoides tiulmenicus* Jank. et Kozl., неправильно веретеновидная оболочка с предположительно многокамерным внутренним строением; экз. № 1810-166.

27 – *Rectia costata* (Jank.), морщинисто-ребристая трубчатая форма; экз. № 2378-111.

29 – *Siphonophycus attenuatum* A. Weiss, утоньшающийся к окончаниям чехол с поперечными узкими “ослабленными” зонами; экз. № 2378-144.

31 – *Leiotrichoides gracilis* Pjat.; экз. № 4273-75.

32 – нитчатый чехол с диагонально ориентированными узкими “ослабленными” зонами; экз. № 4270-76.

червеподобных организмов и другие сложно построенные образования (4 рода, 4 вида – 3% экземпляров). Ряд встреченных микроостатков принадлежит к новым таксонам.

В целом, деревнинская микробиота является типичным (хотя и весьма разнообразным) сообществом позднерифейских про- и эукариотных микроорганизмов, с характерным для того времени преобладанием фототрофных их разновидностей. Среди них с той или иной степенью достоверности могут быть идентифицированы остатки планктонной и бентосной группировок. Рассмотрим микрофитологическую характеристику всех выявленных уровней и их экологическую интерпретацию (фототаблицы I - III).

Стратиграфическое и фацциально-экологическое распределение деревнинских микрофоссилий. Первый уровень (нижняя подсвита; р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор, 59 - 61 м от подошвы свиты) включает обедненную ассоциацию микрофоссилий, которая представлена акритархами, колониальными коккоидными микроостатками, нитчатыми формами и более редкими слоевищами и лентовидными образованиями с узкой темной продольной зоной. Ассоциация известна по двум пробам, отстоящим одна от другой на 3.3 м. В стратиграфически более низкой из них пре-

обладают крупные и сложно построенные представители перечисленных морфотипов, а в верхней – мелкие акритархи и простые узкие чехлы. В первой пробе обнаружены акритархи *Leiominuscula*, *Leiosphaeridia*, *Chuarina* (до 800 мкм)¹, оболочки с внутренними телами *Nucellosphaeridium* (диаметром до 600 мкм) и с периферической зоной *Simia* (наружный размер от 30 до 110 мкм), небольшие агрегаты коккоидных *Mucococcoides* (диаметр клеток 8 - 12 и 20 - 24 мкм), гладкостенные чехлы *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatofilum* (шириной соответственно 2 - 4, 6 - 20 и 30 - 50 мкм), многорядные *Polytrichoides*, большое количество крупных септированных нитчатых *Botuobia* (шириной 70 - 150 мкм). Здесь же присутствуют довольно широкие (50 - 100 мкм) слоевища, в том числе и с темной продольной зоной (ширина 70 - 72 мкм). Во второй пробе обнаружены акритархи *Leiominuscula* и *Leiosphaeridia* (10 - 110 мкм), единичные *Mucococcoides* (размер клеток 8 - 12 мкм и 14 - 16 мкм),

¹ К роду *Chuarina* Walk. emend. Vidal et Ford, 1985 мы относим крупные сфероморфные акритархи с плотной кислотоустойчивой оболочкой, характерными складками смятия и с размерами более 300 мкм. Данному размерному рубежу мы придаем особое эволюционное и таксономическое значение, считая, что фитопланктонные организмы преодолели его только в начале позднего рифея (Вейс, 1988, 1993).

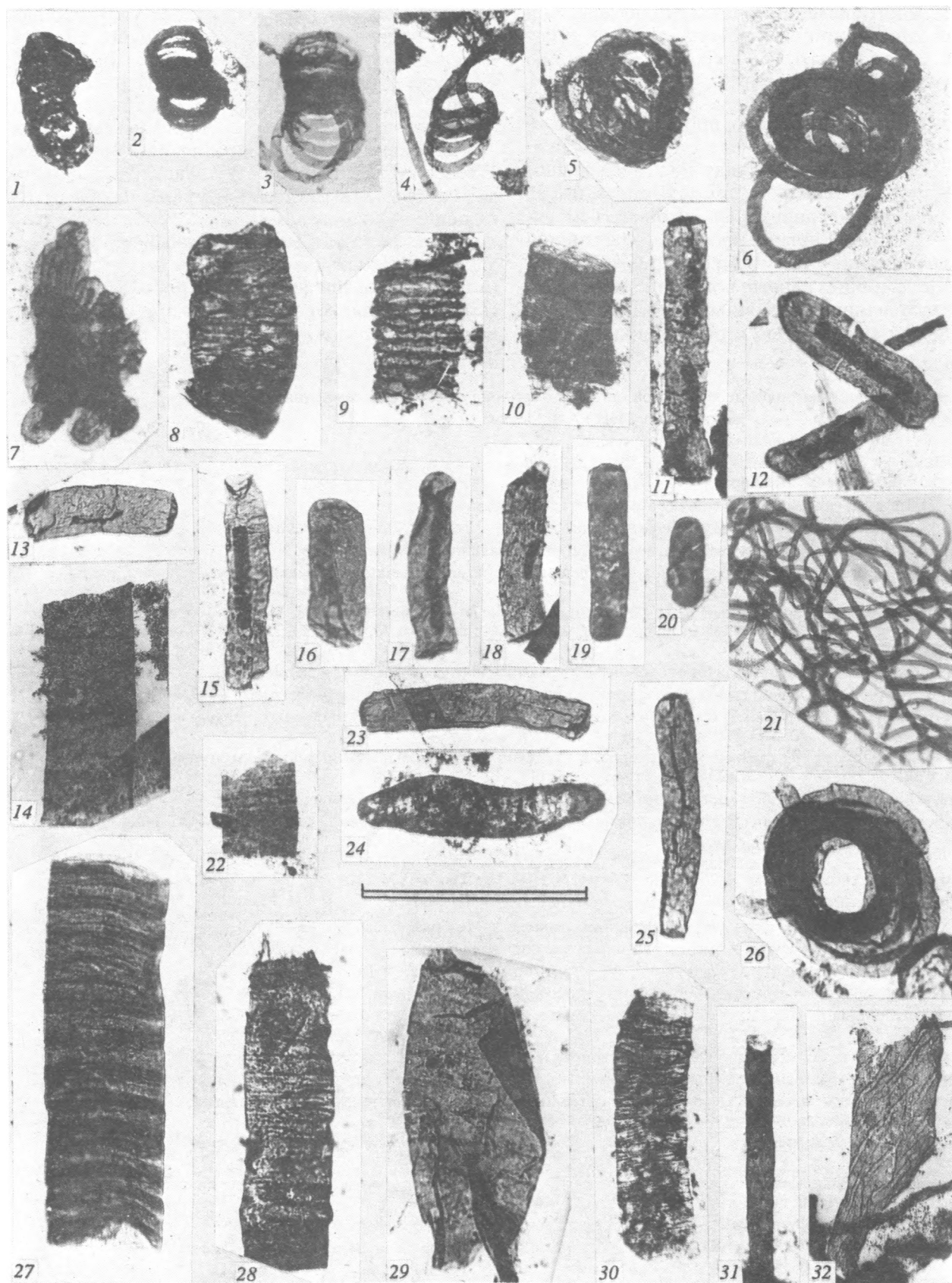


Таблица II.

а также многочисленные чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 2 - 24 мкм), редкие фрагменты многогрядных *Polytrichoides* и трихомы *Botuobia* (70 - 84 мкм).

Перечисленные таксоны происходят из тонких (1 - 6 см) прослоев черных аргиллитов. Нижний прослой заключен между пластами темно-серых горизонтальнослоистых доломитов, имеет резкую нижнюю границу, а вверх быстро сменяется доломитами. Верхний прослой в основании и в кровле граничит с толстыми (до 0.5 м) пластами крупнообломочных вакстоунов (второй тип отложений ассоциации обломочных доломитов) с косоволнистой слоистостью и разобщенными био-

гермами *Baicalia*. Эти отложения сформировались в период низкого стояния уровня моря на начальном этапе трансгрессии (рис. 2). Глинистые осадки нижнего прослоя отлагались в тихоходной обстановке небольших мелководных полуизолированных лагун, которые возникали на самых ранних этапах затопления территории. В северной части района эти осадки замещаются мелкообломочными глинисто-карбонатными отложениями со следами растворения (вероятно карст) и обилием мелких размывов, особенно характерных для разрезов свиты по р. Каменной (полуизолированные лагуны прибрежной полосы). В отличие от этого, глинистый материал верхнего прослоя накапливался в локальных

Таблица III. Микрофоссилии деревнинской свиты позднего рифея Туруханского поднятия.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

Уровни нахождения деревнинских микрофоссилий:

1 - 3 - первый уровень; 4, 5, 7, 9, 11, 12, 16, 20 - 22, 25 - 30 - второй уровень; оба уровня - нижняя подсвита (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор);

8, 14, 19 - третий уровень; средняя подсвита, нижняя терригенная пачка, там же;

6, 15, 18, 24 - шестой уровень, средняя подсвита, нижняя терригенная пачка (р. Мироедиха Вторая).

13 - девятый уровень; средняя подсвита, верхняя терригенная пачка (р. Каменная).

10, 17, 23 - десятый уровень; средняя подсвита, верхняя терригенная пачка (р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор).

Размеры масштабной линейки: фиг. 1, 16 - 300 мкм; фиг. 2, 14, 28 - 550 мкм; фиг. 3, 18, 24 - 400 мкм; фиг. 4, 9, 17, 20 - 120 мкм; фиг. 5, 12, 13, 22, 29 - 150 мкм; фиг. 6, 11, 21 - 80 мкм; фиг. 7, 8, 10, 15, 19, 23, 26, 30 - 100 мкм; фиг. 25, 27 - 200 мкм.

1, 2 - *Botuobia patomica* Kolos., трихомоподобные образования; среднего размера 1 - экз. № 1800-23, 2 - экз. № 1800-24.

3 - *B. magna* (Tynni et Donner) emend. Kolos., трихомоподобные образования крупного размера; экз. № 1800-25.

4 - нитчатый остаток (трихом?) с поперечной орнаментацией, состоящий из удлинённых, перешнурованных секций (ex. gr. *Peleduica*); экз. № 4271-77.

5, 20 - *Oscillatoriopis* sp., трихомы с удлинёнными клетками и хорошо выраженными поперечными перегородками; 5 - экз. № 4271-78; 20 - экз. № 4231-82.

6 - *Palaeolyngbya catenata* Herm., остатки трихома в хорошо выраженном нитчатом чехле; экз. № 4018-96.

7 - *Leiotrichoides gracilis* Pjat., цилиндрический чехол с замкнутым, закругленным и слегка перешнурованным окончанием; экз. № 1810-167.

8 - 11, 17, 22, 23 - *Oscillatoriopis media* Mend. et Schopf; 8 - экз. № 2378-145; 9 - экз. № 4271-79; 10 - экз. № 2378-146; 11 - экз. № 1810-168; 17 - экз. № 2378-148; 22 - экз. № 1810-170; 23 - экз. № 2378-149.

12 - фрагмент стиганемо-подобного нитчатого остатка; экз. № 4233-80.

13 - *Trachytrichoides ovalis* Herm., четковидные трихомоподобные образования; экз. № 4453-50.

14 - *Taenitrichoides jaryshevicus* Asseeiva, очень широкие нитчатые формы (чехлы?); экз. № 2378-147.

15 - *Calypthothrix* sp., трихомы характерного "зубчатого" строения; экз. № 4015-97.

16 - форма необычного строения неправильно-эллипсоидальных очертаний; экз. № 4231-190.

18 - *Plicatidium latum* Jank., широкие нитчатые образования с поперечной слабо выраженной орнаментацией; экз. № 4018-98.

19 - удлинённый остаток с темной внутренней зоной; экз. № 2378-148.

21 - трихом с нарушенным клеточным строением; экз. № 1810-169.

24 - кутикулярные покровные образования с грубой поперечной орнаментацией, принадлежавшие, предположительно, организмам животного происхождения; экз. № 4018-99.

25 - лентовидное бесструктурное слоевище с хорошо выраженным интеркалярным телом-вздутием (ex. gr. *Archaeoclada*); экз. № 4231-83.

26 - соединенные в цепочки крупные эллипсоидальные оболочки различного размера с заключенными в них формирующимися трихомами; экз. № 4233-84.

27 - проросшие ? грибоподобные формы ex. gr. *Germinosphaera unispinosa* Mikh.; экз. № 4233-85.

28 - крупная коротко-эллипсоидальная оболочка с темным гранулированным содержимым, заполняющим ее внутреннюю полость (ex. gr. *Fabiformis*); экз. № 1810-178.

29 - *Polytrichoides lineatus* Herm., агрегат параллельно расположенных нитчатых чехлов; экз. № 1810-171.

30 - *Majasphaeridium carpgenium* Herm., фрагмент слоевища с хорошо выраженным двухлопастным строением; экз. № 2378-150.

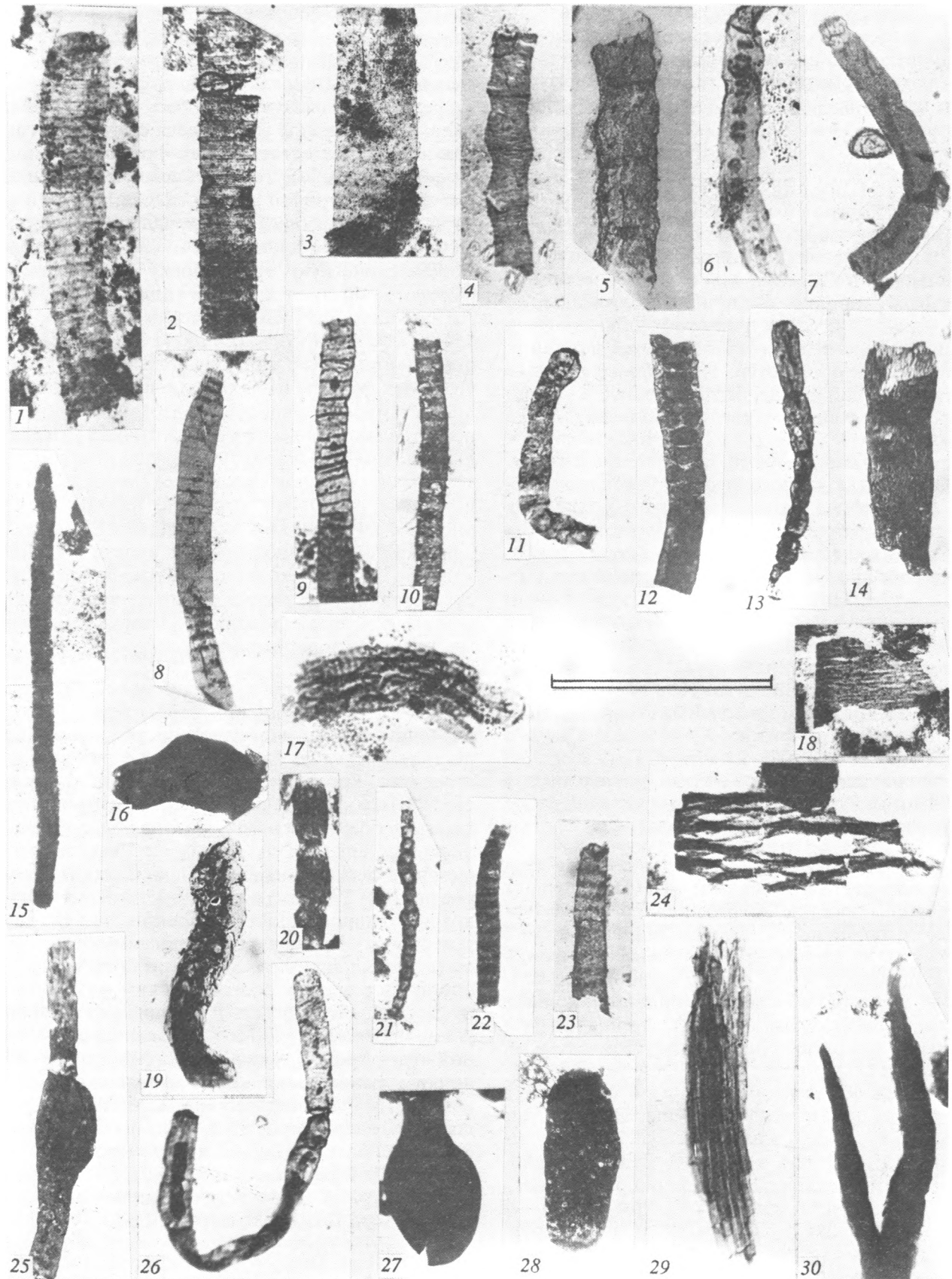


Таблица III.

защищенных участках рельефа дна, которые отвечали волновой тени небольших строматолитовых биогермов. Захоронение глинистых осадков происходило под массами тонкообломочного карбонатного материала, мобилизованного во время штормов.

Второй уровень (нижняя подсветка; р. Нижняя Тунгуска, ниже Стрельных Гор, 71 - 72 м от подошвы свиты) представлен пятью пробами, отобранными из метрового интервала разреза. По богатству и разнообразию микрофоссилий ассоциация этого уровня выделяется среди всех встреченных в деревнинской свите. Своеобразие ей придает обилие различных колониальных, коккоидных, нитчатых и крупных эллипсоидных форм. В числе первых обособляются пять морфологических общностей. 1) Наиболее простые по строению небольшие бесформенные агрегаты *Muxosoccoides* (диаметр клеток в колониях от 8 до 30 мкм); клетки в отдельных колониях обладают толстой (до 3 мкм) стенкой, такие колонии имеют необычный для данного таксона "ячеистый" облик. 2) Крупные слоевища *Ostiana* различных очертаний, состоящие из плотно расположенных коккоидных клеток (в том числе на стадии разложения *punctata*; Hofmann, 1976), нескольких размеров генераций – 10, 18 и 30 - 40 мкм. 3) Особенно многочисленные цепочечные колонии *Sphaerocongregus* (видимо, *Polysphaeroides* и/или *Chlorogloeopsis*; см. Михайлова, 1986, 1987; Янкаускас и др., 1989; Hofmann, Jackson, 1994), которые образуют от одно- до трехрядных агрегатов; в однорядных диаметр клеток 10 и 14 мкм, а в двух- и трехрядных 10 - 12 и 20 - 24 мкм. 4) Гроздевидные колонии плеврокапсового облика (размер клеток 22 - 24 мкм). 5) Редкие одиночные эллипсоидные *Eosynechococcus* (12 × 20 - 30 мкм).

Чехлы и трихомы второго уровня встречены примерно в равных соотношениях. Среди первых характерны простые *Archaeotrichion*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Asperatofilum* (шириной от 1 - 2 до 50 мкм), многорядные *Polytrichoides*, с которыми ассоциируют более редкие морщинисто-ребристые *Rectia* (до 60 - 80 мкм шириной), кольцевидные и бесформенные переплетения гладкостенных *Glomovertella* (ширина нитей 3 - 10 мкм), а также объемно-спиральные *Obruchevella* (диаметр колец 60 мкм, ширина нитей 6 - 8 мкм). К трихомам принадлежат типичные *Oscillatoripsis* (шириной 6 - 8 мкм), нити *Palaeolynghya* (ширина трихомов 10 - 14 мкм, чехлов 16 - 20 мкм) и некоторые другие мелкие формы (шириной 5 - 6 мкм). Последние, помимо обычных клеток, включают более крупные (до 16 - 20 мкм) удлиненные структуры, сходные с гетероцистами и/или спорами некоторых современных гормогониевых цианобактерий. Особенно примечательным элементом

ассоциации микроорганизмов второго уровня являются своеобразные трубчатые *Entosphaeroides* (диаметром 18 и 22 - 26 мкм) с рассеянными внутри них мелкими (2 - 6 мкм) коккоидными клетками и иногда сохраняющие замкнутые закругленные окончания. Здесь же встречены ранее не описанные ветвящиеся нитчатые стиганемо-подобные остатки и их фрагменты, представляющие собой тонкостенные цилиндрические чехлы (шириной до 30 - 32 мкм), внутри которых находятся одно- и двухрядные цепочечные агрегаты клеток диаметром 8 - 30 мкм. Единую морфологическую группировку с нитчатыми формами образуют крупные удлиненные клетки *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*)² размерами от 15 - 20 × 50 - 60 до 10 - 20 × 100 (? 280) мкм, имеющие очертания от эллипсоидальных до субпрямоугольных. Многие из них заключают внутри оболочки темное удлиненное образование (трихом) и представляют, по всей видимости, хорошо известные в докембрии гормоспоры ряда нитчатых ностоковых и стиганемовых цианобактерий. Другие подобные, но более короткие формы (также иногда с внутренними включениями), образуют цепочки той или иной протяженности и обнаруживают близкое сходство с *Arctacellularia* и *Trachytrichoides* – остатками неопределенной систематической принадлежности (возможно древними зелеными водорослями).

Акритархи второго уровня менее богаты и разнообразны. Среди них относительно многочисленны только наиболее простые *Leiosphaeridia* (диаметром до 150 мкм) и их ценобиальные агрегаты. Гораздо реже встречаются *Chuagia* (до 500 мкм), оболочки с медианным разрывом *Leiosphaeridia bicrura* Jank., разорванные по периферии *L. ternata* (Tim.), а так же *Pterospermopsis*, *Nucellosphaeridium*, *Simia* близких размеров (до 160 - 170 мкм) и единичные формы с двумя крыловидными выростами ?*Leiofusidium* (диаметром 40 мкм). К сложно построенным образованиям в ассоциации принадлежат веретеновидные оболочки с предположительно камерным строением, специфические гантелевидные формы, широкие плотные (до 100 мкм) слоевища с продольной структурой, а также немногочисленные оболочки с одиночными короткими или длинными выростами *Germinosphaera* (размер оболочек от 14 до 28 - 30, длина выростов 5 - 6 мкм) и *Caudosphaera* (диаметр оболочки до 140, длина выроста – более 100 мкм). Два последние таксона обычно сближают со структурами прорастания древних низших грибов (Герман, 1979, 1990; Бурзин, 1992).

² В более ранних наших работах (Вейс, Петров, 1994а,б и др.) подобные формы причислялись к роду *Eosynechococcus* Hofmann.

Своеобразие ассоциации микрофоссилий второго уровня, вероятно, связано с особенностями ее формирования. Данная ассоциация встречается в темно-серых и зеленовато-серых аргиллитах, образующих линзу мощностью до 1 м, которая заключена среди глинисто-карбонатных отложений, выполняющих узкую (5 - 10 мкм) и глубокую (до 10 м) межбиогермную депрессию. Биогермы, слагаемые строматолитами *Jacutophyton* и *Baicalia*, и вмещающие их осадки были сформированы во время низкого стояния уровня моря, в сравнительно глубоководных обстановках (ниже базиса постоянно действующих волн). Конседиментационный рельеф депрессии при образовании глинистых осадков, заключающих описанную ассоциацию, видимо, не превышал нескольких метров, а кровля биогермов достигала упомянутого базиса. В дальнейшем этот рельеф был нивелирован и перекрыт биостромами столбчатых и столбчато-пластовых строматолитов, которые формировались в сравнительно мелководных обстановках при постоянной волновой активности.

Третий уровень (средняя подсвита; нижняя терригенная пачка, р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор, 110 - 112 м от подошвы свиты) представлен четырьмя пробами, отобранными из двухметрового интервала. Особенностью встреченных здесь микрофоссилий является примерно равное соотношение представителей главных морфологических групп, большое количество экземпляров и отсутствие наиболее крупных морфотипов. Среди акритарх доминируют *Leiosphaeridia* диаметром до 150 мкм, в том числе *L. bispinosa* Jank. и *L. ternata* (Tim.), а лейосферидии большего размера и *Chuaria* редки. Совместно с ними встречены *Pterospertopsisomorpha* (диаметром 30 - 80 мкм) и первые деревнинские *Trachyhystrichosphaera* (размер фрагментов оболочек около 50 мкм). Среди колониальных коккоидных форм обильны лишь небольшие агрегаты *Mucosocoides* (диаметр клеток 8 - 24 мкм), с которыми ассоциируют более редкие слоевища *Ostiana* (клетки до 10 мкм) с сохранностью *capsulata* и *punctata*, двухрядные цепочечные *Sphaerocongregus* (диаметр клеток 20 - 24 мкм), образования, сравнимые с *Palaeopleurocapsa* (диаметр клеток 10 - 14 мкм) и эллипсоидальные *Eosynechococcus* (4 - 5 × 20 - 22 мкм).

Среди нитчатых микроостатков здесь определены гладкостенные чехлы *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*, образующие практически непрерывный размерный ряд от 2 до 90 мкм, а также цилиндрические формы с зазубренным контуром *Rugosoopsis* (шириной 44 - 46 мкм), обильные морщинисто-ребристые *Rectia* очень хорошей сохранности, многорядные *Polytrichoides*, утоньшающиеся к окончаниям *Siphonophycus attenuatum* A. Weiss и удлинённые *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*)

(14 - 16 × 100 - 110 мкм), в том числе с присоединенным к одному из окончаний коккоидной клеткой. Ранее подобные формы были отмечены в котуйканской биоте Прианабарья (Сергеев, 1993). Разнообразие трихомов третьего уровня ограничено мало примечательными *Oscillatoria* (шириной 18 - 20 мкм) и *Botuobia* (шириной до 70 мкм). Рассматриваемую ассоциацию дополняют две размерные генерации лентовидных остатков с продольной темной зоной (шириной 13 - 14 и 25 мкм).

Ассоциация микрофоссилий третьего уровня приурочена к фации песчано-глинистых ритмов нижних горизонтов мелководного комплекса (рис. 3). Эти отложения сформировались в проксимальных обстановках верхней сублиторали внутреннего шельфа, которые находились в непосредственной близости от прибрежной зоны подвижных песчаных поясов. Проградация последних определила регрессивную направленность обмеления, характерную для данного временного интервала.

Четвертый уровень (средняя подсвита; нижняя терригенная пачка, р. Нижняя Тунгуска, 124 - 127 м от подошвы свиты) представлен восемью пробами с микроостатками, которые происходят из единой глинисто-алевритовой пачки мощностью около 3 м (рис. 3). В нижней части данного уровня обнаружены лишь мелкие акритархи *Leiosphaeridia* (10 - 30, реже до 50 мкм), которым сопутствуют единичные *Nucellosphaeridium* близкого размера, наиболее простые *Mucosocoides* (диаметр клеток в колониях 14 - 30 мкм), редкие *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* (шириной 2 - 20 мкм), *Palaeolynghya* (ширина трихома от 10 до 14 мкм, чехла - до 20 мкм), ветвящиеся слоевища *Maiaephyton* и *Uloephyton*. Эти слоевища в деревнинской свите встречены только в составе рассматриваемой ассоциации.

В верхней части четвертого уровня наряду с ростом разнообразия присутствующих форм заметно увеличиваются их предельные размеры. Среди акритарх помимо относительно простых *Leiosphaeridia* и *Chuaria* (размером до 700 мкм), окаймленных *Simia* (диаметр 110 - 120 мкм) и оболочек с крыловидными выростами *Leiofusidium*, появляются акантоморфные *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm. (диаметром 200 - 210 мкм) и *Prolatoforma aculeata* Mikh. (размерами до 290 × 360 мкм). Колониальные коккоидные формы здесь более редки и включают лишь фрагменты колоний *Mucosocoides* (с диаметром клеток 8 - 14 мкм). Их бедность с избытком компенсируется обилием и разнообразием нитчатых микроостатков. Помимо всех представителей этой группировки, известных в нижней части рассматриваемого уровня, здесь встречены широкие гладкостенные *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*

(шириной до 100 мкм), слабоморщинистые *Plicatidium* (шириной до 200 мкм и более), груборебристые *Rectia*, чехлы с замкнутыми окончаниями, неотличимые от *Entosphaeroides*, но лишенные клеточного содержимого, и некоторые другие. Среди трихомов обнаружены только *Oscillatoria* шириной 12 мкм с внутриклеточными уплотнениями. Сложно построенные образования представлены лентовидными темными слоевищами шириной 50 и 100 мкм и очень редкими оболочками, близкими к *Brevitrichoides tjulmenicus* Jank. et Kozl., размерами 125 × 65 - 70 мкм, имеющими неправильную веретеновидную форму и, возможно, многокамерное строение.

Осадки, заключающие микрофоссилии четвертого уровня, были отложены на самой ранней стадии формирования трансгрессивного комплекса нижней терригенной пачки (рис. 3) в ходе быстрого затопления плоской мелководной равнины. Увеличение разнообразия микрофоссилий от подошвы к кровле четвертого уровня ясно коррелирует с возрастанием глубины бассейна, что подчеркивается сменой алевролитов аргиллитами в этом интервале разреза.

Пятый и шестой уровни (средняя подсвита, нижняя терригенная пачка; р. Мироедиха Вторая, 35 - 45 м от видимой подошвы свиты) происходят из сильно сокращенного по мощности разреза нижней терригенной пачки восточной моноклинали (рис. 3), представленного двумя песчано-глинистыми пакетами. Пробы пятого уровня (4 пробы) отобраны из нижнего пакета мощностью 1 м, который представлен фацией алевролитов. Характерной чертой этого интервала являются частые локальные размывы, присутствие прослоев мелкозернистых песчаников, одиночные слепки сравнительно узких (до 15 см), меандрирующих эрозионных каналов (*gutter casts*), выполненных среднезернистым песчаником, и постепенное уменьшение количества песчаного материала вверх по разрезу. Пакет залегает по резкой границе на крупнозернистых песчаниках с карбонатным цементом, который наблюдается в основании терригенной пачки. Пробы шестого уровня (5 проб) происходят из верхнего пакета мощностью 3 м, представленного в основном фацией аргиллитов. В основании пакета наблюдаются серии мелких локальных размывов, быстро исчезающая вверх по разрезу приресь алевролитового материала и значительное количество глауконитовых зерен, а в его кровле — постепенная смена аргиллитов глинисто-карбонатными породами (рис. 3).

Среди микрофоссилий на обоих уровнях количественно доминируют относительно крупные акритархии *Leiosphaeridia* (диаметром от 30 до 260 - 280 мкм), чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 2 - 20 мкм) которые часто обра-

зуют плотно переплетенные дерновинки, клубковидные *Glomovertella*, многорядные *Polytrichoides* и лентовидные неветвящиеся слоевища (шириной 40 - 80 мкм). Более редки широкие чехлы *Asperatophilum* (с размерами в поперечнике до 50 - 70 мкм) и трихомы *Botuobia patomica* Kolosov (шириной 36 - 40 мкм). Кроме того, на пятом уровне обнаружены акритархии *Nucellosphaeridium* (диаметром 120 мкм), *Leiosphaeridia bicrura* Jank., короткошиповатые *Trachyhystrichosphaera aimica* Tim. et Herm., гладкостенные чехлы *Taenitrichoides* (шириной от 70 мкм и более), трихомы *Oscillatoria* (шириной 6 - 8 мкм), эллипсоидные оболочки *Archaeoellipsoides* (18 × 100 мкм), трихомоподобные *Trachytrichoides* и темные бесструктурные слоевища (шириной до 100 мкм).

К таксонам, известным только на шестом уровне, принадлежат акантоморфные акритархии *Trachyhystrichosphaera stricta* Hermann (диаметром до 440 мкм) и *Prolatoforma* (до 500 мкм), формы с внутренними телами *Nucellosphaeridium* (до 450 мкм) и *Pterospermopsimorpha* (до 430 мкм), ценобиальные агрегаты *Leiosphaeridia* (с оболочками диаметром до 70 мкм), слоевища коккоидных *Ostiana* с тонко- и толстостенными клетками, многочисленные широкие чехлы ?*Siphonophycus* с характерной поперечной морщинистостью (шириной до 50 и даже 76 мкм) или со светлыми ослабленными зонами (шириной 70 - 80 мкм), очень крупные лентовидные *Plicatidium* (ширина некоторых остатков до 360 мкм), разнообразные осцилляториевые трихомы (шириной до 30 мкм). Здесь же обнаружены и некоторые уникальные элементы деревнинской микробиоты — грубо-ребристые остатки кутикулярного типа (ширина трубок 80 и 160 мкм), а также особенно широкие (до 200 мкм) лентовидные слоевища с продольной структурой.

Пакеты песчано-глинистых пород, содержащие микрофоссилии пятого и шестого уровней представляют единую трансгрессивную последовательность отложений, в составе которой распознаются два тренда углубления (рис. 3). Границу между ними, соответствующую подошве верхнего пакета, мы рассматриваем как согласную трансгрессивную поверхность. Таким образом, осадки пятого уровня накапливались в мелководных обстановках верхней сублиторали, а шестого уровня — в сравнительно более дистальных и глубоководных обстановках нижней сублиторали. Отметим, что синхронно с отложением глинистых осадков пятого уровня в наиболее отдаленной части шельфа шла преимущественно карбонатная седиментация (рис. 4).

Седьмой уровень (средняя подсвита, верхняя терригенная пачка, р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор, 170 - 175 м от подошвы подсвиты) представлен шестью пробами, отобранными

из верхней части песчано-глинистого пакета, имеющего мощность 12 м. Здесь обнаружена умеренная по разнообразию ассоциация микрофоссилий, в которой обильны лишь акритархи, а другие морфотипы редки. Вверх по разрезу наблюдается некоторое объединение рассматриваемой ассоциации, которое в наименьшей степени затрагивает акритархи. Среди них доминируют мелкие *Leiosphaeridia* (диаметром 20 - 50 мкм), с которыми ассоциируют редкие более крупные оболочки этого рода и единичные *Chuaria* (размером до 400 - 500 мкм). Кроме того, в нижней части интервала встречены *Nucellosphaeridium* (50 - 100 мкм), а в верхней - *L. ternata* (Tim.) (до 400 мкм) и *L. bicrura* Jank. Среди коккоидных форм в нижней части седьмого уровня встречены *Мухососсоидес* (диаметр клеток в колониях 14 - 18 мкм и 26 - 30 мкм), плотные сфероидальные скопления мелких клеток (до 5 - 6 мкм) *Palaeoanacystis* и редкие колонии, сходные с палмеллоидными *Eoentophysalis* и псевдонитчатые *Palaeopleurogocarpa* (размер клеток соответственно 5 - 6 и 10 - 14 мкм), а в верхней части - только наиболее простые *Мухососсоидес* (диаметр клеток 14 - 16 мкм). В нижней части уровня нитчатые микрофоссилии представлены многочисленными чехлами *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Asperatofilum* (шириной от 2 до 66 мкм), а сложно построенные формы - бесструктурными лентовидными слоевищами (шириной 50 - 60 мкм) и грибоподобными *Caudosphaera* и *Germinosphaera* (размеры оболочек 60 - 160 мкм). Вверх по разрезу уровня сложно построенные образования исчезают полностью, а из чехлов остаются лишь редкие *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (6 - 12 мкм).

Перечисленные микрофоссилии заключены в отложениях фации алевролитов регрессивного комплекса, слагающих непрерывную последовательность обмеления с четким увеличением зернистости вверх по разрезу. Эти отложения были сформированы в проксимальных обстановках нижней сублиторали на фоне быстрой проградации масс силикокластики и в непосредственной близости от наступающих песчаных поясов верхней сублиторали и литорали (рис. 3).

Восьмой уровень (средняя подсвита, верхняя терригенная пачка; р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор, 177 - 180 м от подошвы свиты) представлен двумя пробами, отобранными из небольшого (около 2 м) пакета частого чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. Здесь обнаружены акритархи *Leiosphaeridia* и *Chuaria* с размерами оболочки от 20 - 30 до 400 мкм, относительно редкие *Nucellosphaeridium* (диаметром до 100 - 120 мкм) и единичные акантоморфные *Trachyhystrichosphaera truncata* Hermann et Jank. с очень короткими шиповидными выростами (диаметр оболочек 160 мкм). Коккоидные микроостатки представлены здесь лишь *Мухососсоидес*,

которые образуют бесформенные скопления с размерами клеток 26 - 30 мкм или плотными овальными колониями, состоящими из более мелких клеток (14 - 18 мкм). Набор нитчатых форм ограничен гладкостенными чехлами *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatofilum* и *Taenitrichoides*, шириной от 2 до 88 мкм (обычно 2 - 20 и 54 - 56 мкм) и морщинисто-ребристыми *Rectia* шириной до 44 - 46 мкм. Сложно построенные образования на восьмом уровне не встречены. Отложения этого уровня входят в состав базальных слоев мелководного комплекса верхней терригенной пачки (фация песчано-глинистых ритмитов), осадки которой были сформированы в обстановках верхней сублиторали и занимали дистальное положение на данной части шельфа.

Девятый уровень (средняя подсвита, верхняя терригенная пачка, р. Каменная, 12 - 15 м от видимого основания пачки) известен по двум пробам, отобранным из малоомощного (3 м) глинисто-песчаного пакета. Особенностью встреченной здесь ассоциации микрофоссилий является крайне бедный набор акритарх. К нему принадлежат лишь редкие *Leiosphaeridia* (диаметром 70 - 140 мкм), *Nucellosphaeridium* (диаметром 120 мкм), единичные овальные оболочки размером 150 × 200 мкм и ценобиальные агрегаты гладкостенных оболочек с внутренними включениями и без них (диаметр оболочек 40, 50 - 60 и 80 мкм). Гораздо более разнообразно представлены колониальные коккоидные и нитчатые формы. Среди первых определены многочисленные *Ostiana* (размеры клеток 10 - 12, 20 - 24 и 32 - 40 мкм), двух- и трехрядные цепочечные *Sphaerocongregus* (диаметр клеток 8 - 10 и 18 - 20 мкм). Среди чехлов преобладают простые *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной от 2 до 30 мкм), бесформенные переплетения *Glomoverbella* (нити до 10 мкм), многорядные *Polytrichoides* и формы с внутренними телами *Entosphaeroides* (шириной 16 и 20 - 24 мкм). Трихомы представлены крупными *Oscillatoria* (шириной до 24 мкм), цепочечными агрегатами ex. gr. *Trachytrichoides*, клетки которых заметно уменьшаются по длине от одного окончания к другому (ширина клеток 20 мкм, длина от 20 до 70 мкм), а также небольшими фрагментами тонкостенных чехлов с четким боковым ветвлением. Примечательным элементом ассоциации являются удлинено-эллипсоидальные оболочки, варьирующие от наиболее мелких *Eosynechococcus* (12 × 30 мкм) до гораздо более крупных *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*) и *Arctacellularia* (20 × 60, 14 × 50 и 16 × 70 мкм) с темными трихомоподобными включениями. Микроостатки девятого уровня, как и предыдущего восьмого, встречены в фации песчаноглинистых ритмитов мелководного комплекса верхней терригенной пачки средней подсвиты.

Десятый уровень (средняя подсвита; верхняя терригенная пачка, р. Нижняя Тунгуска, 194 - 197 м от подошвы свиты) изучался с особой детальностью. Здесь в трехметровом пакете переслаивания алевролитов и аргиллитов было отобрано тринадцать проб. В двенадцати из них обнаружены обильные и разнообразные микроостатки хорошей сохранности, в одной пробе, происходящей из основания упомянутого пакета, препараты оказались переполнены бурым разложившимся органическим веществом.

В составе встреченной здесь ассоциации резко преобладают акритархи и нитчатые образования, причем среди последних чехлы и септированные формы присутствуют в примерно равных количествах. Набор акритарх включает простые *Leiomi-nuscula*, *Leiosphaeridia* (в том числе *L. bicrura* и *L. ternata*), *Chuarina* (до 800 мкм), оболочки с внутренними телами *Nucellosphaeridium* (до 120 мкм), *Pterospermopsimorpha* (70 - 80 мкм), *Konderia* (до 220 мкм по длинной оси наружной оболочки) и редкие призматические *Octaedrixium* (20 мкм). На фоне общего господства оболочек диаметром до 70 мкм, вверх по разрезу уровня возрастает роль более крупных форм и их предельные размеры.

Нитчатые микрофоссилии десятого уровня обнаруживают обратную тенденцию изменения размеров по разрезу. Они представлены гладкостенными чехлами *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatoofilum* и *Taenitrichoides* (шириной от 2 до 90 - 120 мкм), формами с зазубренным контуром *Rugosoopsis* (шириной 37 - 56 мкм), многочисленными морщинисто-ребристыми *Rectia*, многорядными *Polytrichoides*, более редкими чехлами с замкнутыми окончаниями (ex. gr. *Entosphaeroides*, но без фрагментарного клеточного содержимого), клубковидными *Tortunema* и *Glomovertella* (шириной 7 - 8 и 10 мкм), трихомами *Cephalophytarion* (5 - 6 мкм) и *Botuobia* (34 - 90 мкм). В нижней трети рассматриваемого интервала разреза нитчатые формы более разнообразны и представлены особенно крупными экземплярами. В средней его части самые крупные экземпляры исчезают, но именно здесь обнаружены почти все *Rectia*, *Polytrichoides*, *Rugosoopsis*, *Tortunema*, *Glomovertella* и *Entosphaeroides*. В верхней части интервала разнообразие нитчатых форм резко падает, а вблизи его кровли сходит почти на нет; здесь отмечены лишь единичные *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Asperatoofilum*. В отличие от акритарх и нитчатых форм, коккоидные микроостатки десятого уровня крайне малочисленны и включают лишь *Мухососсоидес* и, возможно *Palaeopleurocarpa* (размер клеток в колониях 8 - 16 мкм). По большей части рассматриваемого интервала разреза они распределены более или менее равномерно и только у самой его кровли встречаются несколько чаще. Сложно построенные образования десятого уровня, приуроченные к нижней и средней

его частям, представлены редкими темными слоевищами (50 - 100 мкм), грибоподобными *Gemiposphaera* (размер оболочки до 30 мкм) и лентовидными формами с продольными уплотнениями (шириной 24 - 40 мкм).

Рассмотренная ассоциация микрофоссилий приурочена к фации аргилитов, входящей в состав трансгрессивного комплекса верхней терригенной пачки. Особенности строения комплекса позволяют считать, что он формировался на фоне прогрессирующего углубления палеобассейна, в обстановках нижней сублиторали (нижняя часть десятого уровня) и дистальных областей шельфа (верхняя часть уровня).

Одиннадцатый уровень (средняя подсвита; р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных Гор, верхняя терригенная пачка, 203 м от подошвы свиты) представлен единственной пробой, которая включает резко обедненную ассоциацию микроостатков. Среди акритарх, помимо обычных *Leiosphaeridia* и *Chuarina* (размеры оболочек соответственно до 300 и 800 мкм), встречен единственный экземпляр не описанной ранее формы, состоящей из наружной и внутренней оболочек, последняя из которых покрыта участками с плотнорасположенными тонкими выростами (размер наружной оболочки 520 мкм). Другие морфотипы в рассматриваемой ассоциации принадлежат к коккоидным *Мухососсоидес* (диаметр клеток 14 - 18 мкм), чехлам *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Asperatoofilum* (шириной от 2 до 70 мкм) и редким *Oscillatoria* (шириной 6, 12 и 14 мкм). Эта ассоциация встречена в отложениях верхних горизонтов трансгрессивного комплекса, которые формировались на зрелой стадии его развития. Эти отложения приурочены к наиболее глубоководным обстановкам дистальной части внутреннего шельфа деревнинского палеобассейна, где преобладало смешанное глинисто-карбонатное осадконакопление. Таким образом, данная ассоциация микрофоссилий происходит не только и наиболее дистальных но, видимо, и наиболее глубоководных отложений среди всех рассмотренных выше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Имеющийся материал представляет лишь отдельные разобщенные во времени и пространстве фрагменты деревнинской биоты и занятых ею экологических обстановок. Тем не менее, эти фрагменты легко могут быть интегрированы в единую модель распределения микросообществ на деревнинском шельфе. В результате такой интеграции удалось на новом материале подтвердить наши выводы о ведущей роли батиметрического контроля в формировании латеральной структуры рифейских микросообществ (Вейс, Петров, 1994а, б) и выявить ранее ускользавшие

от внимания связи между представительностью ассоциации и рядом абиотических параметров, различающихся по масштабам действия.

К числу параметров сравнительно узкого радиуса действия относятся положение конкретных микросообществ в той или иной зоне шельфа, гидродинамическая активность среды в ареале обитания сообществ и приуроченность последних к некоторым специфическим элементам рельефа дна палеобассейна. Более общим параметром является положение микробиоты на трансгрессивном или регрессивном тренде развития бассейна или на относительно стабильной стадии его эволюции. Полученные нами данные впервые позволили на примере органостенных микрофоссилий оценить влияние всех упомянутых параметров (включая наиболее общий из них – глубину бассейна) на распределение не только систематически различных ассоциаций микрофоссилий, но и размерных генераций некоторых характерных морфотипов.

Занятые конкретными ассоциациями деревнинских микрофоссилий фациально-экологические зоны³ в совокупности перекрывали всю относительно мелководную область шельфа (от его дистальной части до средней части верхней сублиторали), но распределялись микрофоссилии в этой области очень неравномерно. Наиболее богатые их ассоциации концентрировались у дистального (четвертый, шестой и десятый уровни) и проксимального (пятый, седьмой - девятый уровни) ограничения нижней сублиторали. Более бедные ассоциации тяготели к средней части нижней сублиторали (второй и, отчасти, третий уровни), а самые скудные – к наиболее глубоководной и наиболее мелководной зонам деревнинского шельфа (соответственно одиннадцатый и первый уровни).

На фоне этих особенностей локализации конкретных микробиот проявлялись и более общие тенденции их размещения. Главная часть этих микробиот была приурочена к частично изолированным обстановкам внутреннего шельфа с силикокластической седиментацией, а открытоморские обстановки с глинисто-карбонатным осадконакоплением оказались мало информативными в микрофитоэкологическом отношении. Что же касается наиболее глубоководных областей деревнинского бассейна с чисто карбонатным осадконакоплением (ассоциация ритмически построенных биостромов *Conophyton-Jacutophyton*) и зоны крайнего мелководья, отличавшейся накоплением грубозернистой силикокластики (фации песчаников и глинистых песчаников), то они,

как и ожидалось, оказались бесперспективными для поиска органостенных микрофоссилий.

Главная масса наиболее крупных и сложно построенных деревнинских микрофоссилий была приурочена к некоторому среднему интервалу глубин, который отвечал нижней сублиторали и дистальному ограничению верхней сублиторали (рис. 5). Именно отсюда происходят все встреченные акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera* и *Prolatoforma*, все или почти все представители таких показательных таксонов, как *Ostiana*, *Tortunema*, *Glomovertella*, *Obruchevella*, *Plicatidium*, *Archaeoellipsoides*, *Germinosphaera*, *Caudosphaera*, наиболее широкие *Taenitrichoides* и другие примечательные микроостатки, тогда как в наиболее глубоководных и мелководных частях шельфа разнообразие ассоциаций значительно ниже.

Такое распределение морфотипов можно было бы трактовать как подтверждение ранее сделанных выводов о существовании в рифейских бассейнах нескольких фациально-экологических группировок ископаемых форм (Вейс, Петров, 1994а,б) и отнести среднеглубинные ассоциации второго – десятого уровней к выделенной нами “оптимальной” группировке, а одиннадцатого и первого уровней – соответственно к глубоководной и мелководной (или переходной). Однако сделать это мешают три очевидные обстоятельства. Во-первых, микробиоты первого и одиннадцатого уровней содержат ряд характерных форм, которые в других регионах и в других возрастных интервалах известны именно в составе “оптимальных” группировок. Таковы особенно крупные *Chuaria*, а также *Simia*, *Rectia*, *Polytrichoides*, широкие *Botuobia* и лентовидные слоевища, встреченные в деревнинской свите на первом уровне, оболочки необычного строения с выростами и крупные гладкостенные чехлы, известные на одиннадцатом уровне и др. Во-вторых, значительная часть типичных членов “оптимальной” группировки (как планктонных так и бентосных) на деревнинском шельфе происходит из более мелководных обстановок по сравнению с теми, в которых эта же группировка известна в палеобассейнах других регионов. В-третьих, в проксимальной и дистальной частях деревнинского шельфа не наблюдается смены “оптимальной” группировки на специфические мелководную, переходную или глубоководную. Мелководное ограничение “оптимальной” группировки на деревнинском шельфе неизвестно, а в сторону глубоководной зоны наблюдается быстрая и неизбежная редукция ее состава, а затем и полная потеря микрофитоэкологической информации при переходе к наиболее глубоководной ассоциации ритмически построенных биостромов.

Сказанное ставит нас перед альтернативой: либо в деревнинском бассейне существовали особые локальные условия, которые позволили

³ В дальнейшем следует, вероятно, различать более широкие “потенциальные” и более узкие “реализованные” фациально-экологические ниши на профиле бассейнов. Вторые отвечают палеоусловиям той точки, в которой обнаружена конкретная ассоциация, а первые – всей полосе развития соответствующей фации в палеобассейне.

отдельным представителям “оптимальной” группировки проникать в несвойственные для них палеообстановки, либо выявленная ранее структура латерального распределения докембрийских биот является лишь частным случаем, характерным для трех ранее разобранных примеров. Ниже мы увидим, что справедлива первая альтернатива.

Легче всего объяснить распределение микрофоссилий, наблюдаемое в относительно глубоководной части общего спектра изученных палеообстановок. В этой связи показательно резкое сокращение разнообразия ассоциаций при переходе от дистальной части шельфа (четвертый, шестой и десятый уровни) к более мористой (одиннадцатый уровень). Этот факт и присутствие в относительно глубоководной ассоциации одиннадцатого уровня ряда ярких элементов “оптимальной” группировки заставляют думать, что в рассматриваемом материале полностью отсутствуют не только глубоководная фациально-экологическая группировка, но и сообщество дистального ограничения “оптимальных” зон. Причины этого, вероятно, связаны с необычно большой шириной полосы, которую занимала “оптимальная” группировка на очень пологом древнинском шельфе. Микрофитологическая характеристика этой полосы представлена далеко не полностью и, как отмечалось, обрывается с ростом глубины в связи с быстрым замещением в этом направлении глинистых осадков на карбонатные, в которых микрофоссилии не сохранялись.

Сложнее найти объяснение наблюдаемого на древнинском материале проникновения членов “оптимальной” группировки (крупных и/или сложно построенных планктонных и бентосных морфотипов) в сравнительно мелководные зоны шельфа – в проксимальное ограничение нижней сублиторали и верхнюю сублитораль. В этой связи надо подчеркнуть, что зона относительно высоких концентраций перечисленных форм на внешнем открытом шельфе с карбонатной седиментацией вплотную примыкала к базису постоянно действующих волн (первый уровень), а подобная же зона на внутреннем защищенном силикокластическом шельфе (третий, пятый и седьмой – девятый уровни) тяготела к подножию верхней сублиторали – области угасания отливных течений.

Сказанное наводит на мысль, что не только глубина палеобассейна но и уровень гидродинамической активности среды выступал в роли барьера, который сдерживал проникновение “оптимальной” группировки в энергетически более выгодные для фототрофных организмов палеообстановки. Однако этот барьер не являлся абсолютным и не исключал возможностей инвазии достаточно сложно организованных морфотипов или их сообществ в мелководные области шельфа. Но для реализации таких возможностей требовалось появление в пределах “запрещенных” областей каких-то локальных зон с резко пониженной гидродинамической активностью. Чаше

Рис. 5. Микропалеонтологическая характеристика уровней и их батиметрическая и фациальная позиция на древнинском шельфе.

а – с – тренды развития бассейна (динамика изменения уровня моря): а – трансгрессивный, б – регрессивный, с – относительно стабильный; цифры в кружках – номера уровней с микрофоссилиями. Фациальные обозначения см. на рис. 3. Обстановки: д. ш. – дистальный шельф; н. сл. – нижняя сублитораль; в. сл. – верхняя сублитораль; 1 – 68 – органотенные микрофоссилии: КК – колониальные коккоидные; МСФ – микрофоссилии сложной формы.

1 – *Leiominuscula minuta* Naum.; 2 – *Leiosphaeridia* spp.; 3 – *Chuarina circularis* Walc. emend. Vidal, Ford; 4 – *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.) и/или *N. minutum* Tim.; 5 – *Simia annulare* (Tim.) emend. Mikh.; 6 – *S. nerjueica* A. Weiss; 7 – *Leiosphaeridia bicrura* Jank.; 8 – *Pterospermopsisomorpha pileiformis* Tim. emend. Mikh.; 9 – *P. capsulata* Jank.; 10 – *Leiosphaeridia ternata* (Tim.) emend. Mikh. et Jank.; 11 – *Leiofusidium* sp.?.; 12 – *Konderia elliptica* A. Weiss; 13 – *Octaedrixium* sp.; 14 – *Prolatoforma aculeata* Mikh.; 15 – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm.; 16 – *T. stricta* Herm.; 17 – *T. truncata* Herm. et Jank.; 18 – акантоморфные оболочки с плотно расположенными тонкими выростами в пленчатой оторочке; 19 – крупные акритархоподобные эллипсоидные оболочки; 20 – *Palaeoanacisitis vulgaris* Schopf; 21 – *Myxococcoides minor* Schopf; 22 – *M. reticulata* Schopf и/или *M. inornata* Schopf; 23 – *M. grandis* Hor. et Donaldson; 24 – *Ostiana microcystis* Herm.; 25 – *Palaeopleurocapsa* sp.; 26 – *Eoentophysalis* sp.; 27 – *Sphaerocongregus variabilis* Moor.; 28 – *Conjunctiophycus totticus* A. Weiss; 29 – *Entosphaeroides* sp.; 30 – стиганемоподобные формы; 31 – *Eosynechococcus* spp.; 32 – *Archaeotrichion contortum* Schopf; 33 – *Eomycetopsis robusta* Schopf emend. Knoll, Golubic; 34 – *Leiotrichoides typicus* Herm. и/или *L. gracilis* Pjat.; 35 – *Asperatofilum exasperatus* (Herm.); 36 – *Taenitrichoides jaryschevicus* Assejeva; 37 – *Obruchevelia cylindrica* (Tynni et Donner) emend. Jank.; 38 – *Siphonophycus attenuatum* A. Weiss; 39 – S.sp.; 40 – *Rugosopsis tenuis* Tim. et Herm.; 41 – *Tortunema sibirica* Herm. emend. Herm., *Glomover-tella eniseica* (Herm.) и/или *G. glomerata* (Jank.); 42 – *Rectia costata* (Jank.); 43 – *Polytrichoides lineatus* Herm.; 44 – *Archaeoel-lipsoides* (= *Brevitrichoides*) *grandis* Hor. et Donald.; 45 – *Plicatidium latum* Jank.; 46 – *Cephalophytarion variabilis* Schopf; 47 – *Botuobia magna* (Tynni et Donner) emend. Kolosov; 48 – *B. patonica* Kolosov; 49 – *Palaeolynghya catenata* Herm и/или P. sp.; 50 – *Oscillatoriopsis media* Mend. et Schopf; 51 – *Calypothrix* sp.; 52 – *Trachytrichoides ovalis* Herm.; 53 – *Arctacellularia kelleri* Herm. et Jank.; 54 – A.? *doliiformis* Herm.; 55 – осциллятория-подобные трихомы, в том числе с внутриклеточными включениями; 56 – крупные трихомоподобные образования (шириной 140 – 150 мкм и более); 57 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Timof.; 58 – *Germinosphaera unispinosa* Mikh.; 59 – *Ulophyton gipheicum* Tim. et Herm. и/или *Majaphyton antiquum* Tim. et Herm.; 60 – кутикулярные трубчатые образования с грубой ребристой поверхностью; 61 – лентовидные бесструктурные слоевища, шириной до 50 мкм; 62 – то же, шириной до 100 мкм; 63 – то же, шириной до 200 мкм; 64 – лентовидные тяжи с темной продольной зоной, шириной до 10 мкм; 65 – то же, шириной до 25 мкм; 66 – то же, шириной до 100 мкм; 67 – веретенновидные оболочки с ? камерным строением ex. gr. *Brevitrichoides tiulmenicus* Jank. et Kozlova; 68 – фрагменты или поврежденные остатки форм необычного строения.

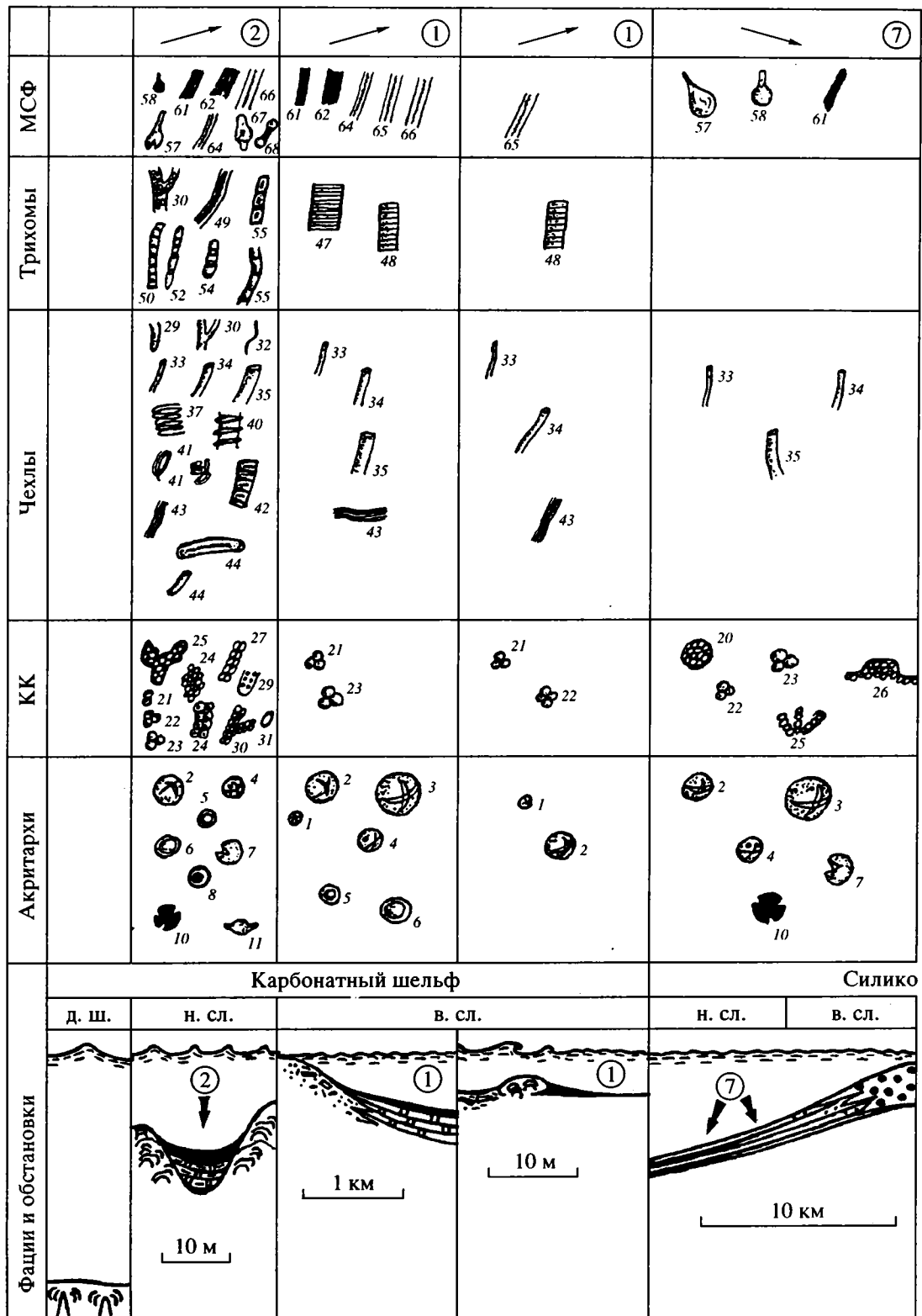


Рис. 5.

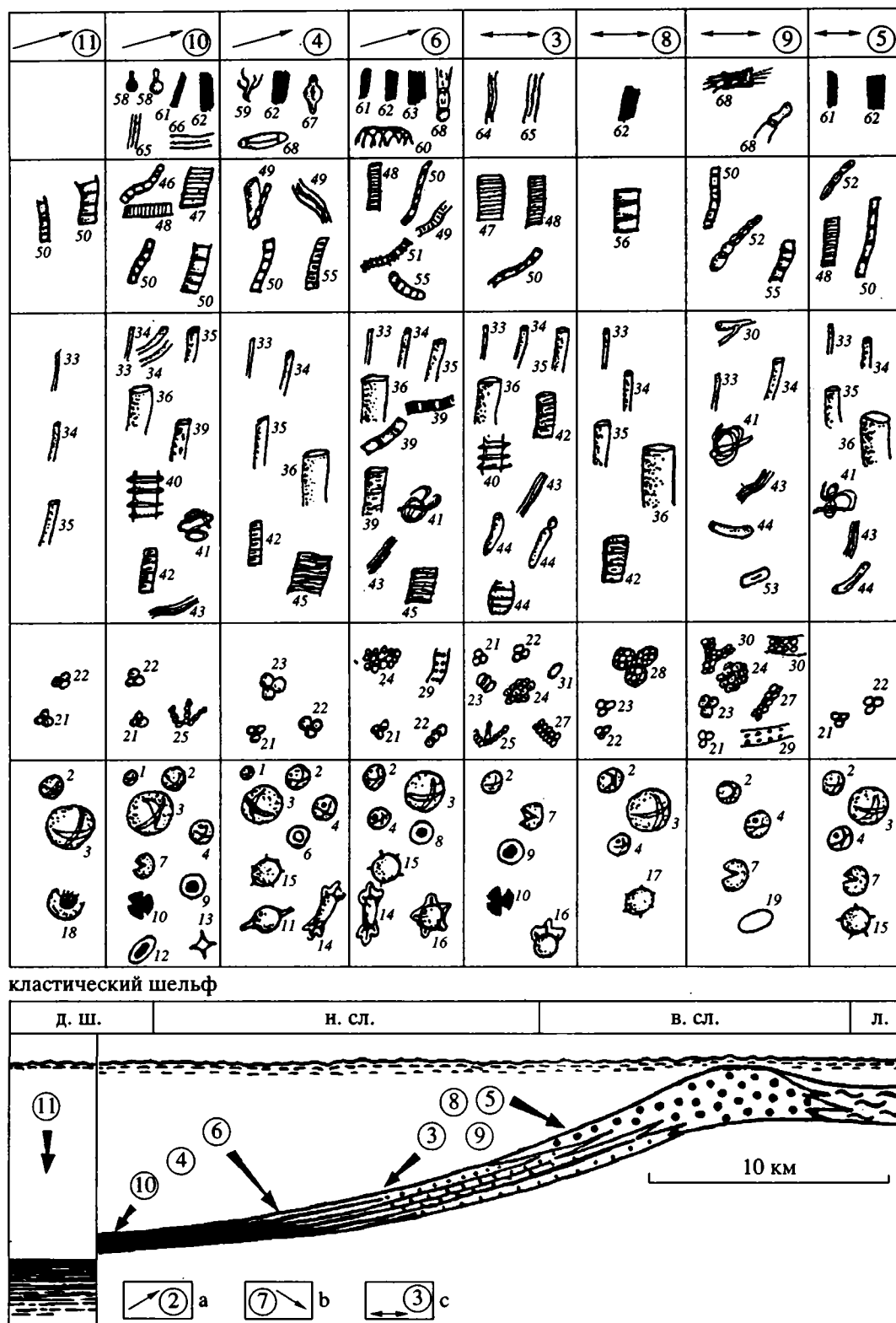


Рис. 5. Окончание.

всего им отвечали специфические по рельефу дна зоны палеобассейна. На деревнинском шельфе выделяются три категории таких зон. Наиболее мелкие из них (от первых метров до десятков метров в поперечнике) отвечали межбиогермным впадинам-ловушкам (второй уровень) или участкам дна, находившимся в волновой тени строма-толитовых биогермов (верхняя проба первого уровня). Более крупные зоны (от сотен метров до первых километров) представляли собой полу-изолированные лагуны, расположенные за грядами биогермных построек и/или за карбонатно-песчаными отмелями (нижняя проба первого уровня). Наиболее крупные из упомянутых зон, достигавшие, видимо, несколько километров в поперечнике, представляли собой тиховодные области внутреннего защищенного шельфа (третий, пятый, седьмой - девятый уровни).

Приведенные данные объясняют случаи нетипичного (относительно мелководного) положения "оптимальной" группировки микроорганизмов на деревнинском шельфе. Следовательно, можно считать, что все рассмотренные микробиоты, кроме присутствующей на седьмом уровне, принадлежали к одной и той же "оптимальной" группировке и некоторые из них (присутствующие на четвертом, шестом и десятом уровнях) занимали на батиметрическом профиле типичное для этой группировки положение и были приурочены к нижней сублиторали. В отличие от этого, ассоциации первого, третьего, пятого, восьмого и девятого уровней занимали мелководную область деревнинского шельфа - от границы нижней и верхней сублиторали до верхней сублиторали, но проникали в нее, видимо, лишь там и тогда, где и когда в названной области возникала та или иная из упомянутых выше специфических мелководных зон с низкой гидродинамической активностью.

Резко редуцированная по составу ассоциация одиннадцатого уровня, напротив, принадлежала к глубоководной части шельфа, но ее обеднение связано, видимо, с тафономическими причинами, не имеющими отношения к прижизненному ее составу. Что же касается ассоциации седьмого уровня, то она с некоторыми оговорками может быть отнесена к переходной фациально-экологической группировке рифейских микроорганизмов.

Рассмотренная картина батиметрического распределения целых ассоциаций подчеркивается распределением входящих в их состав определенных морфотипов. По глубине обитания все встреченные формы можно условно разделить на две группы - крайне малочисленную группу "эврибионтных" микроорганизмов и значительно более широкую "стенобионтных". К первой принадлежат только мелкие *Leiosphaeridia* (диаметром до 70 - 100 мкм), фрагментарные *Мухоскоциды* (размер клеток до 15 - 20 мкм) и обособленные

чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 2 - 20 мкм), известные во всем спектре палеообстановок деревнинского шельфа. Все они являлись аллохтонным компонентом деревнинской биоты. Примечательно, что в тех случаях, когда упомянутые чехлы образовывали протяженные дерновинки (яркий представитель бентоса), они тяготели к более узким фациальным условиям - к более глубоководным и/или тиховодным обстановкам. Подобную выборочную приуроченность к конкретным палеообстановкам обнаруживает большинство показательных планктонных и бентосных представителей деревнинской микробиоты, которые таким образом принадлежат ко второй, "стенобионтной" группе. Резко преобладающая ее часть (более 90% родов и видов) и, в первую очередь, все наиболее крупные и сложно построенные формы явно тяготели к среднему интервалу глубин, отвечающему нижней сублиторали (рис. 6). Многие из этих форм, вероятно, проникали и в более глубоководные области деревнинского шельфа, но имеющийся материал, к сожалению, не позволяет подтвердить или опровергнуть это предположение.

Более уверенно можно очертить набор таксонов, встреченных в самых мелководных из изученных палеообстановок, в пределах верхней сублиторали. В этот набор входят почти все деревнинские акритархи, в том числе *Chuaria* (до 600 - 800 мкм), *Trachyhystrichosphaera*, *Pterospersimorpha*, *Konderia*, *Simia*, *Nucellosphaeridium*, а так же *Ostiana*, *Eosynechococcus*, гладкостенные и морщинистые чехлы шириной до 90 - 120 мкм, а также *Rectia*, *Polytrichoides*, *Glomovertella*, ветвящиеся стиганемо-подобные образования, трихомы *Oscillatoria*, широкие *Botuobia* (до 140 - 150 мкм), крупные *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*), грибоподобные образования *Germinosphaera*, слоевища (шириной до 100 мкм), в том числе с темной продольной зоной, и некоторые другие (рис. 6). Данный набор включает несомненных представителей как планктонных, так и бентосных микроорганизмов. Проникновение тех и других в гидродинамически активную зону верхней сублиторали, как отмечалось, можно объяснить лишь кратковременным появлением здесь локальных тиховодных палеообстановок, к которым и приурочены все находки перечисленных форм в данной зоне.

Большинство наиболее показательных морфотипов деревнинских микрофоссилий тяготеет к трансгрессивным последовательностям (первый, второй, четвертый - шестой, десятый, одиннадцатый уровни). В изученном материале это самые крупные *Chuaria* и наиболее широкие гладкостенные и морщинистые нитчатые чехлы и слоевища, а также *Obruchevelia*, *Plicatidium*, *Brevitrichoides tjulmenicus* Jank. et Kozl., *Arctacellularia*, *Trachytrichoides*, *Ulophyton*, *Majaphyton*, *Archaeoclada* и грибоподобные образования. Список

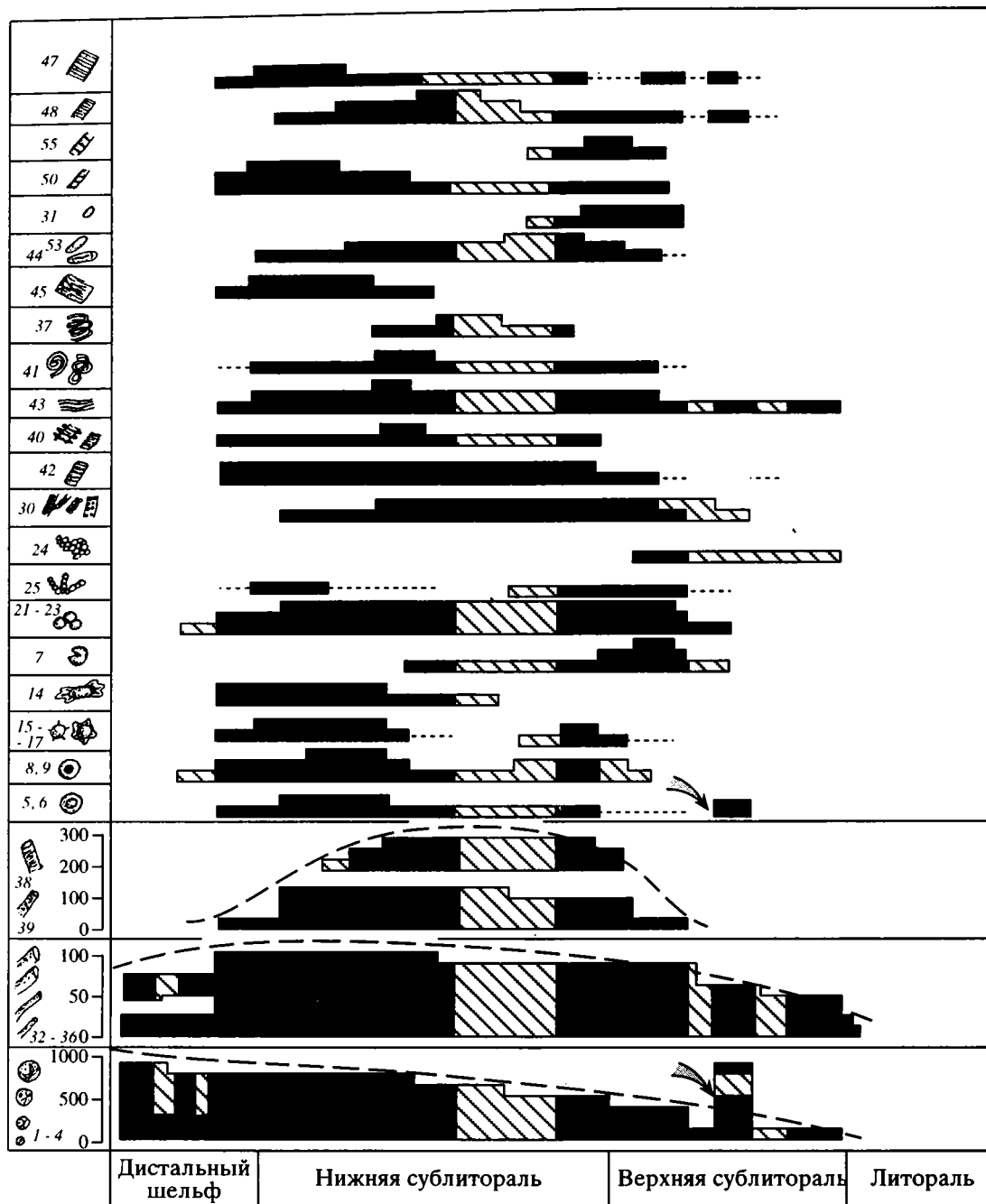


Рис. 6. Размерные и количественные (частота встречаемости) характеристики основных морфотипов микрофоссилий и их связь с палеообстановками деревнинского шельфа.

Три нижние диаграммы – размерные характеристики, вертикальная шкала в мкм. Верхние диаграммы – частота встречаемости. Толщина полос диаграмм соответствует количеству экземпляров в трех условных градациях: единичные находки, обычный компонент, обильные микроостатки. Черный цвет – наблюдаемые; косая штриховка – предполагаемые. Стрелками на схеме показано влияние аллохтонного компонента (планктон) на общий состав выборки. Цифры у рисунков морфотипов – таксоны микрофоссилий (см. рис. 5).

форм, встреченных только в регрессивных последовательностях, гораздо уже и ограничивается *Oscillatoropsis*, *Eosynechococcus*, фрагментами крупных трихомоподобных форм и колониями палмеллоидного облика. К микроостаткам, обна-

руженным преимущественно в осадках стабильных периодов развития бассейна, можно причислить коккоидные *Conjunctiophycus*, *Ostiana*, *Palaeopleurocarpa*, а также чехлы и слоевища средних размеров. Существенно, что приуроченность

к тем или иным трендам развития бассейна в равной мере обнаруживают представители деревнинского планктона и бентоса. Возможно, что определяющим фактором богатства и разнообразия микросообществ в нашем случае служил поток биологически активных соединений, поступавших в палеобассейны на ранних этапах трансгрессий с размывавшейся суши. Сходные мысли о влиянии поступающих в бассейны соединений на разнообразие докембрийских биот уже высказывались в литературе (Vidal, 1976; Vidal, Knoll, 1983).

Не менее любопытными оказались данные об изменении состава деревнинских микроорганизмов при переходе от открытого внешнего шельфа к внутреннему защищенному шельфу. В настоящее время обычно принимается (Knoll, 1982, 1984; Strother *et al.*, 1983; Knoll *et al.*, 1991; и др.), что разнообразие и размеры докембрийских микрофоссилий (точнее планктонных их представителей) увеличиваются в открытоморской палеосреде. Однако деревнинские микроостатки, в большинстве своем соответствующие в модели Э. Нолла относительно глубоководным формам, продемонстрировали более сложную картину распределения в бассейне. Среди них обособляются таксоны, приуроченные к осадкам только открытого, либо только защищенного шельфа. К числу обитателей открытого шельфа принадлежат *Obruchevelia*, широкие морщинистые чехлы (до 200 мкм и более в поперечнике), наиболее крупные *Botuobia* (до 140 - 150 мкм шириной) и слоевища с телами-вздутиями, близкие к *Archaeoclada*; все они относятся к бентосным формам. К числу обитателей защищенного шельфа относятся все акантоморфные акритархи *Trachyhystri-chosphaera* и *Prolatofoma*, энтофизалисовые и плеврокапсовидные колонии коккоидных форм, широкие (до 100 - 120 мкм) гладкостенные чехлы, лентовидные *Plicatidium*, эллипсовидные *Eosyn-echosoccus*, крупные трихомоподобные образования (шириной до 140 мкм), ветвящиеся слоевища *Ulophyton*, наиболее широкие слоевища с продольной структурой и кутикулярные остатки с поперечно-ребристой структурой. Среди перечисленных форм присутствуют несомненные планктонные и бентосные организмы. Таким образом, распространение микроостатков на деревнинском шельфе лишь отчасти согласуется с построениями Э. Нолла, а в некоторых частных случаях – таких как обеднение набора акритарх нижней сублиторали открытого шельфа (второй уровень), по сравнению с более разнообразным их сообществом верхней сублиторали (первый уровень) – и противоречит этим построениям.

При оценке развиваемых положений нужно иметь в виду, что природные особенности деревнинского бассейна неизбежно определяют ограниченность и своеобразие имеющегося материала. В числе этих особенностей надо прежде всего от-

метить: а) приуроченность открытоморских сообществ деревнинских микрофоссилий к не вполне типичным для них обстановкам обитания – к тем или иным локальным защищенным зонам в области относительного мелководья; б) сравнительную бедность микроостатками собственно открытоморских частей бассейна, в результате чего имеющаяся их характеристика явно не полна, а возможно и в какой-то мере случайна; в) отсутствие органотенных микрофоссилий в наиболее глубоководных открытоморских обстановках, представленных фацией ритмично построенных биостромов; г) наличие в этих обстановках огромных масс строматолитов, что а priori расширяет состав инситной биоты на весь комплекс организмов-строматолитообразователей.

Появление крупных и/или сложно построенных акритарх – типичных представителей открытоморской “оптимальной” среднеглубинной зоны – в несвойственной им среде полуизолированного мелководья (первый, пятый, седьмой - восьмой и десятый уровни), по нашему мнению, связано с кратковременным свободным обменом водных масс между открытоморскими и более мелководными проксимальными частями деревнинского бассейна. Такой обмен мог возникнуть лишь в начальные периоды трансгрессии, когда морские воды практически мгновенно перекрывали широкие мелководные пространства карбонатной платформы. Появление “чужеродных” планктонных компонентов на мелководье, по-видимому, являлось относительно редким явлением, которое требовало благоприятного стечения ряда палеоэкологических обстоятельств. По мере установления фиксированного положения уровня моря и стабилизации фациальных зон в бассейне, картина таксономического и размерного распределения планктонных и бентосных сообществ приобретала свой обычный вид и демонстрировала уменьшение обоих параметров в сторону как больших, так и меньших глубин по отношению к наблюдаемым в “оптимальной” зоне (третий, четвертый, девятый и одиннадцатый уровни). При этом наиболее крупные, в том числе акантоморфные акритархи, видимо, не обладали способностью к продолжительной миграции в толще воды. В противном случае трудно объяснить столь строгую их приуроченность к довольно ограниченному по своим размерам “оптимальной” зоне деревнинского (и всех ранее изученных) палеобассейна.

Что же касается бентосных элементов “оптимальной” группировки, то они не обнаруживали предпочтительной приуроченности к внешнему либо внутреннему шельфу и демонстрировали заметный консерватизм в реализации доступной им палеоэкологической среды. Среди изученных бентосных ассоциаций наиболее представительным является набор форм второго уровня (открытый

шельф, межбиогермная впадина-ловушка). Существенно, что здесь же встречен один из наиболее бедных наборов акритарх. Такую пространственную разобщенность пиков разнообразия планктонных и бентосных форм можно рассматривать как аргумент в пользу представлений о прижизненном характере описанной ранее латеральной структуры докембрийских биот (Вейс, Петров, 1994а, б). Прочие встреченные в деревнинской свите наборы бентосных форм происходят из глубоководной дистальной части внутреннего шельфа (шестой и десятый уровни) и прибрежной тиховодной зоны вблизи границы нижней и верхней сублиторали (девятый уровень) и лишь немногим уступают по разнообразию ассоциации второго уровня. В целом же все бентосные члены деревнинской биоты обнаруживали явное стремление к концентрации в тиховодных, относительно глубоководных палеообстановках шельфа.

Итак, на примере одной из самых богатых микробиот верхнего рифея мы подтвердили наши прежние выводы о ведущей роли глубины палеобассейна в распределении конкретных микросообществ по профилю палеобассейна и впервые показали, что определенное воздействие на это распределение оказывали и другие факторы. Главными среди них были гидродинамическая активность среды и положение конкретной биоты на общем тренде развития бассейна – на трансгрессивной, регрессивной или стабильной стадии его эволюции. Иначе говоря, распределение конкретных таксонов и ассоциаций рифейских микрофоссилий в пространстве и времени зависело от ряда параметров и было более сложным, чем это обычно принимается в текущей литературе.

Авторы выражают глубокую признательность М.А. Семихатову за ценные критические замечания, сделанные при подготовке работы к печати, и за переданные в наше распоряжение результаты его полевых наблюдений, касающиеся строения разрезов деревнинской свиты. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-09403, и Международного научного фонда, грант MLO-000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурзин М.Б. Модификация методики выделения из пород органикостенных микрофоссилий применительно к решению палеонтологических задач // Палеонтол. журн. 1989. № 4. С. 109 - 113.

Бурзин М.Б. Древнейший хитридиомицет (*Mycota, Chytridiomycetes incertae selds*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1992. С. 32 - 40.

Вейс А.Ф. Микрофоссилии в стратиграфии верхнего докембрия Учуро-Майского и Туруханского районов

Сибири // Автореф. дис. канд. ... геол.-мин. ГИН АН СССР. 1986. 20 с.

Вейс А.Ф. Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47 - 64.

Вейс А.Ф. Органостенные микрофоссилии докембрия – важнейший компонент древней биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 265 - 282.

Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36 - 55.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыль-ской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41 - 58.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Зависимость систематического разнообразия комплексов органостенных микрофоссилий рифея от условий их формирования (на примере безыменской свиты Туруханского района) // Эко-системные перестройки и эволюция биосферы. 1994а. М.: Недра, Вып. 1. С. 32 - 41.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994б. Т. 2. № 5. С. 3 - 34.

Герман Т.Н. Из опыта извлечения крупных растительных остатков и микрофоссилий с помощью химического растворения пород // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск. 1974. Вып. 81. С. 97 - 99.

Герман Т.Н. Находки грибов в рифее // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 129 - 136.

Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 52 с.

Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 51 - 61.

Драгунов В.И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л. 1959. Вып. 23. С.

Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Соколова М.Ф. К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюд и аргиллитов для возрастного расчленения пород К-Аг методом // Геохимия. 1973. № 11. С. 1620 - 1626.

Михайлова Н.С. Микрофоссилии докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ИГиГД, 1985. 15 с.

Михайлова Н.С. Микробиота деревнинской свиты Туруханского поднятия // Биостратиграфия – геол. карте-50. Тез. докл. II сессии ВСЩ ВПО. Иркутск: ВОСТСНИИГИМС, 1986. С. 10 - 12.

Михайлова Н.С. Мироедихинская и деревнинская микробиоты Сибири // I Всес. конференц. "Актуальная проблема современной альгологии". Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1987. С. 189 - 190.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Горюхов И.М. Рb-Pb возраст карбонатных пород среднего рифея Сибири: сухотунгусин-

- ская свита Туруханского поднятия // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 6. С. 789 - 793.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири // М.: Наука, 1975. 175 с.
- Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 35 - 50.
- Тимофеев Б.В. Микрофитологическое исследование древних свит. М.; Л.: Наука, 1966. 237 с.
- Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.
- Янкаускас Т.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Allen J.R.L. Sedimentary structures: Their character and physical basis // Development in Sedimentology 30 A. 1982. V. 1. Elsevier Scientific Publishing company. Amsterdam; Oxford; New York.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. 1994. № 34. P. 1 - 84.
- Clifton H.E. Diskrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington // J. Sediment. petrolog. 1983. V. 53. № 2. P. 353 - 369.
- Fairchild J.I., Herrington P.M. A Tempestite-Stromatolite-Evaporite Association (Late Vendian, East Greenland): a Shoreface-Lagoon Model. // Prec. Res. 1989. V. 43. № 2/3. P. 101 - 127.
- Flemming B.W. Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the West coast of South Africa // Tide-influenced sedimentary environments and facies. Boston, 1988. 530 p.
- Hawley N. Flume experiments of the origin of flaser bedding // Sedimentology. 1981. V. 28. № 5. P. 699 - 712.
- Hofmann H.J., Jackson G.D. Shale-facies Microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 37. 1994. V. 68. № 4. P. 1 - 40.
- Klein G. de V. A sedimentary model for determining paleotidal range // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. № 9. P. 2585 - 2592.
- Klein G. de V. Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in epeiric and mioclinal shelf seas // Sediment. Geol. 1977. V. 18. № 1/3. P. 1 - 12.
- Knoll A.H. Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard // J. Paleontol. 1982. V. 56. № 3. P. 577 - 790.
- Knoll A.H. Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg formation, Nordaustlandet Svalbard // J. Paleontol. 1984. V. 58. № 1. P. 131 - 162.
- Knoll A.H., Sweet K., Mark J. Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // J. Paleontol. 1991. V. 65. № 4. P. 531 - 570.
- Scheiber J. Signification of styles of epicontinental shale sedimentation in the Belt basin, Mid-Proterozoic of Montana, USA // Sediment. Geol. 1990. V. 69. № 3/4. P. 297 - 312.
- Schopf J.W. (ed.). Earth's earliest biosphere. Its origin and evolution. Princeton Univ. Press. Princeton. 1983. 543 p.
- Schopf J.W., Klein C. (eds). The Proterozoic biosphere. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 1992. 1348 p.
- Semikhatov M.A. General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR. Soviet Scientific rev. Sec. G. Geology reviews. New York: Harwood Acad. Publishers, 1991. 192 p.
- Serebryakov S.N. Distribution of stromatolites in Riphean deposits of the Uchur-Maya region of Siberia // Developm. in Sed. 1976. V. 20. Stromatolites. P. 613 - 634.
- Serebryakov S.N., Semikhatov M.A. Riphean and recent stromatolites: a comparison // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 556 - 574.
- Strother P.K., Knoll A.H., Barghoorn E.S. Micro-organisms from the Late Precambrian Narssarsuk Formation, North-Western Grenland // Paleontology. 1983. V. 26. Part. 1. P. 1 - 32.
- Vidal G. Late Precambrian microfossils from the Visingso Beds in the southern Sweden // Fossils and strata. 1976. № 9. Oslo. Univesitetsforlaget. 57 p.
- Vidal G., Knoll A.H. Proterozoic Plankton // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. V. 161. P. 265 - 277.
- Vidal G., Nystuen J.P. Micropaleontology, depositional environment and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway // Amer. J. Sci. 1990. V. 290A. P. 160 - 211.
- Wright V.P. (ed.). Paleosols: their recognition and interpretation. Oxford. Blackwells, 1986. 315 p.
- Zang Wen-long, Walter M.R. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, centraleastern China // Precamb. Res. 1992. V. 57. P. 243 - 323.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 539.163:546.211.26:552.54(470.22)

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 1995 г. Б. Г. Покровский*, В. А. Мележик**

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

**Геологическая служба Норвегии, Трондхейм, Лейв Эрикссон, 39, №-7040, Норвегия

Поступила в редакцию 07.10.93 г., получена после доработки 25.09.94 г.

В карбонатах раннепротерозойского Печенго-Варзугского пояса (2.5 - 1.8 млрд. лет) установлены резкие временные изменения $\delta^{13}\text{C}$. Ятулийские породы (2.3 - 2.1 млрд. лет) отличаются аномально высокими $\delta^{13}\text{C}$ – до 7.4, что, по-видимому, связано с тем, что они формировались в мелководных континентальных протоэвапоритовых бассейнах. В постятулийских породах (2.0 - 1.9 млрд. лет) обнаружены широкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ (–12.5 - 2.9) и $\delta^{18}\text{O}$ (9.6 - 21.4), которые свидетельствуют об интенсивной постседиментационной переработке с участием CO_2 органического происхождения. Переработка сопровождалась привносом стронция, содержание которого в изотопно легких образцах достигает 1900 г/т, а также, возможно, марганца.

Ключевые слова. Нижний протерозой, карбонаты, изотопный состав углерода и кислорода.

Архейские и протерозойские осадочные карбонаты в основной массе имеют изотопный состав углерода, близкий к современным – $\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 2-4$ (Keith, Weber, 1964; Shidlowski *et al.*, 1975, 1983). Поскольку основным фактором, контролирующим эту величину, является распределение углерода между органическим и неорганическим (карбонатным) резервуарами, ее постоянство рассматривается как важное свидетельство очень раннего возникновения жизни на Земле в современном объеме и высокой степени устойчивости углеродного цикла.

Вместе с тем, как в фанерозое, так и в докембрии известны отложения с аномальным изотопным составом углерода. Такие аномалии могут быть связаны как с необычными местными условиями осадконакопления, так и с общепланетарными изменениями углеродного цикла.

В раннем протерозое аномально тяжелый изотопный состав: $\delta^{13}\text{C} = 8.2 \pm 2.6$ обнаружен в карбонатных породах провинции Ломагунди, Родезия, возрастом 2.65 - 1.95 млрд. лет (Shidlowski *et al.*, 1975); в ятулийских (2.1 - 2.0 млрд. лет); отложениях Финляндии – $\delta^{13}\text{C}$ от 4.0 до 16.0 (Karhu, 1993); в карбонатных породах карельского комплекса (2.1 - 2.0 млрд. лет) в центральной Карелии – $\delta^{13}\text{C}$ от 5.6 до 18.0 (Юдович и др., 1990), а также в левизианских известняках возрастом 2.0 млрд. лет – $\delta^{13}\text{C}$ до 12.9 (Baker, Fallick, 1989a), в карбонатных породах Лофотен (2.0 млрд. лет), Норвегия – $\delta^{13}\text{C}$ – до 12.1 (Baker, Fallick, 1989b); в карбонатах формации Албанел (2.1 млрд. лет), Канада – $\delta^{13}\text{C}$ – 6.4 (Shidlowski *et al.*, 1983).

Для объяснения этой аномалии выдвигались различные гипотезы. М. Шидловски с соавторами

полагали, что высокие $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах провинции Ломагунди обусловлены местными причинами – формированием в изолированных бассейнах с высокой биопродуктивностью и страдифицированной водной толщей. По мнению Я.Э. Юдовича с соавторами (Юдович и др., 1990), положительная изотопно-углеродная аномалия свидетельствует о существовании в раннем протерозое метановой атмосферы с очень низким содержанием кислорода. В работе М. Тихомировой (Тихомирова, 1991), напротив, приводятся аргументы в пользу увеличения на этом этапе содержания кислорода в атмосфере. Р. Е. Прилуцкий с соавторами (Прилуцкий и др., 1992) в качестве преобладающего фактора появления изотопно тяжелых карбонатов рассматривают насыщение атмосферы глубинной углекислотой с повышенным содержанием ^{13}C , обусловленным высокой концентрацией в летучих углеводородных компонентах.

Ю. Карху и В. Мележик (Karhu, Melezhik, 1992), интерпретируя “тяжелый” изотопный состав карбонатных пород Печенги, Имандра-Варзуги и Карельского массива, отмечают недостаточность данных для суждения, является ли это явление глобальным, или носит локальный характер. Они также отмечают, что синхронность появления карбонатов с аномально высокими $\delta^{13}\text{C}$ недостаточно обоснована, и есть основания полагать, что их образование могло происходить в своеобразных и локальных фациальных условиях. Однако позднее Ю. Карху (Karhu, 1993) приходит к выводу о глобальности “утяжеления” карбонатного углерода как результат интенсивного накопления органического вещества.

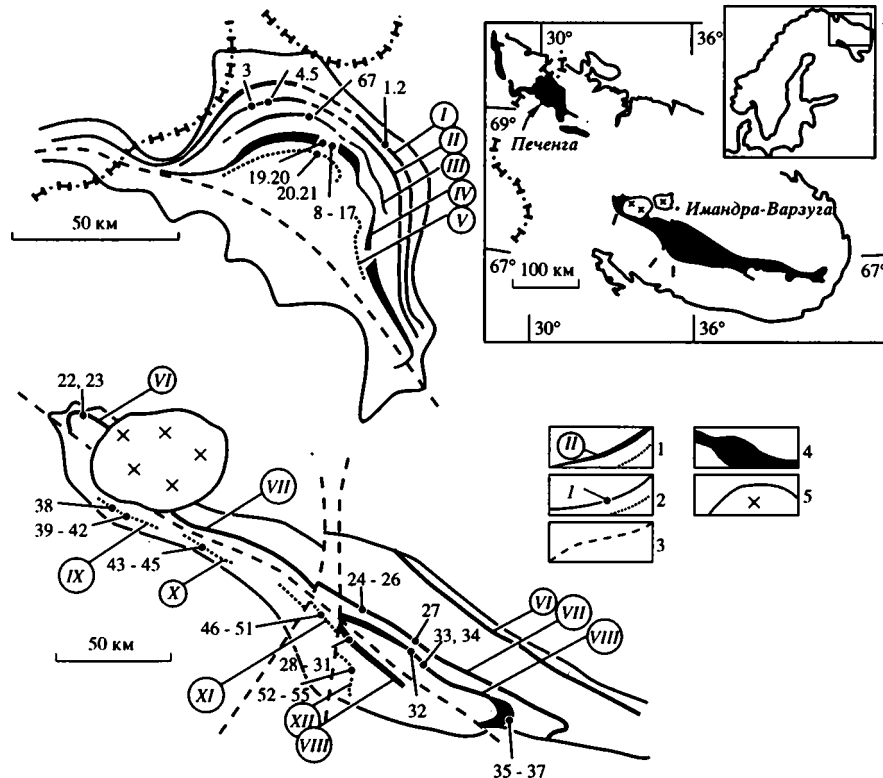


Рис. 1. Положение Печенгско-Варзугского пояса на Кольском полуострове и места отбора образцов.

1 – осадочные толщи и их номера (номера соответствуют таблице); 2 – места отбора проб и их номера (номера соответствуют порядковым номерам в таблице); 3 – тектонические нарушения; 4 – контуры Печенгской и Имандра-Варзугской зон; 5 – Хибинский щелочной массив.

Наряду с изотопно тяжелыми карбонатами, в нижнем протерозое Балтийского щита отмечались карбонаты с низкими $\delta^{13}\text{C}$, природа которых также не вполне ясна.

Для получения более полной информации о вариациях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и причинах изотопных аномалий в нижнем протерозое, мы провели изучение карбонатных пород Печенгской и Имандра-Варзугской структур, образующих крупнейший на Балтийском щите Печенго-Варзугский зеленокаменный пояс (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ

Стратиграфическая номенклатура, а также корреляция осадочно-вулканогенных толщ Печенгской и Имандра-Варзугской зон заимствована из опубликованных работ (Загородный и др., 1982; Предовский и др., 1987). Геохронологическая шкала, принятая в данной работе, базируется на определениях абсолютного возраста, выполненных, главным образом, в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (рис. 2).

В пределах пояса изучены все известные уровни распространения карбонатных пород в интервале времени от 2.5 - 2.4 млрд. лет до 2.0 - 1.9 млрд. лет.

Самые древние в поясе карбонатные породы (2.5 - 2.4 млрд. лет) представлены песчанистыми доломитистыми известняками сейдореченской свиты в Имандра-Варзугской зоне (таблица, рис. 1, 2). Как правило, это линзы мощностью 0.2 - 0.5 м среди косослоистых кварцевых и аркозовых песчаников.

Следующий уровень распространения карбонатных пород датируется 2.3 - 2.1 млрд. лет и отличается широким распространением мощных пластов доломитов, которые прослеживаются через весь пояс. В Печенгской зоне данный уровень представлен куэтсьярвинской свитой, в которой среди карбонатных пород резко доминируют доломиты, песчанистые доломиты и доломитовые калькаренины. Нередки строматолитовые постройки и онколиты. Мощность карбонатных пород варьирует в пределах 25 - 100 м. В Имандра-Варзугской зоне этому уровню отвечает умбинская свита, карбонатные породы которой представлены сходной ассоциацией. Однако они лишены строматолитов, но довольно часто содержат многочисленные линзы яшм с баритом. Мощность карбонатных пород изменяется в интервале 50 - 150 м.

Следующий уровень развития карбонатных пород (2.3 - 2.1 млрд. лет) также прослеживается

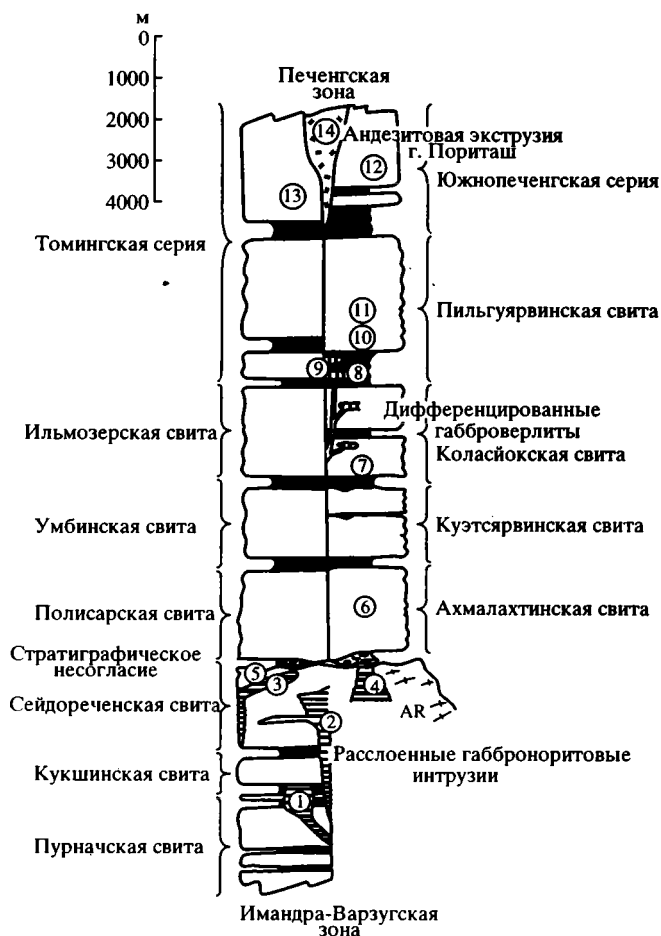


Рис. 2. Стратиграфическая номенклатура, корреляция и радиологический возраст пород Печенгской и Имандра-Варзугской зон.

1 – габбронориты Мончегорской расслоенной интрузии, 2492 ± 31 (Sm-Nd), 2493 ± 7 (U-Pb, циркон) (Mitrofanov *et al.*, 1991); 2 – габбронориты расслоенных интрузий Панских и Федоровых тундр, 2487 ± 51 (Sm-Nd), 2471 ± 4 (U-Pb, циркон) (Докучаева и др., 1990; Mitrofanov *et al.*, 1991, соответственно); 3 – габбронориты Имандровского лополита, 2444 ± 77 (Sm-Nd), 2396 ± 7 (U-Pb, циркон) (Балашов и др., 1990; Miytrofanov *et al.*, 1991; соответственно); 4 – габбронориты расслоенного интрузива г. Генеральской, 2453 ± 42 (Sm-Nd) (Бакушкин и др., 1990); 5 – кислые вулканы сейдореченской свиты, 2423 ± 7 (U-Pb, циркон) (Mitrofanov *et al.*, 1991); 6 – андезитобазальты ахмалахтинской свиты, 2324 ± 28 (Rb-Sr) (Balashov *et al.*, 1990); 7 – толеитовые базальты коласйокской свиты, 2114 ± 52 (Rb-Sr) (Балашов и др., 1991); 8 – габброверлитовые интрузии, 1990 ± 55 (Pb-Pb), 1980 ± 72 (Rb-Sr), 1970 ± 110 (Sm-Nd) (Митрофанов и др., 1990); 9 – сульфидные медно-никелевые руды в габброверлитах, 1870 ± 50 (Pb-Pb) (Митрофанов и др., 1990); 10 – ферропикритовые вулканы пильгуярвинской свиты, 1955 ± 43 (Pb-Pb), 1990 ± 66 (Sm-Nd) (Hanski *et al.*, 1990); 11 – риолитовые туфы пильгуярвинской свиты, 1970 ± 5 (U-Pb, циркон) (Hanski *et al.*, 1990); 12 – андезитовые вулканы южно-печенгского комплекса, 1855 ± 54 (Rb-Sr) (Балашов и др., 1991); 12 – кислые вулканы томингской серии, 1870 ± 71 (Rb-Sr) (Mitrofanov *et al.*, 1991); 14 – андезиты пориташской субвулканической интрузии, 1729 ± 35 (Rb-Sr) (Балашов и др., 1991).

через весь пояс. Это мощные пласты карбонатных пород коласйокской свиты в Печенгской зоне и ильмозерской свиты в Имандра-Варзугской зоне. Состав пород меняется по сравнению с более древними уровнями (таблица). Для коласйокской свиты типичны доломиты, марганцевистые доломиты и известняки в ассоциации с силицитами и яшмами. Их мощность варьирует в пределах 10 - 50 м. В ильмозерской свите преобладают доломиты, а среди терригенных пород нередко известковые диагенетические конкреции. Мощность карбонатных пород составляет 20 - 150 м.

Более верхние части разреза (2.0 - 1.9 млрд. лет) в обеих зонах содержат, как правило, маломощные слои и линзы карбонатных пород среди углеродисто-сульфидных сланцев и граувакковых алевролитов. Характерно, что состав карбонатных пород резко меняется – доминируют известняки. При этом, в Печенгской зоне установлено три возрастных уровня пород, содержащих в том или ином виде карбонатный материал. Первый – это горизонт углеродисто-сульфидных граувакковых алевролитов с редкими и маломощными (1 - 10 см) линзами известняков. Этот горизонт залегает среди шаровых лав коласйокской свиты. Второй уровень – это пильгуярвинская осадочная толща, представленная мощными углеродисто-сульфидными отложениями (более 1000 м), которые в верхней части разреза содержат многочисленные линзы известняков и диагенетические известковые конкреции. Мощность единичных карбонатных линз от 1 до 50 см, мощность горизонта, содержащего карбонатные линзы и конкреции от 100 до 500 м. Последний, самый верхний из изученных уровней, сложен кислыми туфами и туффитами среди шаровых лав пильгуярвинской свиты. Туфы и туффиты содержат многочисленные карбонатные включения (конкреции?).

В Имандра-Варзугской зоне этому стратиграфическому интервалу возрастом 2.0 - 1.9 млрд. лет, по-видимому, отвечает томингская толща, сложенная углеродисто-сульфидными сланцами, основными туфами и лавами (Загородный и др., 1982; Предовский и др., 1987). Среди этих пород карбонатные отложения образуют нередко мощные линзы. Снизу вверх по разрезу они представлены линзами “роуксинских” доломитов и известняков, нередко марганцевистых (общей мощностью более 120 м) в ассоциации с мощными пластами углеродисто-железистых силицитов. Еще выше по разрезу карбонатные породы формируют маломощные линзы (0.1 - 1.0 м) марганцевистых известняков и доломитов среди высокоуглеродистых сульфидных сланцев (район оз. Соленого и “45 км”). Наиболее молодыми в разрезе, вероятно, являются мощные линзы (50 - 100 м) известняков “Известкового завода”. Они залегают среди лав основного состава.

Изотопный состав углерода и кислорода и химический состав карбонатных пород печенгско-варзугского комплекса

Номер п. п.	Номер проб	Порода	^{13}C , ‰ PDB	^{18}O , ‰ SMOW	CO_2 , мас. %	MgO, мас. %	CaO, мас. %	MnO, мас. %	$\text{C}_{\text{орг.}}^{1)}$, мас. %	Sr, г/т	$\text{C}_{\text{орг.}}^{2)}$, мас. %
Печенгский комплекс											
I. Куэтъярвинская свита											
1	П-000А	Песчанистый доломит	+6.8	+18.8	31.39	14.54	20.74	0.01	0.02	н. о.	0.05
2	П-000Б	»	+7.4	+18.2	33.34	15.17	22.62	0.02	0.01	н. о.	0.05
II, III. Коласйокская свита											
3	С-18/108	Известняк	-5.3	+12.8	36.88	4.56	41.05	0.56	0.03	153	0.55
4	С-29/410	Песчанистый известняк	-5.5	+13.1	25.69	2.70	29.66	0.52	0.02	183	0.55
5	С-29/411.5	Доломит	-5.0	+14.1	33.04	13.72	25.12	1.08	0.01	120	0.55
6	28/54	Песчанистый известняк	-7.8	+11.5	23.27	1.21	30.58	0.11	0.03	102	0.8
7	28/69	Известняк	-7.6	+10.2	35.82	0.38	46.96	0.19	0.22	188	0.8
IV, V. Пильгуярвинская свита											
8	К-2900/561.8	Карбонатная позднедиагенетическая конкреция	-7.5	+11.6	30.15	1.86	38.97	0.16	0.42	296	0.6
9	К-2900/563.9	»	-8.2	+13.0	32.10	1.83	41.08	0.12	0.35	325	0.6
10	К-2900/580.4	»	-10.3	+12.1	29.83	2.71	39.22	0.33	0.52	767	0.6
11	2900/721	»	-13.3	+12.3	15.78	2.62	21.45	0.14	0.18	523	0.6
12	2900/1009	Углеродистый известняк	-8.7	+12.7	30.86	0.81	39.18	0.18	1.39	1689	2.0
13	2900/1011	»	-8.7	+12.4	32.85	0.78	40.56	0.23	1.04	1846	2.0
14	2900/1075	»	-12.5	+12.7	31.06	0.69	39.76	0.37	0.40	1865	2.0
15	2900/535вн	Внешняя зона позднедиагенетической карбонатной конкреции	-13.2	+12.3	5.66	0.67	7.78	0.04	н. о.	218	0.6
16	2900/535ср	Средняя зона »	-14.1	+10.8	20.96	0.84	26.74	0.12	н. о.	779	0.6
17	2900/535я	Ядро »	-13.1	+12.3	30.24	1.07	38.35	0.14	н. о.	1074	0.6
18	2400/248	Карбонатная позднедиагенетическая конкреция	-11.3	+11.2	26.19	0.66	32.83	0.34	0.25	984	0.6
19	2798/600	Сферолитовый углеродистый известняк	-9.7	+12.6	30.96	0.75	40.02	0.16	0.65	1415	2.0
20	СГС-3вн	Внешняя зона диагенетической карбонатной конкреции	-7.1	+11.8	30.58	0.66	44.05	0.56	0.06	116	0.03
21	СГС-3я	Ядро »	-7.9	+9.6	31.61	0.58	45.83	0.50	0.07	128	0.03
Имандра-варзугский комплекс											
VI. Сейдореченская свита											
22	4757		-4.8	+13.9	18.41	2.49	19.09	0.08	0.01	487	0.15
23	47586		-4.0	+14.5	29.50	3.72	33.81	0.12	0.01	630	0.10
VII. Умбинская свита											
24	381	Доломит	+2.3	+13.8	40.68	15.67	31.63	0.12	0.01	361	0.05
25	823	»	+6.4	+13.8	37.98	14.27	29.96	0.10	0.02	283	0.02
26	182	»	+4.5	+11.0	39.33	15.11	29.55	0.10	0.01	257	0.04
27	486	»	+4.0	+15.7	36.93	14.71	29.81	0.11	0.01	180	0.03

Таблица 1. Окончание

Номер п. п.	Номер проб	Порода	^{13}C , ‰ PDB	^{18}O , ‰ SMOW	CO_2 , мас. %	MgO, мас. %	CaO, мас. %	MnO, мас. %	$\text{C}_{\text{орг}}^{(1)}$, мас. %	Sr, г/т	$\text{C}_{\text{орг}}^{(2)}$, мас. %
VIII. Ильмозерская свита											
28	154/659	Песчанистый доломит	-0.5	+21.4	37.0	16.06	25.21	0.03	н. о.	62	0.3
29	154/660	»	-0.8	+21.3	25.45	11.50	17.50	0.03	н. о.	82	0.3
30	154/662	Известняк	-0.3	+19.2	37.15	4.49	42.23	0.09	н. о.	134	0.3
31	154/663	»	-0.4	+19.0	38.60	6.76	40.46	0.09	н. о.	101	0.3
32	415	»	+2.0	+17.7	39.66	0.66	50.60	0.11	0.01	210	0.04
33	469-к	Карбонатная диагенетическая конкреция	-3.9	+13.4	20.20	1.00	27.93	0.61	н. о.	406	0.04
34	877-к	Известковая диагенетическая конкреция	-4.1	+12.8	16.02	1.38	22.43	0.47	н. о.	350	0.04
35	735	Известняк	+2.0	+18.6	37.06	3.36	47.12	0.11	0.01	209	0.04
36	736	»	+2.0	+18.6	35.62	5.52	44.04	0.12	0.01	190	0.04
37	3027-к	Известковая диагенетическая конкреция	-20.5	+13.3	21.76	2.99	28.76	0.36	н. о.	463	0.4
IX - XII. Томингская толща											
38	НИЗ-I		+2.9	+24.1	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.01		0.02
39	540	Известняк	+0.7	+11.5	37.97	0.91	49.05	0.08	0.01	136	0.02
40	544	»	+1.1	+19.2	36.83	0.87	48.75	0.10	0.01	120	0.02
41	545	»	+2.4	+14.9	34.54	0.40	45.37	0.06	0.01	132	0.02
42	547	»	+1.0	+13.7	36.12	0.95	45.82	0.10	0.01	471	0.02
43	890	Известковый доломит	-5.0	+15.1	34.74	12.32	25.37	0.12	0.20	293	1.0
44	909	»	-2.6	+16.6	31.01	10.68	21.15	0.15	0.42	306	1.0
45	935	»	-2.7	+16.9	30.66	11.33	20.84	0.39	0.67	235	1.0
46	87	Песчанистый доломит	-9.7	+16.1	20.43	11.15	13.40	0.37	0.28	315	2.0
47	100	Песчанистый известковый доломит	-7.5	+12.2	30.25	10.87	20.96	0.46	1.11	339	3.0
48	110-A	Песчанистый известняк	-12.5	+15.1	19.77	2.71	22.06	0.31	0.86	609	3.0
49	112	Песчанистый известковый доломит	-7.3	+16.6	29.71	10.14	23.68	0.60	0.16	403	3.0
50	153	»	-7.0	+16.9	33.48	11.52	22.53	0.38	1.00	293	3.5
51	157	Песчанистый доломит	-11.8	+16.2	29.67	11.23	19.22	0.40	0.91	493	3.5
52	570	»	-0.7 (-0.1)	+18.2 (+17.4)	38.89	15.87	26.12	0.10	0.10	262	0.09
53	571	Доломит	+0.1 (0.8)	+19.5 (19.7)	40.16	16.35	28.31	0.09	0.09	275	0.08
54	576	Известковый доломит	-1.4	+19.8	36.96	11.91	24.74	2.16	0.46	263	0.4
55	590	»	-0.4 (0.1)	+18.1 (18.9)	42.37	14.94	33.98	0.12	0.09	327	0.09

¹ Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в карбонатах.² Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах, вмещающих карбонатные слои и конкреции.

Порядковые номера проб и толщ соответствуют номерам на рис. 1. Цифры без скобок – кальцит, в скобках – доломит.

Все исследованные уровни карбонатных пород метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, что обеспечивает хорошую сохранность первичных структур и текстур пород.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Пробы карбонатных пород проанализированы классическими (мокрая химия) методами на CaO , MgO , CO_2 , MnO . Содержания стронция определены рентгенофлуоресцентным методом. $\text{C}_{\text{орг}}$ анализировался методом сжигания в печи для микроэлементного анализа. Химические анализы выполнены в аналитических лабораториях Геологического института КНЦ РАН (аналитики: А.Н. Вахатова – $\text{C}_{\text{орг}}$; В.А. Победоносцев – Sr).

Разложение проб для изотопного анализа углерода и кислорода проводилось с помощью H_3PO_4 по общепринятой методике. Изотопный состав определялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промиле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. Для привязки к PDB использованы стандарты KH-2 (Gerstenberger, Herrmann, 1982) и NBS-19. Значения $\delta^{18}\text{O}$ относительно SMOW пересчитаны по формуле (Friedman, O'Neil, 1977):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$$

Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не превышает $\pm 0.2\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Карбонатные породы как Печенгской, так и Имандра-Варзугской зон отличаются исключительно широкими вариациями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Общий разброс $\delta^{13}\text{C}$ в Печенгской зоне составляет – от -14.1 до 7.8 и $\delta^{18}\text{O}$ – от 9.6 до 20.3 и в Имандра-Варзугской зоне, соответственно, $\delta^{13}\text{C}$ – от -20.5 до 6.7 и $\delta^{18}\text{O}$ – от 11.5 до 23.1 (таблица).

В изменениях изотопного состава углерода по разрезам (рис. 3) могут быть отмечены следующие закономерности: 1. Доятулийская (сейдореченская) ассоциация доломитистых известняков ($2.5 - 2.4$ млрд. лет) характеризуется умеренно низкими $\delta^{13}\text{C}$ ($-4.8 - -4.0$), что согласуется с данными Ю. Карху и В. Мележика (Karhu, Melezhik, 1992). 2. В карбонатных породах (преимущественно доломитах) из нижней части ятулия как в Печенгской (куэтсъярвинская свита), так и в Имандра-Варзугской (умбинская свита) зонах установлены аномально высокие $\delta^{13}\text{C}$ ($2.3 - 7.4$). 3. Для позднеятулийской и постятулийской (людиковийской) ассоциаций известняков и отчасти доломитов ($2.1 - 1.9$ млрд. лет) в Печенгской зоне характерны аномально низкие $\delta^{13}\text{C}$ ($-5.0 - -12.5$) и в Имандра-Варзугской зоне – нормальные, близкие к 0 и низкие $\delta^{13}\text{C}$. Наиболее сильный разброс

$\delta^{13}\text{C}$ – от -12.5 до 2.9 наблюдается в породах томингской толщи. 4. Диагенетические карбонатные конкреции разных возрастных уровней имеют низкие и сильно варьирующие $\delta^{13}\text{C}$ ($-3.9 - -20.5$), обычные для такого ряда образований.

Наблюдается обратная зависимость между величинами $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах, вмещающих карбонатные прослои (рис. 4). Менее отчетливая обратная корреляция устанавливается между $\delta^{13}\text{C}$ и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в самих карбонатных породах. Все аномально низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (за исключением двух образцов из томингской толщи) связаны с горизонтами, в которых содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ превышает 0.5% . Таков же характер соотношения между карбонатными конкрециями, залегающими в безуглеродистых ($\delta^{13}\text{C}$: $-3.9 - -7.9$) и углеродистых ($\delta^{13}\text{C}$: $-7.5 - -20.5$) толщах. В пределах единой толщи, разные части которой формировались в разных фациальных условиях, в конкрециях наблюдается резкое облегчение изотопного состава углерода при переходе от прибрежных безуглеродистых отложений к относительно более глубоководным слабоуглеродистым (рис. 5).

В известняках с аномально низкими $\delta^{13}\text{C}$ установлены необычно высокие для осадочных карбонатов содержания Sr – до 1865 г/т (таблица). В некоторых частях разреза, например, в породах томингской толщи, отчетливо проявляется обратная корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и содержания стронция (рис. 6). Для отложений, в которых $\delta^{13}\text{C}$ не выходит за пределы нормальных значений – например, для ильмозерской свиты – характерна противоположная тенденция – уменьшение содержания Sr с уменьшением $\delta^{13}\text{C}$.

Между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается прямая зависимость (рис. 7): породы с нормальными и высокими $\delta^{13}\text{C}$ имеют обычный для докембрийских карбонатов изотопный состав кислорода; известняки с аномально низкими $\delta^{13}\text{C}$ резко обеднены ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$ до 9.6) и в значительной мере утратили осадочные изотопно-кислородные метки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопный состав углерода карбонатных осадков контролируется, главным образом, тремя факторами: 1) изотопным обменом растворенной в воде CO_2 с CO_2 атмосферы; 2) потреблением фотосинтезирующими организмами CO_2 , обогащенной легким изотопом; и 3) возвращением в раствор изотопно легкой CO_2 , образующейся в результате окисления органики. Обмен с атмосферой, по-видимому, мало зависит от фациальной обстановки и в целом действует как фактор, выравнивающий изотопный состав карбонатов независимо от места образования. Скорость фотосинтеза и окисления органики, напротив, сильно меняются в зависимости от местных условий.

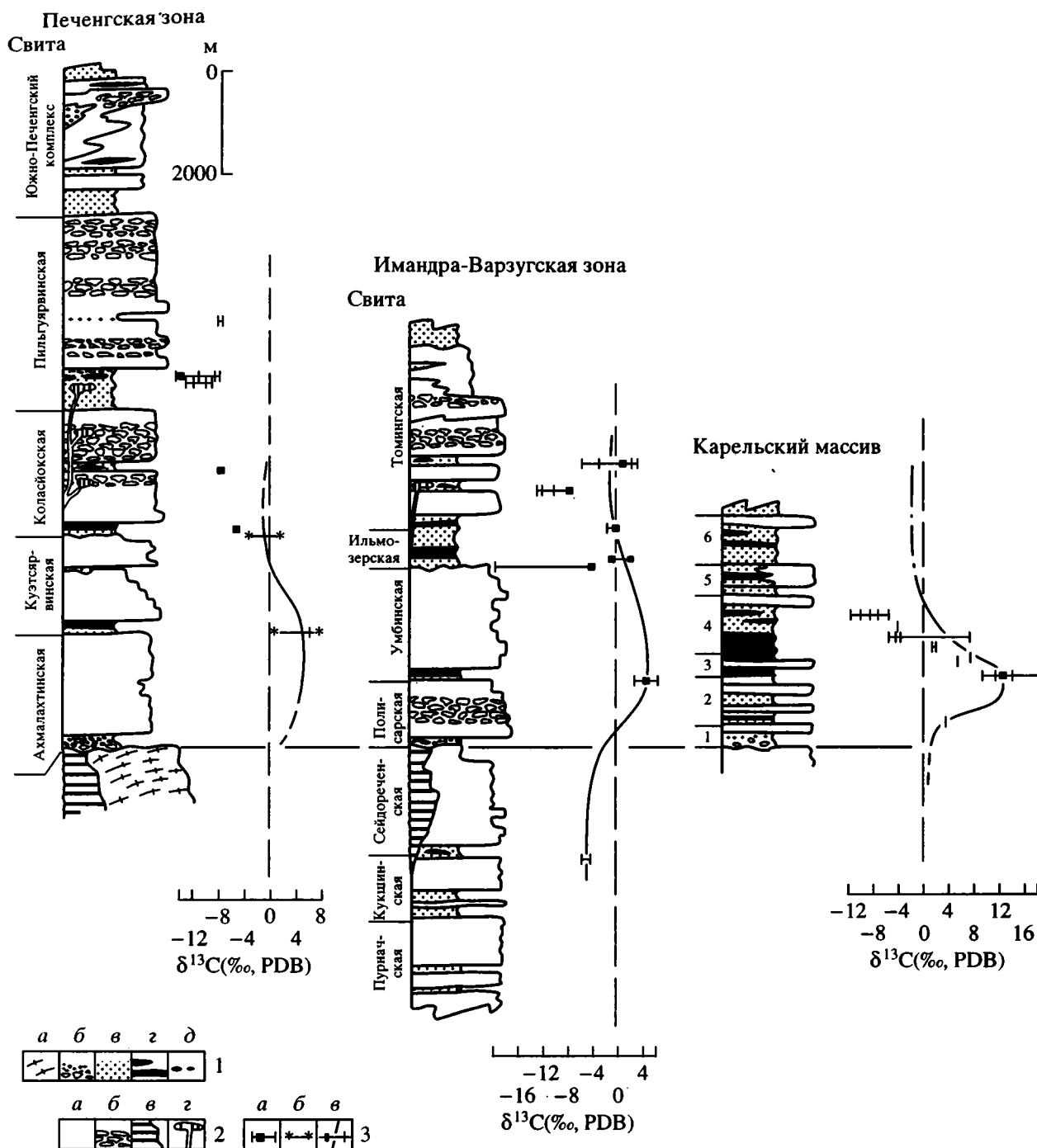


Рис. 3. Изменение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в разрезах осадочно-вулканогенных толщ.

1 – архейские гранитогнейсы (а), раннепротерозойские конгломераты (б), иные осадочные породы (в), карбонатные породы (г), карбонатные конкреции (д); 2 – раннепротерозойские вулканические породы (а), уровни пиллоу-лав (б), расслоенные габброноритовые интрузии (в), дифференцированные никеленосные интрузии Печенгского типа (г); 3 – $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах: (а) – данные авторов, а также Карху и Мележика (Karhu, Melezhik, 1992), (б) – данные Р.Е. Прилуцкого с соавторами (Прилуцкий и др., 1992), (в) – линии средних значений.

Данные по Карельскому массиву заимствованы из работы Я.Э. Юдовича с соавторами (Юдович и др., 1990).

Горизонты: сариольский (1), сегозерский (2), онежский (3), людиковийский (4, 5), калевийский (6).

Стратиграфические подразделения. Для Печенгской и Имандра-Варзугской зон те же, что и на рис. 1, по данным (Загородный и др., 1982; Предовский и др., 1987). Для Карельского массива по данным (Early, 1986).

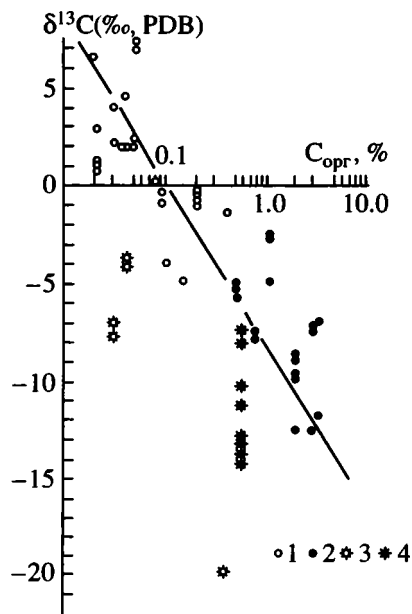


Рис. 4. Соотношение между $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатных породах и диагенетических конкрециях и содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ во вмещающих породах.

1, 2 – карбонатные породы; 3, 4 – диагенетические карбонатные конкреции; 1, 3 – содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во вмещающих породах менее 0.5%; 2, 4 – содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во вмещающих породах 0.5 - 3.5%.

Изотопные данные по джытулийскому (сейдореченскому) уровню пока крайне ограничены и их детальное обсуждение представляется преждевременным. Можно лишь отметить, что джытулийская (сейдореченская) ассоциация доломитовых известняков (2.5 - 2.4 млрд. лет) по литологическим и геохимическим данным была сформирована в пресноводных озерных бассейнах (Мележик, 1987), что возможно и является причиной обнаруженных в них относительно низких $\delta^{13}\text{C}$. Сходный изотопный состав имеют карбонаты, образующиеся во многих современных проточных озерах различных климатических зон (Talbot, 1990). Однако нельзя исключить также, что изотопный состав джытулийских карбонатов мог быть искажен диагенетическими и катагенетическими процессами.

Ятулийская ассоциация доломитов и отчасти известняков (2.3 - 2.1 млрд. лет) характеризуется достаточно широким разбросом $\delta^{13}\text{C} = \pm 0 - 7.4$, с преобладанием аномально высоких значений $\delta^{13}\text{C}$. Учитывая данные по сопредельным территориям (Юдович и др., 1990; Karhu, Melezhik, 1992; Karhu, 1993), где примерно на этом же стратиграфическом уровне также преобладают карбонаты с высоким $\delta^{13}\text{C}$, в первом приближении можно считать ятулийскую аномалию всеобщей для Балтийского щита (рис. 8).

Причины аномального обогащения карбонатов ^{13}C пока недостаточно изучены. Вероятно, важную роль при этом играют два фактора: 1) высокая активность фотосинтезирующих организмов и 2) статифицированность водной толщи, препятствующей окислению органики и возвращению

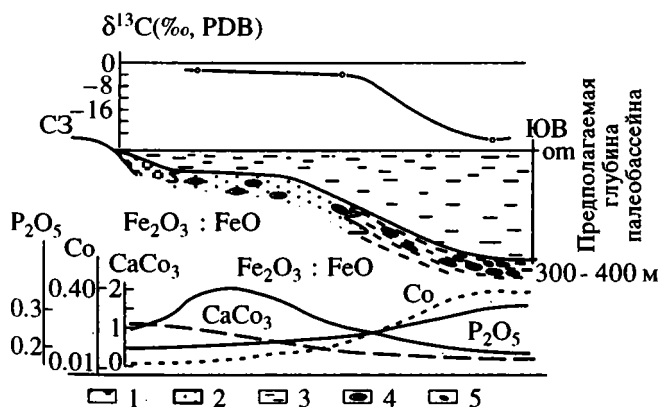


Рис. 5. Изменение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в диагенетических карбонатных конкрециях на фациальном профиле в зависимости от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ во вмещающих породах.

1 – дельтовые отложения; 2 – мелководные песчаники с рассеянным карбонатным веществом и гематитом; 3 – относительно глубоководные углеродсодержащие алевролиты; 4 – известковые диагенетические конкреции; 5 – фосфатные диагенетические конкреции.

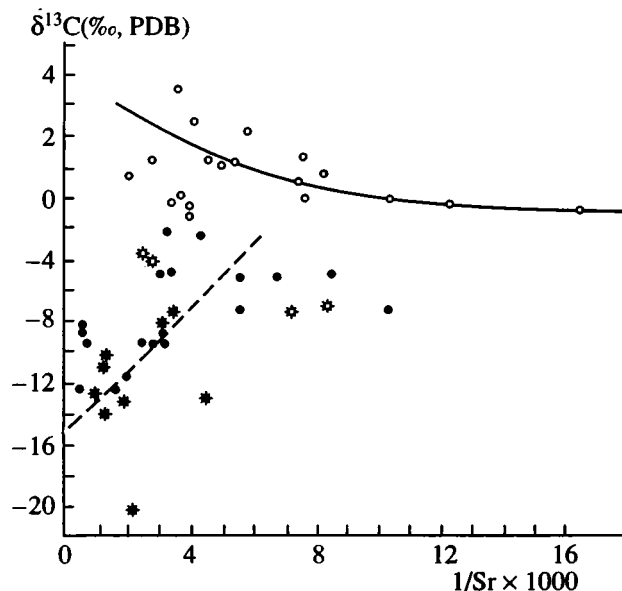


Рис. 6. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - 1/\text{Sr} \times 1000$ для карбонатных пород в зависимости от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ во вмещающих толщах. Условные обозначения см. на рис. 4.

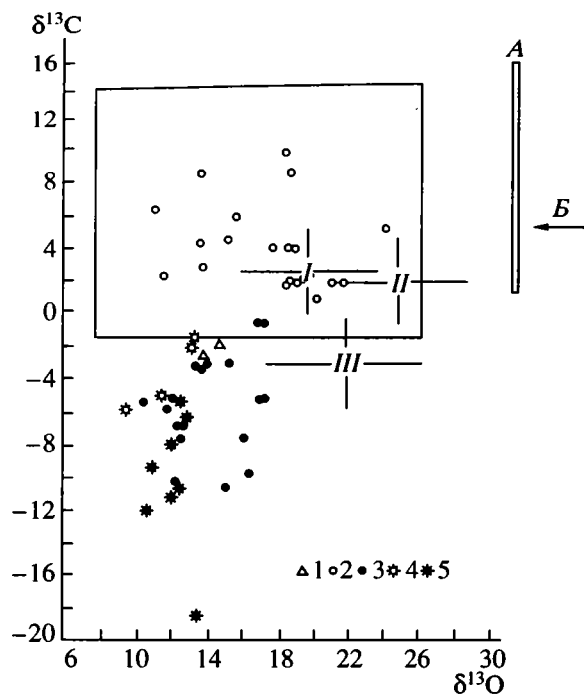


Рис. 7. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах Печенгско-Варзугского пояса.

1 – сумийские карбонатные породы; 2 – карбонатные породы (ятулийские), залегающие среди безуглеродистых толщ; 3 – карбонатные породы (постятулийские и отчасти – ятулийские), залегающие среди углеродистых толщ; 4 – карбонатные диагенетические конкреции в безуглеродистых толщах; 5 – то же, в углеродистых толщах.

Прямоугольником ограничены общие вариации изотопного состава докембрийских седиментационных карбонатов по данным (Shidlovski *et al.*, 1975; 1983). Крестами показаны: I – средний (96%) состав докембрийских карбонатов (Shidlovski *et al.*, 1975); II – морских фанерозойских седиментационных карбонатов (Keith, Weber, 1964); III – пресноводных фанерозойских седиментационных карбонатов (Keith, Weber, 1964). A – диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных осадках изолированных засоленных озер (Botz *et al.*, 1988; Casanova, Hillaire-Marcel, 1987; Talbot, 1990); B – карбонаты, равновесные с современной атмосферой ($\delta^{13}\text{C} = -7$) при 25°C.

изотопно легкой углекислоты в поверхностный слой; оба эти фактора характерны для соленых и гиперсоленых закрытых бассейнов.

Весьма примечательным фактом является обнаруженное М. Шидловским с соавторами (Shidlovski *et al.*, 1984) резкое обогащение ^{13}C органического вещества бактериальных сообществ, обитающих в прибрежных рассолах Синайского полуострова. Этот эффект связан, по-видимому, с низкой растворимостью CO_2 в высококонцентрированных рассолах и соответствующими особенностями фотосинтеза. Хотя роль этого явления в образовании изотопно тяжелых карбонатов не вполне ясна, нельзя не отметить, что в Карельской зоне в породах ятулийского возраста также

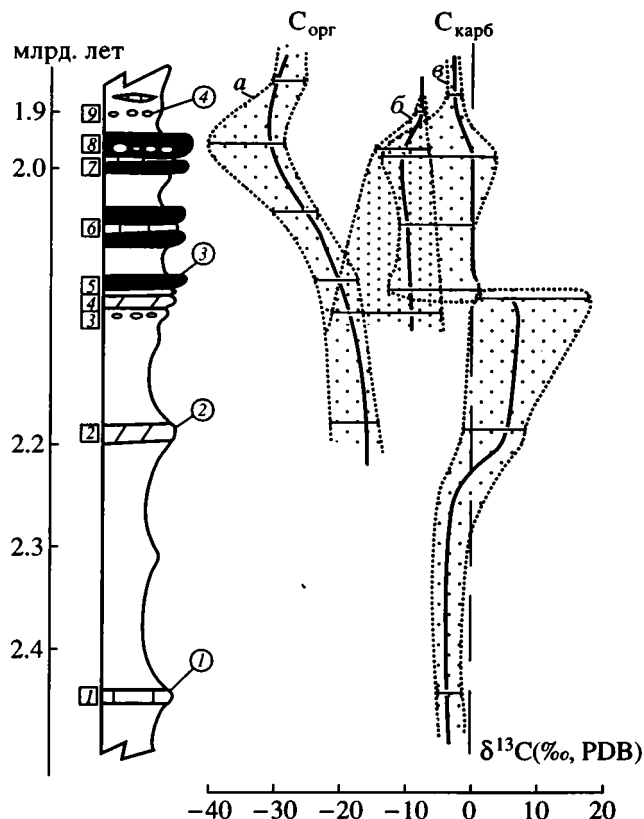


Рис. 8. Изменение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и размещение главных объемов углеродистых и карбонатных пород в обобщенном разрезе раннепротерозойского комплекса Балтийского щита. Цифры в кружках: 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – углеродистые толщи; 4 – известковые диагенетические конкреции.

Цифры в квадратах: 1 – сумийский уровень; 2 – нижнеятулийский уровень; 3, 4, 5 – верхнеятулийский уровень; 6, 7, 8, 9 – людиковий уровень.

a – вариации и средние значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в углеродистых толщах по данным В.С. Лебедева с соавторами (Лебедев и др., 1987), И. Карху (Karhu, 1990) и Л.П. Галдобиной (устное сообщение); б – вариации и средние значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в диагенетических конкрециях; в – то же, в седиментационных карбонатах.

обнаружено органическое вещество с повышенными $\delta^{13}\text{C}$ (Юдович и др., 1990).

Следует отметить также, что изотопно тяжелые и сверхтяжелые ($\delta^{13}\text{C} > 10$) карбонаты нередко образуются на стадии диагенеза как в морских (Murata *et al.*, 1969), так и в озерных (Nissenbaum, Magaritz, 1988; Talbot, Kelts, 1986) бассейнах.

При интерпретации данных по Печенгско-Варзугскому поясу представляется важным иметь в виду следующие факты: 1) на этот временной интервал приходится самое мощное в истории Балтийского щита накопление доломитов; 2) широким распространением среди ятулийских образований пользуются красноцветные отложения с полностью окисленным железом, а также боро-

носные и сульфатоносные толщи с явными признаками эвапоритов (Мележик, 1987); 3) в основном, в ятулийское время седиментация на Балтийском щите происходила в мелководных континентальных протоэвапоритовых бассейнах (Мележик, 1987; Мележик и др., 1988; Melezhiik, 1991). Эти бассейны могут быть сопоставлены с современными замкнутыми, обычно засоленными озерами или мелководными морскими лагунами, в которых и в настоящее время происходит образование карбонатов с аномально высокими $\delta^{13}\text{C}$ (Botz *et al.*, 1988; Casanova, Hillaire-Marcel, 1987; Talbot, 1990). Наиболее яркими примерами могут служить озера Восточно-Африканской рифтовой зоны, такой как Натрон и Магади, общей площадью более 20000 км², где образуются строматолиты, характеризующиеся $\delta^{13}\text{C}$ от 2.6 до 6.0 (Casanova, Hillaire-Marcel, 1987), или оз. Киву, в котором обнаружены карбонатные осадки с еще более высокими $\delta^{13}\text{C}$ – до 13.6 (Botz *et al.*, 1988).

Как отмечалось в начале этой статьи, кроме Балтийского щита аномально тяжелые карбонаты обнаружены в нижнепротерозойских отложениях некоторых других районов, однако, доказать, что все они сформировались синхронно, крайне трудно. Вместе с тем, в нижнем протерозое известны мощные карбонатные толщи без признаков каких-либо изотопных аномалий. В их числе такие представительные объекты, как надсерия Трансвааль в Южной Африке (Shidlowski *et al.*, 1975; 1983), и удоканская серия Восточной Сибири (Покровский, Мележик, 1992). Говорить таким образом о глобальном и достаточно длительном периоде накопления изотопно тяжелых карбонатов в нижнем протерозое нет достаточных оснований.

В этой связи нельзя не отметить также, что и в пределах Балтийского щита накопление изотопно тяжелых карбонатов происходило, по-видимому, не строго синхронно. Карельская аномалия является позднеятулийской: 2.1 - 2.0 млрд. лет (Karhu, 1993), тогда как кольская аномалия укладывается в интервал 2.33 - 2.15 млрд. лет и может быть названа раннеятулийской. Позднеятулийские (2.15 - 2.0 млрд. лет) карбонаты Кольского п-ва, напротив, имеют нормальный или обедненный изотопный состав углерода (рис. 3).

Позднеятулийская и послеятулийская (людиновийская) ассоциации известняков и доломитов отличаются наиболее сильными вариациями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Наличие корреляционной зависимости между этими величинами указывают на то, что их разброс связан главным образом с постседиментационными преобразованиями. Породы с наиболее высокими $\delta^{18}\text{O}$ (19 - 24) и $\delta^{13}\text{C}$ (0 - 3), по-видимому, изменены в минимальной степени, в них изотопный состав углерода, вероятно, близок к исходному и характеризует собственно процесс осадконакопления на этом этапе (аномальнотяжелые $\delta^{13}\text{C}$ до 7.9 – карбонаты Онежской зоны, относимые авторами работы – Юдович и др., 1990 – к постяту-

лийскому уровню, по своему литологическому составу и положению в разрезе, по мнению В.А. Мележика, имеют ятулийский возраст).

Значительная роль в формировании пород с низкими $\delta^{13}\text{C}$ несомненно принадлежала углекислоте, образующейся при разложении (окислении) органического вещества, и их появление в породах, богатых органикой (рис. 4), вполне закономерны. Среди изотопно легких образцов могут быть выделены, однако, две группы, образованные, по-видимому, в существенно различных условиях: 1) карбонатные конкреции и 2) известняки, которые не несут петрографических следов вторичных преобразований. Эти группы отличаются по содержаниям стронция – умеренными в конкрециях и, как правило, повышенными в известняках, а также величинами $\delta^{18}\text{O}$ – относительно высокими в первых и низкими во вторых.

Карбонатные конкреции несомненно были сформированы на стадии диагенеза – сходные образования пользуются широким распространением в богатых органическим веществом терригенных и вулканогенно-осадочных толщах различного возраста (Murata, 1969).

Для объяснения генезиса мощных слоев изотопно легких известняков с высокими концентрациями стронция, диагенетический механизм, однако, не пригоден. В наиболее легких из них около половины углерода заимствовано из органического вещества – чтобы окислить такое количество органики, требуются очень большие количества окислителя, что в целом не характерно для условий диагенеза. Отметим также, что на стадии диагенеза карбонатные осадки не обогащаются, а, как правило, существенно обедняются стронцием (Brand, Veizer, 1980).

Высокие концентрации стронция – иногда до 8000 - 10000 г/т (Анциферов, 1989) – характерны для рассолов формирующихся в результате выщелачивания эвапоритовых залежей на стадии катагенеза водами поверхностного происхождения. Соответственно, изотопно легкие карбонаты с повышенными концентрациями стронция нередко формируются при взаимодействии таких рассолов с породами, богатыми органическим веществом, или в зоне контакта нефтей с эвапоритовыми залежами (Sannders *et al.*, 1988; Werner *et al.*, 1988). Можно предполагать, что такого рода катагенетические процессы нашли отражение в изотопном и элементном составе известняков послеятулийского уровня.

С формальной стороны, описанные явления достаточно просты. По-существу, однако, многое в них не ясно и требует дальнейшего изучения. Прежде всего, вызывает удивление следующий факт: интенсивный обмен послеятулийских карбонатов с изотопно легкой углекислотой, который несомненно сопровождался перекристаллизацией с привносом Sr и Mn, не находит отражения в петрографическом облике этих пород.

Далее следует отметить, что доломиты, согласно широко распространенному мнению, являющиеся результатом диагенетического или катагенетического замещения, в Печенго-Варзугском поясе, как правило, имеют первично седиментационные изотопно-углеродные метки, и в то же время известняки, первичноседиментационное происхождение которых обычно не вызывает сомнений, напротив, характеризуются резко измененным изотопным (и, по-видимому, элементным) составом. Несомненно, одним из факторов, которые стимулировали интенсивные вторичные преобразования постятулийских карбонатов, явилось накопление мощных залежей органического вещества. Его окисление, однако, было бы невозможно без наличия эквивалентных количеств окислителя, в качестве которого очевидно могли выступать только сульфатоносные отложения, к настоящему времени полностью уничтоженные.

Обилие сульфидов с высокими $\delta^{34}\text{S}$ (Шатский, 1990), ряд других геохимических и литологических наблюдений (Ахмедов, 1990; Гриненко и др., 1989) может служить убедительным подтверждением былой эвапоритовости Балтийского щита в ятулийское время. Результаты, приведенные в настоящей статье, в числе прочих фактов показывают, что эвапориты существовали не только в ятулийское время, но, вероятно, были широко распространены и в позднелюдиковское (или постлюдиковское) время. Для этого имеются и прямые указатели в виде катагенетических гипсовых пластов в углеродистых толщах в Заонежском районе Карелии (устное сообщение Ю.С. Полеховского).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннепротерозойский отрезок докембрийской истории Балтийского щита отмечен двумя крупными событиями: 2.2 млрд. лет – это начало эпохи повсеместного распространения красноцветов и 2.0 млрд. лет – это период накопления весьма значительных масс органического вещества.

Оба эти события находят отражение в изотопном составе карбонатных пород в виде резких аномалий: положительной в ятулийское и отрицательной в постятулийское время. Предполагать, однако, что они сопровождались принципиальными изменениями в составе земной атмосферы пока нет достаточных оснований; серьезные сомнения могут быть высказаны как в отношении синхронности аномалий в различных районах, – в частности, на Кольском полуострове и в Карельской зоне – так и в корректности моделей, которые связывают изотопные эффекты с составом атмосферы.

Мы полагаем, что изотопно-углеродные аномалии в нижнем протерозое Кольского полуострова являются свидетельством существовавшей здесь ассоциации эвапоритов и пород, богатых

органическим веществом. Эти аномалии отражают, с одной стороны, необычные условия осадконакопления, а с другой – также необычные, но характерные для данной ассоциации постседиментационные процессы. Обилие карбонатов, обогащенных тяжелым изотопом углерода в нижнем протерозое различных районов, позволяет предположить, что в этот период, так же как на некоторых более поздних этапах (венд-нижнекембрийском, девонском, пермском) на Земле существовали условия, благоприятные для накопления эвапоритов и углеводородов.

Работа была частично поддержана по программе ГНТП-18, проект 16.1 “Этапность и периодичность важнейших биотических и абиотических событий и устойчивость экосистем в геологической истории”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы // М.: Недра, 1989. 172 с.
- Ахмедов А.М. Эпохи эвапоритизации в раннем протерозое Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 698 - 702.
- Бакушкин Е.М., Журавлев Д.З., Баянова Т.Б. Гора Генеральская // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского п-ва. Препринт. Апатиты: Изд. Кольского науч. центра, 1990. С. 20 - 22.
- Балашов Ю.А., Амелин Ю.В., Баянова Т.Б. и др. Имандровский лополит // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского п-ва. Препринт. Апатиты: Изд. Кольского науч. центра, 1990. С. 14 - 20.
- Балашов Ю.А., Шарков И.В., Квашинин Ю.А. и др. Датирование процессов вулканизма и метаморфизма в Печенгской структуре Rb-Sr методом // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всес. школы-семина, Звенигород, 21 - 25 окт. 1991. Санкт-Петербург, 1991. С. 19 - 21.
- Докучаева В.С., Ражев С.А., Рюнгген Г.И. и др. Федоров-Панский интрузив // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского п-ва. Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра, 1990. С. 8 - 13.
- Гриненко Л.Н., Мележик В.А., Фетисова О.А. Первая находка баритов в осадочных отложениях докембрия Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 6. С. 1453 - 1455.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона Карелии (геология, геохимия, история разведки). Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Лебедев В.С., Войтов Г.И., Нартиков В.Д., Ланов В.С. Смирнов Ю.П. Изотопный состав углерода углеродистых соединений в породах протерозойской печенгской структуры // Докл. АН СССР. 1987. Т. 234. № 1. С. 208 - 211.
- Мележик В.А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 100 - 111.
- Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. М.: Наука, 1988. 197 с.

- Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Загородный В.Г., Мележик В.А. Геохронология раннего докембрия Кольского п-ва // Тез. докл. Всес. совещ. "Стратиграфия архея и раннего протерозоя СССР". Уфа: Изд. Башк. фил. АН СССР. 1990. С. 12 - 13.
- Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова // Апатиты: Изд. Кольского науч. центра, 1990. 36 с.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А. Изотопно-углеродные аномалии и состав земной атмосферы в нижнем протерозое // XIII симпози. по геохимии изотопов. Тез. докл., М.: Ротапринт ГИН РАН, 1992. С. 144 - 145.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Прилуцкий Р.Е., Суслова С.Н., Наливкина Э.Б. Реконструкция условий формирования нижнепротерозойских карбонатных отложений Украинского и Балтийского щитов по данным изотопных исследований // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 5. С. 76 - 88.
- Тихомирова М. Вариации изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах осадочного метаморфического происхождения // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: Ин-т геологии и геохронологии докембрия АН СССР, 1991. 18 с.
- Шатский Г.В. Изотопный состав сульфидной серы Зажогинского месторождения шунгитов (Южная Карелия) // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 1. С. 19 - 28.
- Юдавич Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Кольского полуострова // Геохимия. 1990. № 7. С. 972 - 978.
- Baker A.J., Fallick A.E. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-old sea water // Nature. 1989. V. 325. P. 352 - 354.
- Baker A.J., Fallick A.E. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lafoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1111 - 1115.
- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Fedotov Zh.A. et al. The lower volcanogenic sequence of the Pechenga structure // Geochronology and genesis layered basic intrusions, volcanites and granitegneisses of the Kola Peninsula. Kola Scientific Centre. Apatity, 1990. P. 21 - 24.
- Botz R., Stofter S.P., Faber E., Tietz K. Isotope geochemistry of carbonate sediments from Lake Kivu (East-Central Africa) // Chem. Geol. 1988. V. 69. P. 299 - 308.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multi component carbonate system - 1: trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. P. 1219 - 1236.
- Casanova J., Hillaire-Marcel C. Chronologic et Paleohydrologic des hauts niveaux Quaternaires du bassin Natron-Magadi (Tanzanie - Kenya) d'après la composition isotopique (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , U/Th) des stromatolites littoraux // Sci. Geol. Bull. 1987. V. 40. P. 121 - 134.
- Early Proterozoic of the Baltic Shield // Proceedings of the Finnish-Soviet Symposium on Petrozavodsk, 19 - 27 August, 1985. Petrozavodsk, 1986. 244 p.
- Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry, 6th. Fleischer M. (ed.), U.S. Gov. Printing Office. Washington, D.C. 1977. 116 p.
- Gerstenberger H., Herrmann M. Report on the intercomparison for the Isotope Standards Limestone KH-2 and Polyethylene Foil-PEF-1 // Preprint ZFI-25. Leipzig, 1982. 19 p.
- Hanski E., Huhma H., Stolkin V.F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Nibearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R. // Bull. Geol. Soc. Finland. 1990. V. 62. P. 123 - 133.
- Karhu J.A. Extensive Early Proterozoic carbon isotope anomaly recorded in sedimentary carbonates and kerogens from the Fennoscandian Shield. // Epstein 70th Birthday Symposium, Abstracts with Program. California Institute of Technology. Pasadena, 1989. P. 80 - 82.
- Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. of Finland, Bull. 1993. V. 371. 87 p.
- Karhu J.A., Melezhik V.A. Carbon isotope systematics of early proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: correlation with jatulian formations in Karelia. Correlation of precambrian formation of the Kola-Karelian region and Finland // Kola Sci. Centre, Rus. Ac. Sci. Apatity, 1992. P. 48 - 53.
- Keith M.I., Weber I.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 1787 - 1816.
- Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A., Balagansky V.V. New geochronological data on lower Precambrian complexes of the Kola Peninsula // Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. (eds). Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelian-Kola region. U.S.S.R. and Finland. Apatity: Kola Sci. Centre of the U.S.S.R. Rus. Ac. Sci. 1991. P. 12 - 16.
- Melezhik V.A. Biogeochemistry of Early Proterozoic ecosystems: the Baltic Shield // Rep. 9th International Symposium on Environmental Biogeochemistry. Moscow, 1991. P. 112.
- Murata K.J., Friedman I., Masen B.M. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine miocen formation of California and Oregon // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1969. V. 614B. P. 1 - 24.
- Nissenbaum A., Magaritz M. ^{13}C enrichment in recent freshwater carbonate // Naturwissenschaften. 1988. V. 75. P. 252 - 253.
- Sannders J.A., Prikryl J.D., Posey H.H. Mineralogic and isotopic constraints on the origin of strontium-rich cap rock, Tatum Dome, Mississippi, USA // Chem. Geol. 1988. V. 74. P. 137 - 152.
- Shidlowski M., Eichmann R., Jung Ch.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for terrestrial oxygen budget // Precambrian Res. 1975. V. 2. P. 1 - 69.
- Shidlowski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Earth's Earliest Biosphere: Its origin and evolution. Princeton Univ. press. N.Y., 1983. P. 149 - 186.
- Schidlowski M., Madzikeit U., Krumbein W.E. Superheavy organic carbon from hypersaline microbial mats. Assimilatory pathway and geochemical implications // Naturwissenschaften. 1984. V. 71. P. 303 - 308.
- Talbot M.R., Kelts K. Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of lake Bosumtwi, Ghana // Geology. 1986. V. 14. P. 912 - 916.
- Talbot M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chem. Geol. (Isotope Geosci. sect.). 1990. V. 80. P. 261 - 279.
- Werner M.L., Feldman M.D., Knauth L.P. Petrography and geochemistry of water-rock interaction in Richton Dome cap rock (Southern Mississippi, USA) // Chem. Geol. 1988. V. 74. P. 113 - 135.

Рецензенты В.И. Устинов, М.А. Семихатов

УДК 552.52:551.732.2(474.2)

ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ГЛИН ЭСТОНИИ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 1995 г. И. М. Горохов, Э. П. Кутявин, Н. Н. Мельников, Т. Л. Турченко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Поступила в редакцию 20.12.93 г.

Нижнекембрийские "синие глины" лонтоваской свиты Северной Эстонии, в которых предыдущими исследованиями установлено наличие трех разновозрастных генераций иллита, изучены методами рентгеновской дифракции, просвечивающей электронной микроскопии и Rb-Sr и K-Ar методами изотопной геохронологии. Rb-Sr изучение включало процедуру выщелачивания раствором ацетата аммония. Анализировались фракции с размером частиц <2 мкм, 0.6 - 1 мкм, <0.6 мкм и 0.1 - 0.4 мкм, каждая из которых содержит не менее двух генераций иллита. Хотя анализ равноразмерных фракций, выделенных из серии образцов, приводит к линейным зависимостям на Rb-Sr эволюционных диаграммах, вычисленные значения возраста и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не имеют геологического смысла. Существование этих линейных зависимостей, представляющих собой линии смешивания, связывается с весьма постоянным минеральным составом лонтоваских глин, подразумевающим однородный вклад иллитов разных генераций в равноразмерные фракции различных образцов.

Ключевые слова. Изотопное датирование, Rb-Sr изохроны, иллит, разновозрастные генерации, нижний кембрий, Эстония.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопное датирование глинистых осадочных пород производится обычно Rb-Sr и K-Ar методами, причем в качестве материала используются как образцы породы в целом, так и тонкозернистые фракции глинистых минералов (Hunziker, 1979; Clauer, 1979, 1982; Горохов, Семихатов, 1984; Pasteels, 1985; Bonhomme, 1987; Семихатов и др., 1989; Горохов и др., 1991). Глинистые осадки содержат значительную долю детритового материала, и попытки датирования по образцам породы в целом могут давать только приблизительные и, как правило, завышенные оценки возраста, на которых сказывается изотопная негетогенность и наличие унаследованных Sr и Ar. Кроме того, глинистые породы часто не остаются замкнутыми по отношению к компонентам Rb-Sr и K-Ar систем. В ходе погружения осадки претерпевают ряд диагенетических изменений, затрагивающих калий- и рубидийсодержащие минералы, в том числе растворение K-полевого шпата и слюды и образование иллита (Hower *et al.*, 1976). В результате не только образцы породы в целом, но и тонкозернистые фракции с размером частиц менее 2 мкм, часто применяемые для изотопного датирования, могут содержать более чем одну генерацию глинистых минералов. Наиболее убедительно это было показано Мортонем (Morton, 1985), который проанализировал Rb-Sr методом фракции <0.2 и 1 - 2 мкм из верхнедевонских черных сланцев штата Техас, США, и получил изохроны с возрастaми соответственно 302 и 539 млн. лет. Первое из этих двух значений было интерпрети-

ровано им как возраст диагенеза, приведшего к образованию аутигенного 1 Мд иллита, второе – как возраст детритового 2М иллита, характеризующего исходный материал, из которого образовались верхнедевонские сланцы.

Оценка пригодности той или иной осадочной породы или фракции для датирования диагенетических процессов часто производится рентгеновским методом путем определения индекса кристалличности иллита (I_k) – ширины 10 Å - пика (в единицах $\Delta^\circ 2\theta$) на его полувысоте на дифрактограмме ориентированного препарата (Kubler, 1966). Согласно рекомендации конференции по диагенезу и метаморфизму в Бристоле (1984 г.), граница эпи- и анхизона находится на уровне 0.25°, а граница анхизона и зоны диагенеза – на уровне 0.42°. Однако в случае присутствия в изучаемом материале нескольких генераций иллита, различающихся по степени кристалличности, измеренное значение I_k может быть случайным результатом взвешенного суммирования их индивидуальных характеристик (Reuter, 1985). Поэтому в случаях, когда определение возраста Rb-Sr или K-Ar методом проводится по образцам породы в целом, либо по глинистым фракциям с достаточно большим диапазоном размеров частиц, существует опасность получения и интерпретации в качестве возрастов реальных событий "смешанных" датировок, значения которых не отражают время проявления каких-либо геологических и геохимических процессов. Этому обстоятельству, однако, еще не всегда уделяется должное внимание. Это особенно характерно для Rb-Sr датирования, где

линейное расположение фигуративных точек в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и “разумное” значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкое к отношению в морской воде, из которой происходило отложение осадков, в сочетании с “подходящими” значениями I_k часто считаются достаточными критериями обоснованности полученных датировок (Zhang *et al.*, 1984; Краснобаев и др., 1986).

Предметом настоящей работы было геохронологическое исследование осадочных пород, заведомо содержащих более, чем одну генерацию глинистых минералов. Применялись стандартные подходы и методики Rb–Sr и K–Ar датирования. Объектом изучения были нижнекембрийские “синие глины” Северной Эстонии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРЕДЫДУЩЕЕ ИЗУЧЕНИЕ “СИНИХ ГЛИН”

“Синие глины” лонтоваской свиты балтийской серии обнажены на южном берегу Финского залива. Стратотипический разрез этой свиты (Менс, Пиррус, 1977) послужил основой для выделения дотрилобитовой части кембрия по всей Восточно-Европейской платформе (Стратиграфия..., 1979). Согласно современным оценкам (Bowring *et al.*, 1993), возраст отложения лонтоваских осадков близок к 530 млн. лет.

Образцы были взяты вблизи городов Кунда (приморский карьер цементного завода, серия 806) и Локса (карьер Колгакюла, серия 807) и характеризуют верхнюю кестласкую пачку лонтоваской свиты (рис. 1). Они представляют однородные, уплотненные морские глины с характерным для данного региона чередованием фиолетово-бурой и зеленовато-серой окраски. Эти породы содержат в качестве преобладающего компонента диоктаэдрический иллит. В тонкозернистых фракциях он, по-видимому, входит в состав смешанослойных образований (иллит-сметит) с небольшим количеством разбухающих слоев.

Изучение глинистой основной массы в шлифах (Рейер, 1967) показало, что среди глинистых минералов на долю аутигенных образований, возникших, вероятно, в результате коагуляции коллоидных растворов, приходится от 10 до 30%. Кроме того, в породе весьма распространенным процессом является превращение в иллит некоторых терригенных компонентов. Это относится не только к слюдам, гидратация которых происходила особенно интенсивно в мелкоалевритовых и пелитовых фракциях, но и к полевым шпатам и кварцу. Вокруг обломочных зерен полевых шпатов и кварца часто наблюдаются оторочки, сложенные аутигенным иллитом. В зернах полевых шпатов иллит появляется и на стен-



Рис. 1. Схема расположения мест отбора образцов.

ках трещин спайности, что в мелких зернах приводит к полному замещению полевых шпатов иллитом. Сохранность псевдоморфоз иллита по полевым шпатам указывает на их образование в спокойной обстановке в ходе диагенеза, так как перенос, вероятно, приводил бы к их разрушению.

Л.В. Фирсов и др. (1971), используя метод просвечивающей электронной микроскопии, показали, что иллит во фракции <5 мкм лонтоваских глин составлен изометрично- и удлиненно-пластинчатыми кристаллитами, причем последние рассматривались этими авторами как продукты изменения изометрично-пластинчатых частиц.

Дальнейшее рентгеновское, электронно-микроскопическое и Rb–Sr изучение глин лонтоваской свиты (Горохов и др., 1982; Gorokhov *et al.*, 1994) позволило установить, что они содержат три генерации иллита: одну высокотемпературную детритовую, представленную фракцией 0.6–2 мкм, и две низкотемпературные аутигенные, доминирующие во фракциях 0.1–0.2 мкм и <0.1 мкм. Тенденция сохранения древнего иллита в крупнозернистых фракциях и появления молодых генераций в мелкозернистых легко объясняется склонностью мелких частиц к перекристаллизации в диагенетической и катагенетической обстановках. Различие в возрасте ранней и самой поздней генераций составляет около 250 млн. лет.

МЕТОДИКА

Масса каждого из взятых образцов составляла около 1 кг. После измельчения образцов и получения их суспензий в дистиллированной воде выделение фракций осуществлялось с помощью классической седиментационной методики. Для анализа выделялись фракции с размером частиц <2 мкм, 0.6–1 мкм и <0.6 мкм. Фракция 0.1–0.4 мкм, так же как и ряд фракций с узкими диапазонами размеров частиц для электронномикроскопического изучения, выделялась с помощью центрифугирования (Turchenko *et al.*, 1993). Как следует из данных Горохова и др. (Gorokhov *et al.*, 1994), фракции 0.6–1 мкм и 0.1–0.4 мкм содержат две (первую и вторую), а фракции <2 мкм и <0.6 мкм – все

Таблица 1. Весовая доля (в процентах) частиц различного размера во фракции <2 мкм глин лонтоваской свиты

Номер образца	Размер частиц, мкм			
	<0.1	0.1 - 0.4	0.4 - 0.6	0.6 - 2
Карьер Кунда				
806/1	34	51	8	7
806/8	31	54	7	8
806/9	38	57	4	1
Карьер Колгакюля				
807/6	32	57	7	4
807/8	27	58	7	8
807/11	31	55	7	7
807/13	32	56	9	3

три присутствующие в лонтоваских глинах генерации иллита.

Минеральный состав фракций и индексы кристалличности иллитов определялись с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН-2.0. Для этого аликвотная часть каждой размерной фракции диспергировалась в дистиллированной воде и осаждалась на стеклянную пластинку. Рентгеновские дифрактограммы снимались со скоростью 1° 2θ/мин в диапазоне от 4° до 55° 2θ с применением Co K_α -излучения. Процедура повторялась после насыщения образцов этиленгликолем.

Морфология глинистых частиц изучалась с помощью просвечивающих электронных микроскопов JEM-100B и Philips EM-300. Суспензии размерных фракций после ультразвуковой обработки помещались на углеродную подложку и высушивались. Использовались 8000 - 50000-кратные увеличения.

Содержания Rb и Sr, а так же отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определялись методом изотопного разбавления, после растворения фракции и ионообменного выделения этих элементов. Детали химической методики описаны Э.С. Варшавской и др. (1975). Измерение изотопного состава Rb производилось на масс-спектрометре МИ-1201, а изотопного состава Sr – на масс-спектрометре МИ-1320. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в межлабораторном изотопном стандарте Эймер и Аменд в период работы составляло 0.70800 ± 0.00009 (все значения погрешностей в этой статье даны на уровне 2σ). Аналитическая погрешность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в геологических образцах полагалась равной $\pm 2\%$, а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – равной $\pm 0.1\%$. Для определения наклонов изохрон, их пересечений с осью ординат и средних квадратов взвешенных отклонений (СКВО) использовался модифицированный метод Макинтайра и др. (McIntyre *et al.*, 1966). При этом предполагалось

постоянство относительной погрешности отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и применялся способ вычисления параметров прямой линии, предложенный Уильямсоном (Williamson, 1968; Шуколюков и др., 1974). Воспроизводимость и правильность методики контролировались анализом полевого шпата NBS 70a. Полученные в период выполнения настоящей работы средние значения содержаний Rb и Sr в этом стандартном образце составляли соответственно 525 мкг/г и 66.0 мкг/г. Для раздельного анализа Sr, заключенного в структурах глинистых минералов, и Sr, расположенного в позициях, в которых он обменивается легче, или адсорбированного на внешней поверхности частиц, использовалась методика выщелачивания I_N раствором ацетата аммония (NH_4OAc) (Morton, Long, 1980; Morton, 1985).

Содержания K определялись методом пламенной фотометрии, а Ag – методом изотопного разбавления с индикатором ^{38}Ag при помощи комплекса аппаратуры, состоящего из системы экстракции газов из твердых образцов, масс-спектрометра МИ-1330 для изотопного анализа Ag и системы обработки информации и управления процессом измерения на базе ЭВМ “Электроника ДЗ-28” (Друбецкой, Спрингсон, 1982). В качестве стандарта использовался стандартный образец Биотит-А70. Аналитическая погрешность определения отношения $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ полагалась равной $\pm 0.2\%$, а отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – равной $\pm (2 - 4)\%$. Воспроизводимость определения содержания K и радиогенного Ag оценивалась по данным параллельных определений и составляла для всех элементов $\pm 3\%$. Использовались навески 0.05 г. Образцы не подвергались предварительной температурной тренировке.

При вычислении возрастов применялись константы, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии (Steiger, Jager, 1977).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Весовые доли разноразмерных фракций в общей массе глинистых частиц, величина которых не превышает 2 мкм, приведены в табл. 1. Минеральный состав исследованных фракций и индексы кристалличности иллита даны в табл. 2. Фракции 0.6 - 1 мкм и 0.1 - 0.4 мкм состоят, главным образом, из смеси иллита (80 - 90%) и хлорита (10 - 20%). Отмечены также следы каолинита и кварца. Фракции с размером зерен <0.6 мкм содержат иллит и смешанослойный иллит-сметит (всего около 95%) с небольшим количеством разбухающих слоев и хлорит (до 5%). Индексы кристалличности иллита во фракциях 0.6 - 1 мкм варьируют от значения 0.25°, характерного для зоны анхриметаморфизма, до 0.60°, отвечающего зоне диагенеза. Для фракций 0.1 - 0.4 мкм значения более однородны (от 0.40° до 0.60°) и близки

Таблица 2. Минералогия глинистых фракций пород лонтоваской свиты

Номер образца	Размер частиц, мкм	Доля минерала, %				Индекс кристалличности иллита $\Delta^{2\theta}$
		смешано-слоистый иллит-сметит	хлорит	каолинит	кварц	
806/1	<0.6	95	5	—	—	1.00
	0.1 - 0.4	90	10	—	сл.	0.50
806/2	0.6 - 1	80*	20	сл.	сл.	0.25
	0.1 - 0.4	90	10	—	сл.	0.40
806/3	<0.6	95	5	—	—	1.35
	<0.6	95	5	—	—	1.00
806/5	<0.6	95	5	—	—	0.90
806/6	<0.6	95	5	—	—	1.20
806/7	<0.6	95	5	—	—	1.40
806/8	<0.6	95	5	—	—	0.80
806/9	0.1 - 0.4	85	15	—	сл.	0.40
	0.6 - 1	80*	20	сл.	сл.	0.25
806/10	<0.6	95	5	—	—	1.20
	0.1 - 0.4	90	10	—	сл.	0.55
806/17	<0.6	95	5	—	—	1.10
807/5	<0.6	95	5	—	—	1.40
807/6	<0.6	95	5	—	—	1.10
	0.1 - 0.4	85	15	—	сл.	0.50
807/8	0.6 - 1	90*	10	сл.	сл.	0.60
	<0.6	95	5	—	—	1.00
807/9	0.1 - 0.4	80	20	—	сл.	0.60
	<0.6	95	5	—	—	1.40
807/10	<0.6	95	5	—	—	1.00
807/11	0.6 - 1	80*	20	сл.	сл.	0.25
	<0.6	95	5	—	—	1.30
807/12	0.1 - 0.4	85	10	—	сл.	0.50
	<0.6	95	5	—	—	0.90
807/13	0.6 - 1	85*	15	сл.	сл.	0.50
	<0.6	95	5	—	—	0.90
	0.1 - 0.4	90	10	—	сл.	0.50

* Иллит.

к границе (0.42°), разделяющей зоны анхиметаморфизма и диагенеза. Во фракциях <0.6 мкм интервал изменения индексов кристалличности составляет $0.80^\circ - 1.40^\circ$. Эти значения типичны для неметаморфизованных иллит-сметитовых смешанослойных минералов и, таким образом, согласно обычно применяемым критериям, фракции <0.6 мкм считались бы пригодными для

определения возраста процессов диагенеза в лонтоваских осадках.

Результаты электронномикроскопического изучения глинистых фракций показаны на рис. 2. Наблюдаемая в крупнозернистой фракции (рис. 2а) неправильная форма частиц сменяется в тонкозернистых фракциях планкообразной,

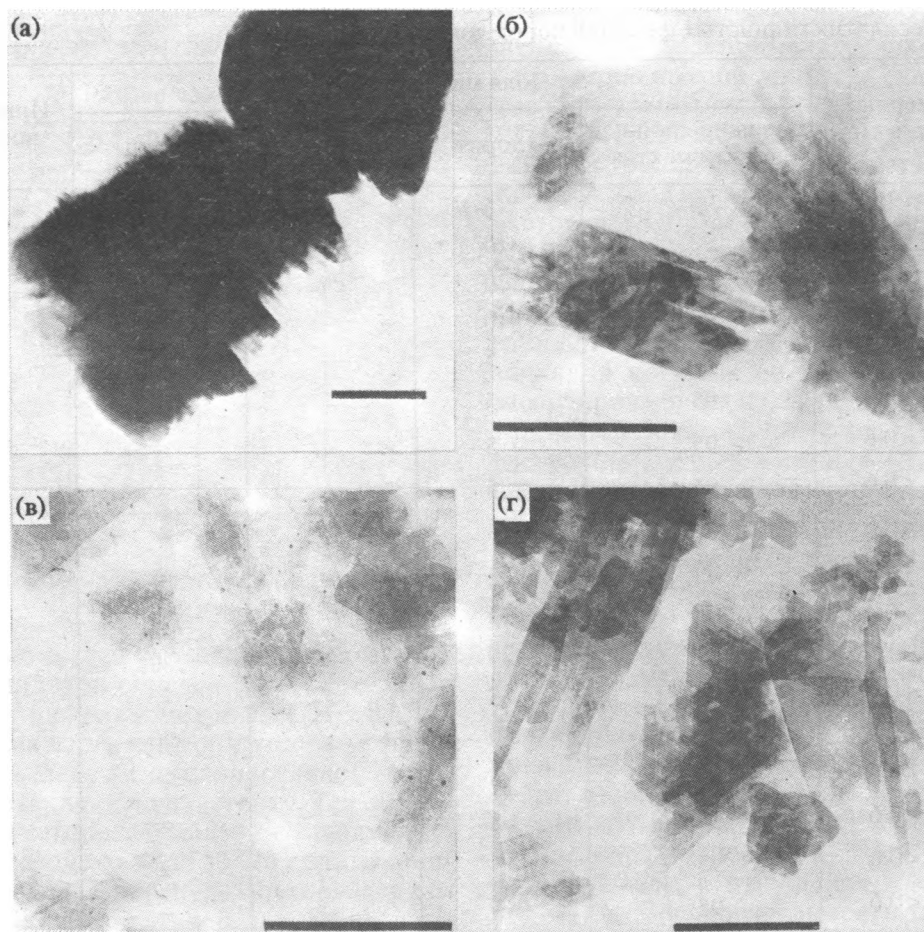


Рис. 2. Электронные микрофотографии минеральных частиц в различных размерных фракциях обр. 806/8. а – фракция 0.6 – 2 мкм (Gorokhov *et al.*, 1994). Масштабная черта – 1 мкм. б – фракция 0.3 – 0.4 мкм. Масштабная черта – 0.5 мкм. в – фракция 0.1 – 0.2 мкм. Масштабная черта – 0.5 мкм. г – фракция <0.1 мкм. Масштабная черта – 0.5 мкм.

включающей более или менее правильные удлиненные пластинки (рис. 2в, 2г). В крупнозернистых и промежуточных фракциях встречается обрастание неправильных зерен мелкими пластинками (рис. 2а, 2б).

Rb-Sr аналитические данные приведены в табл. 3. Точки, представляющие 17 фракций с размером частиц <0.6 мкм, располагаются на Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 3) вдоль изохроны (Модель 1, McIntyre *et al.*, 1966) с наклоном, отвечающим возрасту 556 ± 43 млн. лет, первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.7096 ± 0.0036 , и СКВО = 1.4. Включение в расчет точек, представляющих продукты выщелачивания фракций <0.6 мкм образцов 807/8 и 807/9, приводит к эрохроне (Модель 2, McIntyre *et al.*, 1966) с небольшим значением СКВО, равным 2.6. Эта эрохрона отвечает возрасту 543 ± 6 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном 0.7110 ± 0.0004 (рис. 4). Ранее уже отмечалось (Горохов и др., 1991), что при обработке данных, полученных в результате применения методики выщела-

чивания, статистические модели, предложенные Макинтайром с соавторами (McIntyre *et al.*, 1966), теряют свой геохимический смысл. Их использование в настоящей работе обусловлено лишь тем, что они позволяют при оценке возрастов и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ учесть избыточный разброс точек относительно аппроксимирующих прямых линий. Фракции с размером частиц 0.6 – 1 мкм вместе с продуктами их выщелачивания дают эрохрону (Модель 4, McIntyre *et al.*, 1966; СКВО = 4.8) с возрастом 612 ± 7 млн. лет и первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.7110 ± 0.0004 (рис. 5). Близкие значения возраста 593 ± 7 млн. лет и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7124 ± 0.0004 характеризуют изохрону (модель 1, СКВО = 0.4) для фракций 0.1 – 0.74 мкм и продуктов их выщелачивания (рис. 6).

K-Ar данные для фракций с размером частиц <2 мкм, <0.6 мкм и 0.1 – 0.4 мкм приведены в табл. 4. Значения кажущегося K-Ar возраста фракций <2 мкм варьируют в пределах 500 – 556 млн. лет. Соответствующий интервал для фракций

Таблица 3. Rb-Sr аналитические данные

Номер образца	Размер частиц, мкм	Анализируемый материал*	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
806/1	<0.6	НО	202	107	5.474	0.75234
			203	107	5.497	0.75287
806/2	0.6 - 1	НО	227	82.3	8.046	0.77823
		В	1.65	15.8	0.3027	0.71372
		О	220	63.8	10.08	0.80104
		НО	206	101	5.925	0.75708
806/3	<0.6	НО	205	107	5.584	0.75302
806/5	<0.6	НО	206	89.3	6.716	0.76190
806/6	<0.6	НО	209	98.5	6.177	0.75849
806/7	<0.6	НО	215	115	5.417	0.75166
806/8	<0.6	НО	205	86.0	6.937	0.76500
		НО	206	86.4	6.593	0.76511
		НО	222	80.1	8.100	0.78117
		В	2.79	19.2	0.4215	0.71582
806/9	0.6 - 1	О	223	61.0	10.68	0.80227
		НО	225	72.8	9.022	0.79137
		В	1.59	13.1	0.3531	0.71367
		О	227	58.5	11.33	0.81070
806/10	<0.6	НО	213	95.7	6.460	0.76046
		НО	209	93.2	6.526	0.76046
806/17	<0.6	НО	212	101	6.095	0.75798
807/5	<0.6	НО	211	107	5.738	0.75433
807/6	<0.6	НО	210	122	5.006	0.74948
807/8	<0.6	НО	211	112	5.497	0.75442
		В	2.52	34.8	0.2102	0.71273
		О	204	71.6	8.282	0.77749
		О**	207	79.8	7.566	0.77099
		О**	205	83.9	7.101	0.76835
		НО	223	97.5	6.659	0.76800
807/9	<0.6	В	2.51	26.6	0.2737	0.71475
		НО	211	106	5.789	0.75602
		В	3.03	35.8	0.2451	0.71307
		В**	1.92	24.9	0.2125	0.71283
		О	211	72.4	8.502	0.77678
807/10	<0.6	НО	212	109	5.658	0.75434
807/11	0.6 - 1	НО	205	76.2	7.824	0.78033
		НО	213	104	5.956	0.75735
807/12	<0.6	НО	210	101	6.058	0.75794
807/13	0.6 - 1	НО	239	98.5	7.072	0.77070
		В	2.15	18.8	0.3311	0.71437
	0.1 - 0.4	НО	229	91.4	7.293	0.77436
		В	2.19	23.3	0.2717	0.71482
		О	223	65.1	10.01	0.79745

* НО – образец, не обработанный выщелачивающим агентом; В – вытяжка; О – остаток.

** Независимая обработка выщелачивающим агентом.

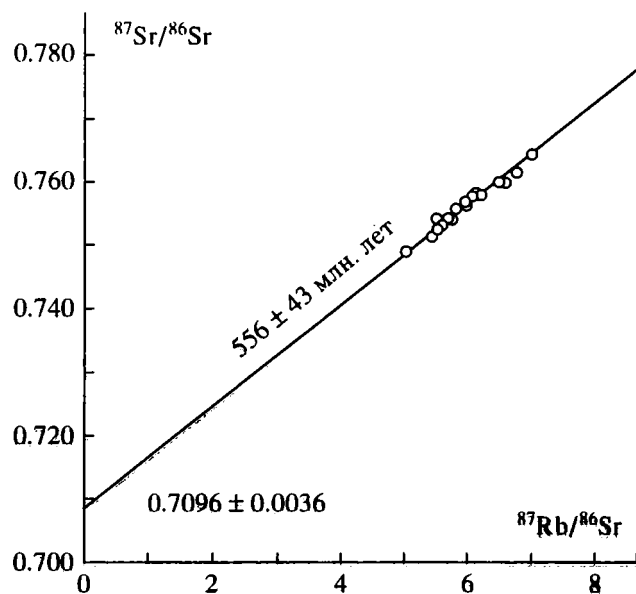


Рис. 3. Rb-Sr эволюционная диаграмма для фракций лонтоваских глин с размером частиц < 0.6 мкм.

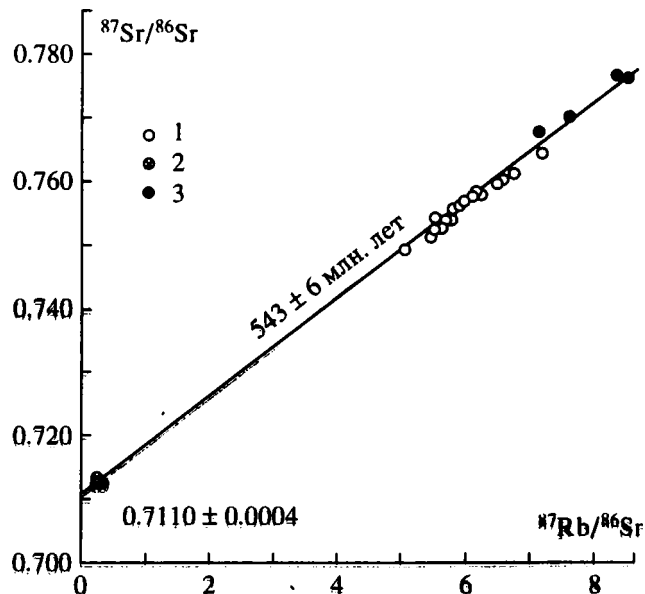


Рис. 4. Rb-Sr эволюционная диаграмма для фракций лонтоваских глин с размером частиц < 0.6 мкм и продуктов их выщелачивания I_N раствором ацетата аммония. 1 – необработанная фракция, 2 – ацетатная вытяжка, 3 – остаток от выщелачивания.

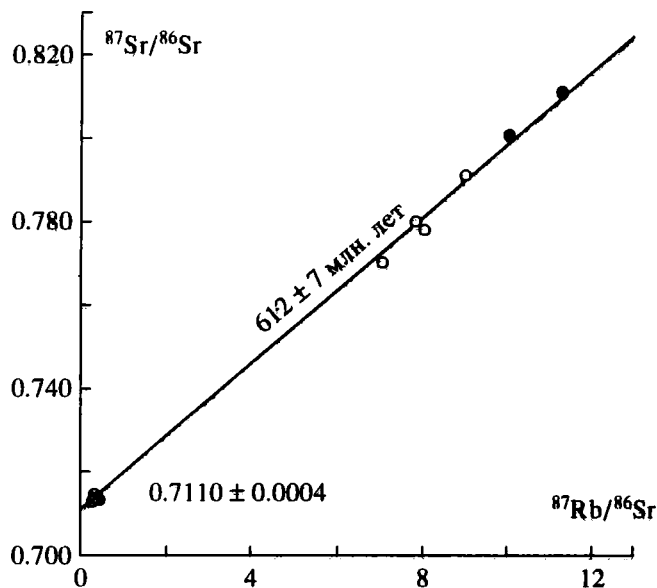


Рис. 5. Rb-Sr эволюционная диаграмма для фракций лонтоваских глин с размером частиц 0.6 - 1 мкм и продуктов их выщелачивания I_N раствором ацетата аммония. Усл. обозначения см. на рис. 4.

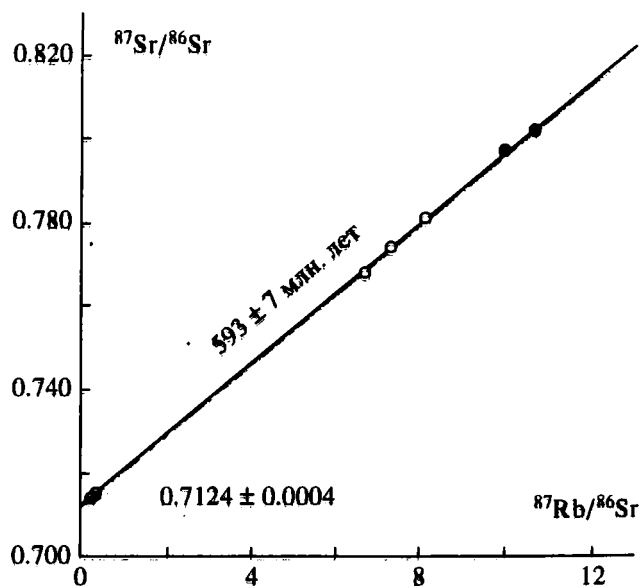


Рис. 6. Rb-Sr эволюционная диаграмма для фракций лонтоваских глин с размером частиц 0.1 - 0.4 мкм и продуктов их выщелачивания I_N раствором ацетата аммония. Усл. обозначения см. на рис. 4.

< 0.6 мкм составляет 475 - 522 млн. лет. Возрасты фракций 0.1 - 0.4 мкм лежат в интервале 488 - 498 млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате рентгеновского, электронно-микроскопического и изотопно-геохронологического изучения лонтоваских глин (Рейер, 1965;

Фирсов и др., 1971; Горохов и др., 1982, 1989; Gorokhov *et al.*, 1994) было установлено, что фракция с размером частиц < 2 мкм содержит три генерации иллита. Первая генерация представлена детритовым 2М иллитом с низкими значениями I_k (около 0.20°), характерными для эпи- или анхизоны (рис. 7). На фотографиях, полученных методом просвечивающей электронной микроскопии,

его частицы во фракции 0.6 - 2 мкм имеют форму изометричных пластин с неправильными краями (рис. 2а). Минимальный возраст этого иллита составляет 722 ± 13 млн. лет (рис. 8). Фракция 0.1 - 0.2 мкм представлена аутигенным 1М иллитом второй генерации, образованным в ходе захоронения и диагенеза осадков 533 ± 8 млн. лет назад (рис. 8). Для него характерны высокие значения индекса кристалличности, свойственные зоне диагенеза ($I_k = 1.05^\circ - 1.25^\circ$) (рис. 7) и пластинчатая форма частиц (рис. 2в). Близкие минеральные (I_k в интервале $1.10^\circ - 1.80^\circ$) (рис. 7) и морфологические (рис. 2г) характеристики имеет аутигенный 1М(1Мд) иллит третьей генерации, присутствующий во фракции <0.1 мкм. Ему во многих случаях свойственна удлиненнопластинчатая форма частиц, свидетельствующая о кристаллизации в условиях высокого отношения вода/порода (Котельников и др., 1992). Возникновение этого иллита связывается с восходящими движениями и выведением толщи в зону циркуляции метеорных вод 470 - 480 млн. лет назад.

Важно отметить, что в ходе упомянутых исследований лишь иллит второй генерации, представленный фракцией 0.1 - 0.2 мкм, удалось выделить в более или менее чистом виде. Фракции же с размером частиц от 0.2 до 2 мкм и <0.1 мкм содержали соответственно смеси иллитов первой - второй и второй - третьей генераций. Об этом свидетельствует расположение фигуративных точек остатков от выщелачивания для промежуточных фракций вдоль линий смешивания чистых компо-

нентов на Rb-Sr эволюционной диаграмме (Gorokhov *et al.*, 1994), а также микрофотографии, где для крупнозернистых фракций по периферии детритовых частиц наблюдается обрастание мелкими удлиненными пластинками (рис. 2а, 2б).

Линии регрессии на Rb-Sr эволюционной диаграмме для совокупностей: необработанный образец - ацетатная вытяжка - остаток, полученные методом выщелачивания, в общем случае представляют собой линии смешивания и отражают баланс материала. Они могут рассматриваться как изохроны, наклон которых пропорционален возрасту исследуемой минеральной фазы (или совокупности), а точка пересечения с ординатой отвечает изотопному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среде минералообразования, только в ситуациях, когда остаток и вытяжка, представляющая предполагаемый поровый раствор, находились в момент кристаллизации или диагенетической перекристаллизации минерала в изотопном равновесии. Примеры существования таких ситуаций даны Клауэром с соавторами (Clauer, 1982; Clauer *et al.*, 1982, 1984, 1990) и Краликом (Kralik, 1984) для различных типов низкотемпературных алюмосиликатов. Применение методики выщелачивания глинистых фракций 1N раствором ацетата аммония к нижекембрийским глинам лонтоваской свиты показало (Горохов и др., 1989, Gorokhov *et al.*, 1994), что кристаллизация упомянутых трех генераций иллита в этих породах происходила в окружении с различным изотопным составом Sr (рис. 9). Первичное отношение

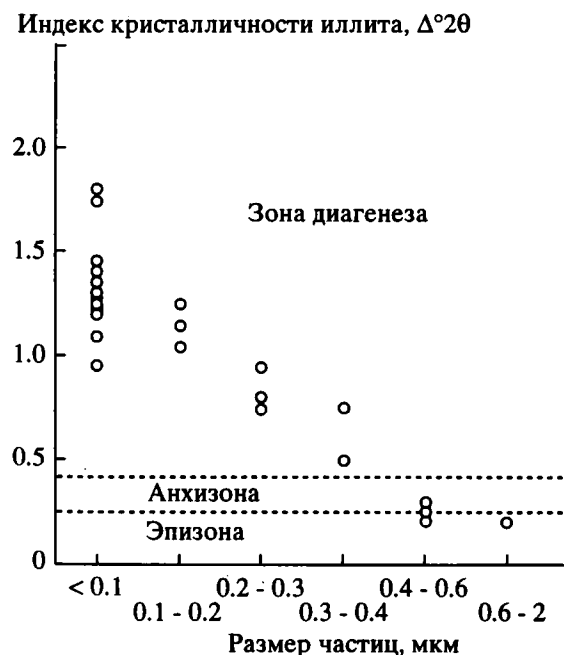


Рис. 7. Вариации индекса кристалличности иллита (I_k) в размерных фракциях лонтоваских глин. По данным Горохова и соавторов (Gorokhov *et al.*, 1994).

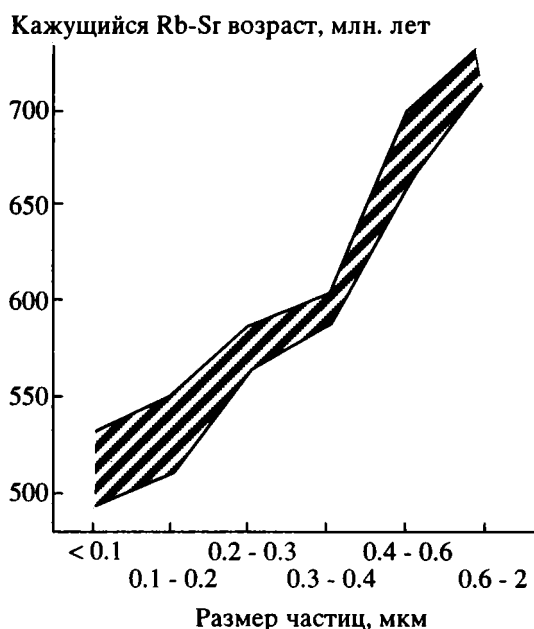


Рис. 8. Изменение кажущегося Rb-Sr возраста ($\pm 2\sigma$) лонтоваских глинистых минералов в зависимости от размера частиц во фракции. По данным Горохова и соавторов (Gorokhov *et al.*, 1994).

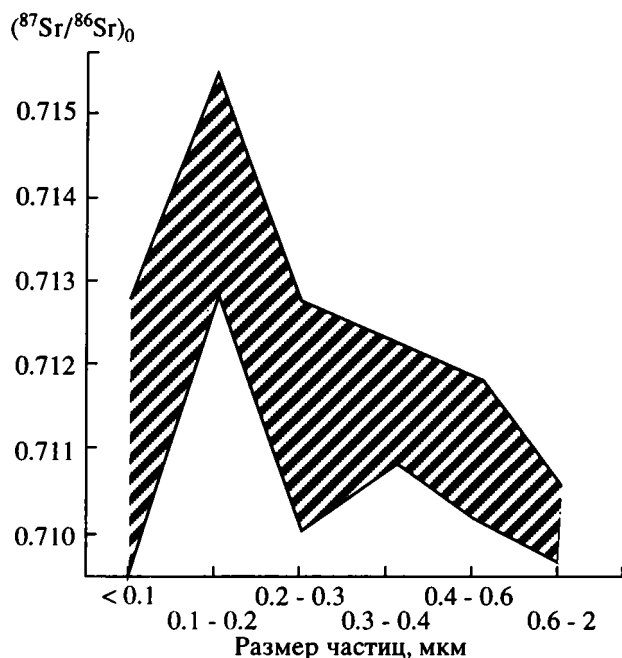


Рис. 9. Изменение величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$) в лонтоваских глинистых минералах в зависимости от размера частиц во фракции. По данным Горохова и соавторов (Gorokhov *et al.*, 1994).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0.7100 ± 0.0006 для первой генерации, 0.7137 ± 0.0010 для второй генерации и 0.7115 ± 0.0004 для третьей генерации. Весьма существенно, что ни одно из этих значений не отвечает отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде со-

ответствующего возраста. Таким образом, даже иллит, возникшей на стадии погружения и диагенеза осадков, был образован в среде, обогащенной радиогенным ^{87}Sr за счет растворения кластических компонентов породы (см. также Clauer *et al.*, 1982, 1984; Holtzapffel *et al.*, 1985). Это ставит под сомнение один из широко используемых критериев "истинности" возраста кластических осадочных пород, согласно которому отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диагенетических минералах и морской воде, из которой происходило отложение осадочного материала, должны быть идентичны.

Поскольку все проанализированные фракции содержат от двух до трех генераций иллита со значительно различающимися возрастами, вычисленные значения Rb-Sr и K-Ar датировок являются взвешенными средними для соответствующих смесей и не отвечают каким-либо событиям геологической истории исследованных пород. Тем не менее, на Rb-Sr эволюционных диаграммах фигуративные точки этих фракций образуют линейные зависимости, причем отклонения точек от аппроксимирующих прямых линий находятся в пределах аналитических погрешностей (рис. 3 и 6) или лишь незначительно превышают их (рис. 4 и 5). Вычисленные значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также не слишком отклоняются от диапазона, характерного для кембрийской морской воды (Burke *et al.*, 1982; Veizer *et al.*, 1983). Поэтому в практической работе при отсутствии какой-либо дополнительной информации о минералогии и геологической истории глин линейные зависимости на рис. 3 - 6 в совокупности с рентгеновскими данными могли бы рассматриваться как удовлетворяющие основным требованиям, предъявлявшимся в недавнем прошлом к осадочным породам, датируемым Rb-Sr методом. То же относится и к значениям K-Ag возрастов (табл. 4), разброс которых для равноразмерных фракций, по-видимому, не превышает разумных пределов. При этом, в согласии с не столь уже давними рекомендациями (Clauer, 1979; Bonhomme, 1987), интерпретация полученных данных могла бы быть, например, такой: 612 млн. лет (Rb-Sr метод, фракция 0.6 - 1 мкм) - возраст метаморфизма пород источника, образовавшего терригенный иллит; 543 - 593 млн. лет (Rb-Sr метод, фракции 0.1 - 0.4 мкм и <0.6 мкм) - возраст раннего диагенеза лонтоваских осадков; и 475 - 522 млн. лет (K-Ag метод, фракции 0.1 - 0.4 мкм и <0.6 мкм) - время завершения диагенетических процессов в изученных породах. Эта интерпретация является, однако, ошибочной.

Возможность получения лишнего геологического смысла линейных зависимостей на Rb-Sr эволюционных диаграммах для лонтоваских глин связана с весьма равномерным распределением разнородного материала в этих осадках. Изучение распределения частиц во фракции <2 мкм

Таблица 4. К-Ag данные

Номер образца	Размер зерен, мкм	K, %	$^{40}\text{Ar}_p$, нг/г	K-Ag возраст, млн. лет
806/8	0.1 - 0.4	5.62	218	488
806/17	<2	5.13	230	551
		5.17		
	<0.6	5.31	223	522
807/5	<2	5.37	223	517
	<0.6	5.79	218	475
807/6	<2	5.33	213	500
	<0.6	5.71	225	494
807/8	0.1 - 0.4	5.67	220	488
807/9	<2	5.35	231	535
	<0.6	5.66	237	521
807/11	<2	5.36	235	540
			233	
	<0.6	5.69	218	482
807/12	<2	5.32	240	556
	<0.6	5.69	234	513
807/13	<2	5.49	227	515
	<0.6	5.85	223	480
	0.1 - 0.4	5.68	226	498

этих глин по размерам показывает (табл. 1) достаточное сходство как для образцов, взятых в пределах одного карьера, так и разделенных расстоянием в несколько десятков километров. Преобладают частицы с размером менее 0.4 мкм, причем доля фракции <0.1 мкм составляет 27 - 38%, а фракции 0.1 - 0.4 мкм - 51 - 58%. Доля частиц с размерами от 0.4 до 2 мкм не превышает 15%. В этом случае при стабильной методике седиментационного лабораторного разделения равноразмерные фракции разных образцов будут содержать близкие доли минералов различных генераций, а следовательно будут характеризоваться одинаковыми значениями "среднего возраста" и давать линейные расположения точек на Rb-Sr эволюционных диаграммах. Другим следствием "однородной гетерогенности" лонтовасских глин будут одинаковые усредненные значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в равноразмерных фракциях, независимо от их реального различия для иллитов тех или иных генераций.

Принимая во внимание данные табл. 1, можно дать объяснение соотношению Rb-Sr возрастов различных фракций на рис. 3 - 6. Фракция <0.6 мкм содержит значительную долю мелких частиц, размер которых не превышает 0.1 мкм. Эти частицы составлены в основном иллитом третьей генерации с возрастом около 470 - 480 млн. лет (Gorokhov *et al.*, 1994). Очевидно поэтому, что фракция <0.6 мкм будет характеризоваться меньшим "средним" значением Rb-Sr возраста, чем фракции 0.6 - 1 мкм и 0.1 - 0.4 мкм, содержащие только более древние иллиты первой и второй генераций.

Систематика смешивания отражается и на K-Ar возрастах различных фракций. На рис. 10, где показаны значения K-Ar возрастов в зависимости от содержания K в проанализированных фракциях, наблюдается отчетливая обратная корреляция. При этом наибольший кажущийся возраст показывают, как и следует ожидать, фракции с размером частиц <2 мкм, в которых доля крупнозернистого детритового иллита первой генерации относительно велика. Фракции <0.6 мкм и 0.1 - 0.4 мкм имеют меньший кажущийся возраст в соответствии с ростом в их составе доли аутигенного иллита. Увеличение содержания K в двух последних фракциях согласуется с некоторым повышением концентрации Rb в аутигенном иллите второй генерации (фракция 0.1 - 0.2 мкм) по сравнению с иллитом первой генерации, представленным фракцией 0.6 - 2 мкм (Gorokhov *et al.*, 1994). Это показывает, что K и Rb, освобождавшиеся из обломочных полевых шпатов и слюд в ходе погружения и диагенезе осадков, по-видимому, входили в новообразованный аутигенный иллит. Поскольку ни одна из проанализированных в настоящей работе фракций не представляет какую-либо из генераций иллита в чистом

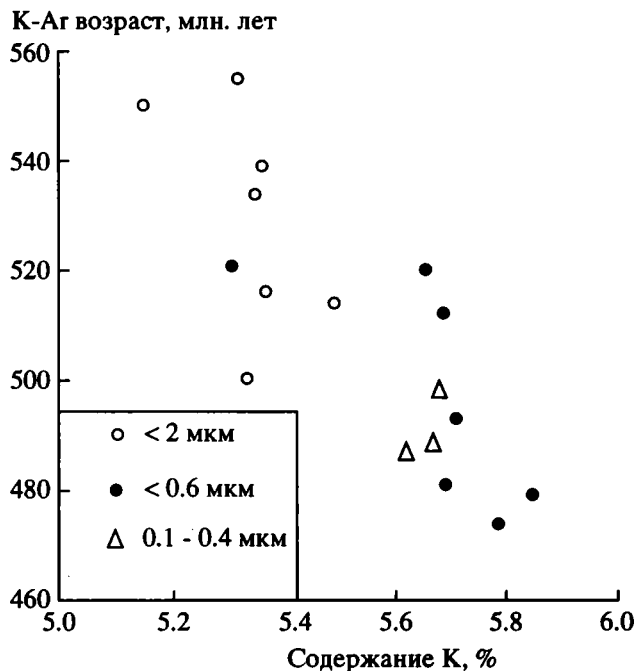


Рис. 10. Связь кажущегося K-Ar возраста с содержанием K в размерных фракциях лонтовасских глин.

или хотя бы обогащенном виде, все K-Ar датировки в табл. 4 и на рис. 10 не имеют геологического смысла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Rb-Sr и K-Ar анализ глинистых фракций, размер частиц которых варьирует в достаточно широком диапазоне, может приводить к лишним геологическим значениям изотопных датировок в случае, когда анализируемые фракции включают более чем одну генерацию иллита. При этом индекс кристалличности не может служить критерием происхождения иллита, так как его величина определяется соотношением количеств различных генераций этого минерала в изучаемой фракции и не имеет реального смысла. При достаточно стабильной методике седиментационного разделения фигуративные точки равноразмерных фракций разных образцов могут образовывать на Rb-Sr эволюционных диаграммах прямые линии с бессмысленным возрастом, пересечения которых с осью ординат близки к значениям, характерным для изотопного состава Sr в морской воде, из которой происходило отложение осадков.

Для того чтобы уменьшить вероятность ошибочной интерпретации линейных зависимостей на Rb-Sr эволюционных диаграммах и согласующихся K-Ar датировок для равноразмерных фракций, можно рекомендовать следующие меры предосторожности:

1. Изучаемые фракции глинистых минералов должны содержать частицы как можно более однородные по размерам. Хотя при этом не исключается возможность попадания в ту или иную фракцию более одной генерации иллита, вероятность этого события снижается.

2. При датировании глинистых пород необходимо рентгеновское, электронно-микроскопическое и изотопно-геохронологическое изучение нескольких размерных фракций для обнаружения возможного совместного нахождения иллитов различных генераций.

3. Применение Rb-Sr метода в сочетании с анализом продуктов выщелачивания глинистых фракций раствором ацетата аммония дает полезную информацию о первичном изотопном составе Sr в иллитах и способствует идентификации фракций, содержащих конечных члены смесей.

Авторы благодарят А.В. Сочаву за предоставленные образцы, Э.С. Варшавскую, М.Б. Бизунок и А.В. Баскакова за помощь при Rb-Sr анализе и А.Г. Рублева за конструктивное обсуждение результатов. Выделение и изотопный анализ Ag выполнены Е.Р. Друбецким. Электронные микрофотографии получены Г.В. Котовым (Аналитический центр МЕХАНОБР, Санкт-Петербург) и Н. Клауэром (Центр геохимии поверхности, Страсбург). Критические замечания В.И. Виноградова способствовали улучшению рукописи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-09404).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варшавская Э.С., Горохов И.М., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Самсонов С.П. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 30 - 36.
- Горохов И.М., Клауэр Н., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Пиррус Э.А., Чумаков Н.М. Рубидий-стронциевые системы в отложениях венда и кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982. С. 38 - 39.
- Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископ. 1984. № 2. С. 87 - 109.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П., Бизунок М.Б., Баскаков А.В. Поведение компонентов Rb-Sr тонких фракций глинистых минералов при выщелачивании // 12 Всес. симп. по стабильн. изотопии в геохимии, 17 - 19 апреля 1989 г. Москва. М.: АН СССР. 1989. С. 48 - 49.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17 - 32.
- Друбецкой Е.Р., Спрингсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона // Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982. С. 121 - 129.
- Котельников Д.Д., Соболева С.В., Солодкова Н.А. Условия образования и структурные особенности минералов слюдистого типа с удлиненопластинчатой формой частиц // Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и разведка. 1992. № 3. С. 55 - 60.
- Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Рубидий-стронциевое датирование глинистых осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 3 - 17.
- Менс К., Пиррус Э. Стратипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин: Валгус, 1977. 72 с.
- Рейер А.Х. Минералогические особенности кембрийских глин Эстонской ССР // Тр. Таллинск. политехн. ин-та. 1965. Сер. А. № 221. С. 3 - 11.
- Рейер А.Х. Аутигенные минералы в глинах лонтоваской свиты // Тр. Таллинск. политехн. ин-та. 1967. Сер. А. № 246. С. 19 - 25.
- Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутявин Э.П., Друбецкой Е.Р., Ципурский С.И., Яковлева О.В., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Анализ возможностей осадочных геохронометров на примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полезн. ископ. 1989. № 6. С. 3 - 18.
- Стратиграфия верхнекембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Б.М. Келлер и А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М. Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдистых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики // Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 165 - 192.
- Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 207 с.
- Bonhomme M.G. Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1987. V. 65. № 3/4. P. 209 - 222.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. № 5126. P. 1293 - 1298.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F., Otto J.B. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. № 10. P. 516 - 519.
- Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // Lectures in Isotope Geology / E. Jaeger and J.C. Hunziker (ed.). Springer Verlag. Berlin, 1979. P. 30 - 51.
- Русский перевод в кн.: "Изотопная геология". М.: Недра, 1984. С. 40 - 62.
- Clauer N. The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties // Numerical Dating in Stratigraphy / G.S. Odin (ed.) Wiley. Chichester, 1982. P. 245 - 276.

- Clauer N., Hoffert M., Karpoff A.M.* The Rb-Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific red clays // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. № 12. P. 2659 - 2664.
- Clauer N., Giblin P., Lukas J.* Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (DSDP, Legs 43, 48 and 50) // *Isot. Geosci.* 1984. V. 2. № 2. P. 141 - 151.
- Clauer N., O Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T.* Morphological, chemical and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments // *Clays Clay Minerals*. 1990. V. 38. № 1. P. 33 - 46.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Kutuyavin E.P., Pirrus E., Baskakov A.V.* Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the East European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71 - 89.
- Holtzapffel T., Bonnot-Courtois C., Chamley H., Clauer N.* Heritage et diagenese des smectites du domaine sedimentaire nord atlantique (Cretace et Paleogene) // *Bull. Soc. Geol. France*. 1985. V. 1. № 1. P. 25 - 33.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A.* Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. I. Mineralogical and chemical evidence // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. V. 87. № 5. P. 725 - 737.
- Hunziker J.C.* Potassium-argon method of age determination // *Lectures in Isotope Geology* / E. Jaeger and J. C. Hunziker (ed.). Springer Verlag. Berlin, 1979. P. 52 - 76.
- Русский перевод в кн.: "Изотопная геология". М.: Недра, 1984. С. 62 - 89.
- Kralik M.* Effects of cation-exchange treatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithian, Illinois // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. № 3. P. 527 - 533.
- Kubler B.* La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // *Colloque sur les etages tectoniques*. Univ. Neuchatel. A la Baconniere, Neuchatel, Suisse. 1966. P. 105 - 122.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A.* The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 22. P. 5459 - 5468.
- Morton J.P.* Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. V. 96. № 8. P. 1043 - 1049.
- Morton J.P., Long L.E.* Rb-Sr dating of Paleozoic glauconite from the Llano region, central Texas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1980. V. 44. № 5. P. 663 - 671.
- Pasteels P.* Radiometric datation of sediments // *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 1985. V. 40. № 1. P. 17 - 24.
- Reuter A.* Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge // *Göttinger Arb. Geol. Paläont.* 1985. № 27. 91S.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1977. V. 36. № 3. P. 359 - 362.
- Turchenko T.L., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Kotiov G.V.* Fine fractions of argillites for the Rb-Sr dating: separation, XRD and TEM studies // 1st International Symposium on Applied Isotope Geochemistry, August 29 - September 3, 1993. Geiranger, Norway. Program and Abstracts, IFT/KR/E-93/007.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at 900 Ma ago // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. № 2. P. 295 - 302.
- Williamson J.H.* Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845 - 1847.
- Zhang Z., Ma G., Lee Y.* The chronometric age of the Sinian-Cambrian boundary in the Yangtze Platform, China // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 3. P. 175 - 178.

Рецензенты Е.В. Бибикова, В.И. Виноградов

УДК 551.732.31.4(4-11)

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1995 г. Н. А. Волкова, В. В. Кирьянов

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

Институт геологических наук АН Украины, 252054 Киев, ул. Чкалова, 55^б, Украина

Поступила в редакцию 15.09.93 г., получена после доработки 26.07.94 г.

Разработана региональная стратиграфическая схема средне-верхнекембрийских отложений с выделением горизонтов. В составе среднего кембрия выделены кибартайский, веселовский и луковский горизонты, в составе верхнего – толбухинский, волицкий, ворчинский, тситретский, володарский и ладожский. Все горизонты, за исключением кибартайского, установлены впервые. В основу выделения горизонтов положены данные по акритархам. Приведена палеонтологическая характеристика горизонтов с указанием характерных таксонов фауны и акритарх. Для дейменской толщи и ее аналогов, залегающих между кибартайским и веселовским горизонтами, региональный горизонт не установлен из-за недостатка данных. Смена всех горизонтов в конкретном непрерывном разрезе не наблюдалась. Границы горизонтов в большинстве случаев проведены по границам свит, которые часто совпадают с перерывами.

Ключевые слова. Акритархи, биостратиграфия, средний кембрий, верхний кембрий, Восточно-Европейская платформа.

На Восточно-Европейской платформе, особенно в ее западных районах, среди кембрийских толщ наиболее широко распространены нижнекембрийские отложения. На окраинах щитов они выходят на дневную поверхность, а в пределах моноклиального погружения западных склонов платформы эти отложения залегают сравнительно на небольших глубинах. Мощность отложений нижнего кембрия достигает 450 м и более.

Распространение средне-, а в особенности верхнекембрийских толщ в регионе более ограничено. И хотя в полосе Балтийско-Ладожского глинта эти отложения также известны в естественных обнажениях, в большинстве других районов платформы они перекрыты значительно более мощным чехлом осадочных образований, чем нижнекембрийские отложения. Мощность средне-верхнекембрийских отложений уступает мощности нижнекембрийских пород. Для среднего кембрия она едва превышает 200 м, а для верхнего – преимущественно ограничивается несколькими десятками метров. Большие глубины залегания среднего и верхнего кембрия в регионе обусловили изучение этих отложений преимущественно по керновым материалам. Вместе с относительно бедным содержанием органических остатков (особенно остатков макрофауны) данное обстоятельство оказало определенное негативное влияние в исследовании рассматриваемых отложений.

Возраст этих отложений, которые в разных районах выделялись в качестве самостоятельных

свит или слоев (ижорская, саблинская, ладожская, пестовская, выжевская свиты; оболочные, кувшиновские, петсерийские слои и др.) оценивался разными исследователями в пределах от раннего кембрия до раннего ордовика, не существовало также единого мнения об их корреляции. Ранняя история изучения этих отложений с достаточной полнотой изложена в работах, специально посвященных данному вопросу (Шестакова и др., 1976; Плисов и др., 1977). И лишь в немногих работах (Балашова, 1963; Хазанович, 1968 и др.) палеонтологически обосновывалось присутствие отложений средне-верхнекембрийского возраста в древних толщах Московской синеклизы и Прибалтики. Только в 80-х годах было предпринято широкое и интенсивное изучение этих толщ в связи с нефтегазопроисловыми работами в центральных и северо-западных районах платформы: в Московской синеклизе и в пределах юго-восточного борта Балтийской синеклизы (в Калининградской области и Западной Литве). Благодаря новым находкам фауны, сделанным в это время (Боровко и др., 1980, 1984; Боровко, Сергеева, 1981; Коробов, Янкаускас, 1982; Дмитровская и др., 1983), а также изучению акритарх (Волкова, 1980, 1982; Янкаускас, 1980; Волкова и др., 1981; Кирьянов и др., 1991) указанные толщи получили достаточно надежную палеонтологическую характеристику. Было установлено, что эти отложения в основном принадлежат среднему и верхнему отделам кембрия и только верхняя часть оболочных слоев относится к тремадоку.

Граница между кембрием и ордовиком проводится теперь на северо-западе Русской плиты внутри оболочевой толщи (Боровко и др., 1984). Однако редкость находок фауны и ограниченность каменного материала при глубоком бурении определили приоритет микрофоссилий, прежде всего акритарх, при биостратиграфических исследованиях.

В изучении акритарх следует отметить в первую очередь публикации Н.А. Волковой (Волкова, 1974, 1980, 1982, 1988, 1989а, 1989б, 1990а, 1990б), Волковой и И.Н. Голуб (Волкова, Голуб, 1984, 1985), Т.В. Янкаускаса (1980, 1982, 1991), Е.Г. Брызгаловой (Никашин и др., 1986), В.В. Кирьянова (Кирьянов, 1993; Кирьянов, и др., 1991; Кирьянов, Приходько, 1994), И.У. Паалитса (Paalits, 1992), которые послужили основой для разработки предлагаемой ниже региональной стратиграфической схемы. Следует также отметить большое значение для настоящей работы исследований, которые выполнили М. Вангустен (Vanguestaine, 1978) в Бельгии и Ф. Мартен (Martin, Dean, 1981, 1984, 1988) на Ньюфаундленде.

В 1983 г. на Межведомственном региональном совещании по кембрийским отложениям Русской платформы в Вильнюсе, в составе региональной схемы были представлены практически лишь горизонты нижнего отдела системы. В среднем кембрии было установлено только два горизонта, определявшие низы отдела: кибартайский и дейменский (Решение Межведомственного..., 1986).

На предлагаемой в данной работе региональной стратиграфической схеме средне-верхнекембрийских отложений Восточно-Европейской платформы (рисунок) показаны только регионы, где установлены стратотипы горизонтов. Чтобы не перегружать схему, Белоруссия и Польша здесь не представлены. Отложения среднего и верхнего кембрия в этих странах акритархами охарактеризованы недостаточно. О возможной принадлежности отдельных серий и свит Белоруссии и Польши указано в тексте.

Предлагаемые ниже горизонты выделены на основании однотипных комплексов акритарх, выявленных в отдельных сериях, свитах или их частях. При этом комплексы обычно не приурочены к границам свит, поэтому к толще вмещающей комплекс акритарх присоединены подстилающие и покрывающие ее отложения, не охарактеризованные акритархами вплоть до геологических границ свиты, которые часто совпадают с перерывами. В этом случае границы горизонтов совпадают с границами свит. Если граница между горизонтами расположена внутри свиты, то она проводится в пределах немой толщи, находящейся между определяющими соседние горизонты комплексами акритарх.

Наиболее древним горизонтом среднего кембрия Восточно-Европейской платформы является кибартайский. Его название предложено Т.В. Янкаускасом (Янкаускас, 1974). Некоторые основные сведения о горизонте были приведены несколько позднее (Брангулис и др., 1975), когда была впервые дана микропалеофитологическая его характеристика. В последующие годы она лишь уточнялась: в частности, формы акритарх, названные там как *Sumatiosphaera* sp. 1 и *Sumatiosphaera* sp. 2 ныне определяются соответственно как *Cristallinium* sp. и *Eliasum llaniscum Fombella* и являются одними из основных видов, характеризующих горизонт. Однако тогда не были указаны ни его стратотип, ни пространственный состав. Поэтому формально датой опубликования горизонта принят 1979 г. (Арень и др., 1979). Наиболее полные сведения о нем изложены также в работах В.В. Кирьянова (Кирьянов и др., 1991), Т.В. Янкаускаса (Янкаускас, 1982, 1991) и др. Стратотип горизонта – интервал 1040.5 - 1077.8 м скважины Вергале-50 (юго-восточный борт Балтийской синеклизы, Западная Латвия), что соответствует в этом разрезе кибартайской пачке тебрской свиты. Палеонтологическая характеристика горизонта в стратотипе не опубликована. По данным изучения органических остатков из разновозрастных отложений в разрезах вблизи расположенных скважин (Вергале-49, Лиепая) и в некоторых других, нижнюю границу горизонта определяет появление акритарх *Cristallinium* sp., *Baltisphaeridium pseudofaveolatum* Fridrichsone, *B. latviense* Volk, *Lophosphaeridium variabile* Volk., *Liepaina plana* Jank. et Volk. Вместе с ними горизонт характеризуют *Eliasum llaniscum Fombella*, *Micrhystridium notatum* Volk. и *M. obscurum* Volk. Эти виды известны и в подстилающих отложениях, но их численность в кибартайских образованиях резко возрастает. Кроме них отмечаются также виды, которые в иных ассоциациях определяют нижележащие горизонты (вергальский и раусвенский). Это, как правило, многочисленные *Skiagia insigne* (Fridrichsone), *Micrhystridium lubomlense* Kirjan., *Volkovia dentifera* (Volk.), *V. conifera* (Jank.), *Aranidium confusum* Jank., *Baltisphaeridium implicatum* Fridrichsone, более редкие или единичные *Skiagia ciliosa* (Volk.), *Estiastra minima* Volk., *Leiovalia tenera* Kirjan. и некоторые другие (Волкова и др., 1979). В кибартайских отложениях известны остатки трилобитов *Ellipsocephalus politomus* (Linnarson), *E. cf. puschi* Orlowsky, *Strenuaella* (Comluella) aff. *samsonowichi* Orlowsky, *S. (Comluella) insolita* N. Tchern. (Лендзен и др., 1973; Менс и др., 1987), мелких оболочек. Отложения кибартайского горизонта согласно залегают на подстилающих образованиях. Как отмечалось, биостратиграфически нижняя граница горизонта отчетливая и определяется сменой комплексов акритарх – раусвенского кибартайским. В конце кибартайского времени на платформе произошла,

очевидно, структурная перестройка, и кибартайские отложения с азимутальным стратиграфическим несогласием были перекрыты вышележащими кембрийскими толщами (Брангулис и др., 1975; Решение Межведомственного..., 1986; Кирьянов и др., 1991; Кирьянов, Приходько, 1994). На этом рубеже резко изменились (по-видимому, в сторону обмеления) фациальные обстановки в бассейне. Между тем, биостратиграфически верхняя граница горизонта не имеет четких критериев для определения, поскольку в данной ситуации трудно применить принцип, согласно которому верхняя граница нижележащего стратона определяется уровнем нижней границы вышележащего стратона. Так, в подавляющем большинстве разрезов эта граница проводится по смене разнообразного в видовом и родовом отношениях кибартайского комплекса акритарх комплексом микрофитофоссилий, состоящим из очень большого количества обрывков фитолейм и малочисленных толстостенных лейосферидий. В то же время известны факты, когда в отдельных разрезах данная смена фаций сопровождается не указанной сменой ассоциаций микрофитофоссилий, а лишь обеднением состава кибартайского комплекса акритарх (Кирьянов и др., 1991; Янкаускас, 1991). Вероятно, это явление может быть объяснено возрастным скольжением нижней границы "посткибартайской" фации (см. рисунок). Поэтому едва ли целесообразно ограничивать сверху кибартайский горизонт "кибартайской" фацией (Янкаускас, 1991), так как это затушевывает факт скольжения рассматриваемой границы. К горизонту на платформе относятся кибартайская свита Западной Литвы и Калининградской области и верхняя (кибартайская) пачка тебурской свиты Западной Латвии в пределах юго-восточного борта Балтийской синеклизы, ставская свита восточной части Подляско-Брестской впадины в Белоруссии, ореховская и (очень редко) низы гутинской свиты Ковельского выступа фундамента в северной части Львовского прогиба на Украине и, вероятно, верхняя часть радзыньской свиты Люблинского склона платформы и западной части Подляско-Брестской впадины в Восточной Польше.

Возраст кибартайского горизонта соответствует среднекембрийской "трилобитовой" зоне *Essaragadoxides insularis* западно-европейской зональной шкалы (Менс и др., 1987).

В ряде районов Восточно-Европейской платформы кибартайские отложения перекрыты достаточно мощной (свыше 60 м) толщей пород, представленной преимущественно песчаниками и практически лишенной органических остатков. Это дейменская серия (надсвита) западных районов Литвы, Латвии и Калининградской области и, вероятно, рухнунские слои Западной Эстонии и некоторая средняя часть лынаской свиты Северо-Восточной Польши в пределах юго-восточного

борта Балтийской синеклизы. Это также орлинская свита восточной части Подляско-Брестской впадины в Белоруссии и, вероятно, нижняя часть костжинской свиты (а возможно – и вся свита) в западных районах Подляско-Брестской впадины и на Люблинском склоне платформы в Восточной Польше. И, наконец, это гутинская свита Ковельского выступа фундамента и северной части Львовского прогиба в Западной Украине. Как отмечалось, некоторые из указанных подразделений были объединены ранее в дейменский горизонт (Решение Межведомственного..., 1986; Янкаускас, 1991). Однако, с нашей точки зрения, для объединения этих толщ в региональный горизонт пока нет достаточных данных. Поэтому в предлагаемой нами схеме в интервале между кибартайским и следующим, предложенным нами новым региональным горизонтом среднего кембрия мы оставляем пробел. Если в процессе дальнейших исследований будет определено установлено, что стратиграфический интервал, соответствующий указанному пробелу в схеме, представляет единый региональный горизонт, то за ним сохранится название "дейменский".

Отложения, в некоторых районах платформы (рисунок) непосредственно перекрывающие рассмотренные выше практически "немые" среднекембрийские толщи, объединяются нами в веселовский горизонт. Его стратотипом избран стратотип одноименной свиты – интервал 2463.6 - 2468.4 м скважины Веселовская-8 близ поселка Веселовск Зеленоградского района Калининградской области. Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Adara* sp. и крупных форм *Eliasum* sp. I. Веселовский комплекс акритарх, известный в литературе также под названием СК 1 (Волкова, 1990а), определяется, кроме того видами *Cristallinium cambriense* (Slavikova), *Michrystidium* aff. *lanceolatum* Vang., *Michrystidium* spp., *Celtiberium* ? sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Ovulum* sp.; *Retisphaeridium* sp., *Zonosphaeridium* cf. *ovillensis* Cramer et Diez, мелких *Tasmanites* sp. и толстостенных лейосфер¹. Своеобразным фоном этого комплекса служит большое количество обрывков фитолейм, что свидетельствует, вероятно, о мелководном характере вмещающих отложений. Породы горизонта с перерывом залегают на подстилающих среднекембрийских образованиях и несогласно перекрыты

¹ Кроме указанных видов и родов акритарх, по литературным данным (Никашин и др., 1986; Янкаускас, 1991) из веселовской свиты, в частности из ее стратотипа, известны представители рода *Timofeevia*. Это противоречит нашим материалам (включая материалы по стратотипу), согласно которым акритарх рода *Timofeevia* в рассматриваемых отложениях нет. Они появляются в более молодых образованиях среднего кембрия. Учитывая, что в упомянутых публикациях не были приведены изображения форм рода *Timofeevia* из веселовских отложений, мы не считаем возможным принимать эти данные в нашей работе.

различными по возрасту отложениями (рисунок), включая нижнеордовикские. К горизонту относятся веселовская свита юго-восточной части Балтийской синеклизы в Калининградской области (Никашин и др. 1986) и хворостовская свита Ковельского выступа фундамента в Западной Украине (Кириянов, Приходько, 1994), где также встречены типичные формы этого горизонта: *Eliasum* sp. 1, *Cristallinium cambriense*, *Adara* sp. Комплексы акритарх, сходные описанному нами (микрофлоры A0 и A1) и определяемые акритархами родов *Adara*, *Eliasum* и *Cristallinium* (*C. cambriense*) известны из средней, преобладающей по мощности части формации Мануелс Ривер на Восточном Ньюфаундленде (Martin, Dean, 1984, 1988). Возраст этих отложений по остаткам трилобитов определяется там как соответствующий некоторой средней части надзоны *Paradoxides paradoxissimus* западноевропейской зональной кембрийской шкалы (без зоны *Ptychagnostus gibbus*, низов зоны *P. atavus* и, возможно без зоны *P. punctuosus*). В дальнейшем возраст отложений, определяемых веселовским комплексом акритарх, может быть уточнен.

В наиболее полных разрезах среднего кембрия на Волыни породы веселовского горизонта перекрываются отложениями, которые мы объединяем в луковский региональный горизонт. Стратотип горизонта – интервал 380.7 - 385.5 м скважины 5653 в с. Старая Гута Старовыжевского района Волынской области, парастратотип – интервал 325.2 - 333.1 м скважины 5457 в с. Луков Турийского района (стратотип луковской свиты). Нижняя границы горизонта определяется появлением акритарх *Timofeevia janischewkyi* (Timofeev), *T. lancarae* (Cramer et Diez), *Cristallinium dubium* Volk., *Dictyotidium* sp. (*D. aff. D. hasletianum* Vang). Кроме этих видов, горизонт определяется также *C. cambriense*, *Solisphaeridium flexipilosum* Slavikova, *Comasphaeridium* sp. и некоторыми другими видами акритарх. В Московской синеклизе эта ассоциация акритарх известна как комплекс СК 2 (Волкова, 1990а). В западных разрезах платформ (Ковельский выступ фундамента) в составе указанной ассоциации выделяются два подкомплекса. Для нижнего из них, обозначенного на нашей схеме как СК 2а, характерно обилие (часто доминирование) мелких форм акритарх: *Microhystridium* spp. (в том числе, по-видимому, некоторые новые виды), *M. lanceolatum* Vang., *M. lubomlense* Kirjan., *Lophosphaeridium* ? *kryptoradiatum* Vang., *Ovulum* spp., *O. saccatum* Jank., *O. lanceolatum* Jank., *Volkovia* sp. (*V. aff. dentifera* (Volk.), *V. flagellata* (Jank.), *Aranidium izhoricum* Lank., *A. aculeatum* Jank. (Кириянов, 1993). Помимо акритарх, в породах луковского горизонта найдены остатки трилобитов *Agnostus subsulcatus* West. (Коробов, Янкаускас, 1982). На Волыни породы луковского горизонта изобилуют остатками относительно

крупных раковин оболит. Породы луковского горизонта трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях и согласно или с перерывом перекрываются различными по возрасту верхнекембрийскими (рисунок) образованиями. В состав горизонта входят урдомская и низы толбухинской свиты центральной части Московской синеклизы, луковская свита Ковельского выступа фундамента в Западной Украине, генчайская пачка юго-восточного борта Балтийской синеклизы в Западной Литве, буйковская свита (возможно, только верхняя ее часть) северо-западного склона Белорусско-Мазурской антеклизы. Возможно, к этому же стратиграфическому интервалу может быть отнесена панеряйская свита в Восточной Литве (Янкаускас, 1991). Однако присутствие в составе комплекса акритарх, характеризующих эту свиту, таких видов как *Microhystridium lanatum* Volk., *M. dissimulare* Volk., *Skiagia aff. ciliosa* (Volk.), *Alliumella baltica* Vanderflit и *Comasphaeridium strigosum* (Jank.), которые нигде, кроме указанного комплекса панеряйской свиты, не известны выше кибартайского интервала, противоречит включению этой свиты в состав луковского горизонта. Эти же данные не позволяют нам использовать термин “панеряйский горизонт” для рассматриваемых отложений. Различие между двумя подкомплексами акритарх, определяющими луковский горизонт на Ковельском выступе фундамента, позволяет заключить, что полнота луковской свиты там не везде одинакова: в отдельных разрезах отсутствует ее нижняя часть (Кириянов, Приходько, 1994). Возраст рассматриваемых отложений соответствует надзоне *Paradoxides forchhammeri* (без самых ее верхов), и, возможно, еще также верхней части надзоны *P. paradoxissimus* (Волкова, 1990а).

Следующий выше региональный горизонт назван нами толбухинским. Его стратотип – интервал 2149 - 2173.4 м в скв. Толбухино-1, расположенной близ с. Толбухино Ярославского района (в 10 км к северу от г. Ярославль). Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Raphesphaera turbata* (Martin), *R. spinulifera* Volk., *Timofeevia pentagonalis* Vang., *Pireia orbicularis* Volk. и *Poikilofusa* sp. В эти отложения из нижележащих переходят также *Timofeevia janischewskyi*, *T. lancarae*, *Cristallinium cambriense*, *Dictyotidium* sp., *D. aff. D. hasletianum* и некоторые другие виды. Этот комплекс акритарх известен в литературе как комплекс ВК 1, найденный в верхней части толбухинской свиты Московской синеклизы (Волкова, 1990а). Кроме них, в отложениях толбухинского горизонта известны также остатки беззамковых брахиопод, принадлежащие родам *Ungula*, *Oepikites* и *Angulotreta*. Породы горизонта согласно или с перерывом залегают на подстилающих средне- и нижнекембрийский толщах и согласно или со следами размыва перекрываются более

молодыми верхнекембрийскими образованиями. В состав горизонта входят петсерийская свита (содержит комплекс акритарх ВК 1; Волкова, 1990а) южного склона Балтийского щита на востоке Ленинградской области и преобладающая по мощности верхняя часть толбухинской свиты центральных районов Московской синеклизы. Не охарактеризованный акритархами интервал между нижней и верхней частями толбухинской свиты в скв. Толбухино (луковским и толбухинским горизонтами) составляет около 5 м. Входящие в состав горизонта отложения по возрасту соответствуют верхам надзоны *Paradoxides forchhammeri*, зоне *Agnostus pisiformis* и примерно нижней половине зоны *Olenus* (Волкова, 1990а).

Вышележащие кембрийские отложения на Восточно-Европейской платформе выделены нами в волицкий региональный горизонт. Его стратотип – интервал 249.0 - 252.3 м скв. 5743 в с. Волица Любомльского района Волынской области в Западной Украине. Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Cymatogalea* sp. (C. aff. *C. aspergillum* Martin), *C. virgulta* Martin. Вместе с ними в состав комплекса входят *Timofeevia* sp., *T. janischewskyi*, *T. lancarae*, *Retisphaeridium dihamerum* Staplin, *Jansonius* et Pocock, *Raphesphaera spinulifera*, *Cristallinium cambriense*, *Synsphaeridium* sp. В нашей условной схеме (рисунок) этот комплекс обозначен как ВК 16. Отложения горизонта несогласно залегают на подстилающих образованиях и, вероятно, с небольшим разрывом перекрыты более молодыми верхнекембрийскими, а в отдельных разрезах – нижнеордовикскими толщами. В состав горизонта входят нижняя подсвита ворчинской свиты Ковельского выступа фундамента в Западной Украине и, очевидно, нижняя часть ладушкинской свиты юго-восточного борта Балтийской синеклизы в Калининградской области. Отличительной чертой волицкого комплекса акритарх служит появление в его составе форм с большим полярным отверстием (*Cymatogalea*), которые в разрезах кембрия Великобритании известны (*Cymatogalea*, *Stelliferidium*), начиная с зоны *Olenus* (Potter, 1974), а на Восточном Ньюфаундленде – с середины этой зоны (Martin, Dean, 1988). Это позволяет заключить, что нижний возрастной предел отложений, вмещающих данный комплекс, не древнее середины указанной зоны. Вместе с тем, в волицком комплексе нет *Veryhachium dumontii* Vang. и *Leiofusa stoumonensis* Vang., которые на Восточном Ньюфаундленде появляются в верхней половине интервала, лишенного остатков трилобитов, между слоями, отнесенными там к зонам *Olenus* и *Parabolina spinulosa* (Martin, Dean, 1981, 1988). Поэтому можно принять верхний возрастной предел рассматриваемого горизонта как соответствующий пограничным слоям зон *Olenus* и *P. spinulosa*, а возраст самого горизонта – близкий к возрасту

верхней половины зоны *Olenus*. Такой же возраст, очевидно, имеет нижняя часть ладушкинской свиты, где известны остатки трилобитов *Homagnostus* sp. и брахиопод *Orusia lenticularis* (Wahlenb.) (Никашин и др., 1986). На этом основании нижняя часть указанной свиты включена в волицкий горизонт.

Выше по разрезу верхнего кембрия на Восточно-Европейской платформе следует ворчинский региональный горизонт². Его стратотипом избран стратотип одноименной свиты (интервал 426.5 - 437.6 м скважины 5405 в с. Край Турийского района Волынской области Украины (Кириянов, Приходько, 1994). Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Leiofusa stoumonensis*, *Veryhachium dumontii*, *Cristallinium baculatum* Volk., *Cymatogalea fimbriata* Volk., *C. cristata* (Downie), *C. velifera* (Downie), *Raphesphaera obsoleta* Volk., *Stelliferidium cortinulum* (Deunff), *Timofeevia estonica* Volk., *Impluviculus multiangularis* (N. umn.) (Волкова, 1990а). Наряду с ними из нижележащих толщ переходят *Timofeevia janischewskyi*, *T. lancarae*, *Raphesphaera turbata*, *R. spinulifera*, *Cymatogalea* sp. (C. aff. *C. aspergillum*), *C. virgulta* и др. Примерно в верхней трети данного горизонта появляются *Dasydiacrodium caudatum* Vang., *Stellechinatum uncinatum* (Downie). Это дает основание разделить ворчинский комплекс акритарх – ВК 2 по Н.А. Волковой – на два подкомплекса: нижневорчинский ВК 2а и верхневорчинский ВК 2б с вышеперечисленными видами (Волкова, 1990б). Кроме акритарх, в породах горизонта на северо-западе Русской платформы содержатся многочисленные створки беззамковых брахиопод *Ungula inornata* (Mickwitz), *Oepikites fragilis* Popov et Khazanovich, *Angulotreta postapicalis* Palmer, *Ceratreta tanneri* (Metzger), конодонты *Furnishina alata* Szaniawski, *F. furnishi* Müller, *Prooneotodus tenuis* (Müller), *Westergaardodina bicuspidata* Müller (Опорные разрезы..., 1989).

Породы ворчинского горизонта преимущественно несогласно залегают на подстилающих отложениях и согласно или с перерывом перекрыты верхнекембрийскими или нижнеордовикскими образованиями. В состав горизонта входят средняя и верхняя подсвиты ворчинской свиты Ковельского выступа фундамента в Западной Украине, юлгзеская и верхняя часть петсерийской свиты южного склона Балтийского щита в Северной Эстонии. В состав этого горизонта, несомненно, должна быть включена (частично или полностью) толща пород, относимая к тремадоку на Люблинском склоне платформы в Восточной Польше (например, интервал 4423.7 - 4460.0 м скважины Лопиенник ИГ-1 с *Leiofusa* sp. (L. aff. *L. stoumonensis*), *Stelliferidium cortinulum*, *C. virgulta* и др.)

² Название горизонта, как и название одноименной свиты, происходит от с. Ворчин Владимир-Волынского района Волынской области в Западной Украине.

(Кирьянов, Приходько, 1994). По-видимому, в состав рассматриваемого горизонта входит также верхняя часть ладушкинской свиты юго-восточного борта Балтийской синеклизы в Калининградской области (Никашин и др., 1986). Возраст рассматриваемых отложений примерно соответствует большей нижней части зоны *Parabolina spinulosa* (Волкова, 1990а, 1990б).

Следующий выше горизонт верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы назван нами тситретским, как и одноименная образующая его свита в Северной Эстонии (Опорные разрезы..., 1989). Его стратотип – интервал 112.8 - 119.6 м скважины М-72 в 30 км юго-восточнее г. Таллина (Paalits, 1992). Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Acanthodiacrodium* spp., *Trunculamarium revinium* (Vang.), рода *Lusatia*, а также многочисленных, пока мало изученных представителей рода *Polygonium* (= *Goniosphaeridium*). Из подстилающих отложений в тситретский горизонт переходят *Veryhachium dumontii*, *Leiofusa stoumonensis*, *Dasydiacrodium caudatum*, *Raphesphaera turbata*, а также виды родов *Timofeevia*, *Cristallinium*, *Cymatiogalea* и др. Тситретский комплекс акритарх известен в литературе как комплекс ВК 3 (Волкова, 1990а). Так же он обозначен и на нашей схеме. Кроме акритарх, в отложениях горизонта известны оболочиды *Oerikites obtusus* (Mickwitz), *Schmidtites celatus* (Vorborth), *Ungula ingrca* (Eichw.), конодонты *Phakelodus tenuis* (Müller), *Muellerodus* sp., *Prooneotodus* cf. *galeatini* (Müller), *Westergaardodina bicuspidata* Müller и др. (Опорные разрезы..., 1989). Породы тситретского горизонта трансгрессивно залегают на отложениях ворчинского горизонта, либо на нижнекембрийских образованиях. С перерывом перекрыты вышележащими позднекембрийскими толщами. В состав горизонта в настоящее время входит только тситретская свита южного склона Балтийского щита в Северной Эстонии. В некоторых разрезах она рассматривалась раньше как верхняя часть юлгзеской свиты (Опорные разрезы..., 1989). Известное распространение тситретской свиты (и горизонта) ограничено площадью к югу от месторождения Маарду. Возраст тситретского горизонта соответствует верхней части зоны *Parabolina spinulosa* и зоне *Leptoplastus* (Волкова, 1990а; Paalits, 1992).

Вопрос о возрасте пестовской свиты, которая на схеме (рисунок) помещена на уровень этого горизонта, остается открытым. Акритархи из пестовской свиты не известны, а находки трилобитов (Балашова, 1993) свидетельствуют лишь о ее принадлежности ко второй половине верхнего кембрия.

Стратотипом следующего выше по разрезу володарского горизонта³ принят интервал

1840 - 1856 м скважины Рыбинская-1, расположенной в окрестности г. Рыбинск Ярославской области. Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Impluviculus villosiusculus* Volk., *Lusatia* sp. I., *Lusatia triangularis* (N. umn.), *Striatotheca loculifera* Volk. Типичны также переходящие снизу *Dasydiacrodium caudatum*, *Leiofusa stoumonensis*, *Veryhachium dumontii*, *Trunculamarium revinium*, виды родов *Timofeevia*, *Raphesphaera*, *Cymatiogalea*, *Acanthodiacrodium* и др. Володарский комплекс акритарх известен в литературе как комплекс ВК 4А (Волкова, 1990а). Кроме акритарх, в отложениях горизонта найдены остатки трилобита *Parabolina* sp., свойственного (по заключению К. Лендзен) зоне *Peltura*. В состав горизонта входит нижняя часть бугинской свиты центральных районов Московской синеклизы (по материалам скважин Рыбинская-1 и Даниловская-11), где эти отложения несогласно залегают на подстилающих образованиях. Как отмечалось, находка трилобита *Parabolina* sp. позволяет отнести володарский горизонт к зоне *Peltura*. Однако в центральных районах Московской синеклизы в зону *Peltura* включаются и более высокие слои верхнего кембрия, которые содержат уже существенно иной комплекс акритарх (ВК 4Б). Поэтому интервал разреза, охарактеризованный володарским комплексом акритарх (ВК 4А) предположительно отнесен к нижней части зоны *Peltura* (в широком смысле – как группы зон).

Самый верхний из предложенных нами региональных горизонтов среднего-верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы получил название ладожский. Стратотипом горизонта избран стратотип ладожской свиты (Боровко и др., 1984). Нижняя граница горизонта определяется появлением акритарх *Izhoria angulata* Golub et Volk., *Ooidium rossicum* Tim., *Dasydiacrodium palmatilobum* Tim., *Arbusculidium destombesii* Deunff, *Calyxiella izhorienensis* Golub et Volk., *Nellia longiuscula* Golub et Volk., *N. magna* Volk., *Vogtlandia notabilis* Volk., *Schizodiacrodium brevicrinium* Golub et Volk., *S. fibrosum* Golub et Volk. и многих других. Кроме того, ладожский комплекс акритарх (ВК 4Б) характеризуется также проходящими снизу видами из родов *Cymatiogalea*, *Stelliferidium*, *Timofeevia* и др. (Волкова, 1990а). В отложениях горизонта найдены также остатки трилобита *Parabolina jaroslavica* Suvorova (Шестакова и др., 1976) и разнообразных беззамковых брахиопод и конодонтов (Опорные разрезы..., 1989). В стратотипической местности и в Северной Эстонии (южный склон Балтийского щита) ладожский горизонт с размывом залегают на средне- и верхнекембрийских отложениях и также с размывом перекрывается породами нижнего ордовика. В Московской синеклизе стратиграфическое взаимоотношение горизонта с подстилающими и покрывающими отложениями не ясно (плохой выход керна). В состав горизонта входят

³ Название горизонта происходит от г. Пошехонье-Володарск.

ладожская свита и нижняя часть маардуской пачки южного склона Балтийского щита (Ленинградская область и Северная Эстония), а также некоторая средняя часть бугинской свиты Московской синеклизы. На основании находки трилобита *Parabolina jaroslavica*, приуроченной, наиболее вероятно, к верхней части зоны *Peltura s. l.* (к зоне *Peltura scarabeoides*), а также комплекса акритарх (ВК 4Б), идентичного таковому из зоны *Peltura scarabeoides* Швеции (Tongiorgi, Ribecai, 1990), ладожский горизонт должен быть отнесен к верхней части зоны *Peltura*. Породы ладожского горизонта на северо-западе Русской плиты согласно или с перерывом перекрыты отложениями нижнего тремадока. Верхняя граница горизонта определяется по появлению в разрезе видов, свойственных нижнему тремадоку: *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) Combaz, *A. comptulum* Rasul, *Dicrodiacridium gamusculosum* (Combaz) Volk. и др. Появление этих видов, а следовательно и верхняя граница ладожского горизонта, примерно совпадает с основанием зоны *Cordylodus proavus*. Отложения нижележащих конодонтовых зон *Proconodontus* и *Cordylodus andresi* содержат комплекс акритарх, близкий таковому ладожского горизонта (Волкова, Менс, 1988; Волкова, 1989б). Верхнюю границу ладожского горизонта не переходит также ряд типичных верхнекембрийских видов: *Calixiella izhoriensis*, *Ooidium rossicum*, *Vogtlandia notabilis* и др.

Таким образом, средний кембрий Восточно-Европейской платформы, по нашим данным, расчленяется на кибартайский, веселовский и луковский региональные стратиграфические горизонты. Верхний кембрий платформы подразделен нами на толбухинский, волицкий, ворчинский, тситретский, володарский и ладожский горизонты. За исключением кибартайского, все остальные региональные стратиграфические горизонты среднего-верхнего кембрия платформы установлены впервые.

Разделение на горизонты осадочных образований фанерозоя, сформировавшихся в пределах одного седиментационного палеобассейна, было общепринятым для геологических служб разных республик бывшего СССР. Поэтому авторы надеются, что предложенная в работе региональная схема расчленения средне-верхнекембрийских отложений найдет применение в практике геологических работ, проводимых на территории государств в пределах Восточно-Европейской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арень Б., Бессонова В.Я., Брангулис А.П. и др. Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 234 с.
- Балашова Е.А. Первая находка верхнекембрийских трилобитов на Русской платформе // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. № 12, вып. 2. 1963. С. 126 - 128.
- Боровко Н.Г., Попов Л.Е., Сергеева С.П., Хазанович К.К. Новый комплекс палеонтологических остатков из нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 5. С. 1192 - 1194.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П. Конодонты позднего кембрия и раннего ордовика бассейна р. Ижоры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 149 - 151.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Волкова Н.А. и др. Опорный разрез пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты (р. Ижора) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 54 - 63.
- Брангулис А.П., Волкова Н.А., Карпицкая Л.П. и др. К стратиграфии древних толщ переходной зоны между Балтийской и Московской синеклизами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 12. С. 103 - 109.
- Волкова Н.А. Акритархи из пограничных слоев нижнего-среднего кембрия Западной Латвии // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974. С. 194 - 198.
- Волкова Н.А. Акритархи среднего и верхнего кембрия Московской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 49 - 57.
- Волкова Н.А. О возрасте юлгзеской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии // Сов. геология. 1982. № 9. С. 85 - 88.
- Волкова Н.А. Новые виды акритарх из нижнего тремадока Эстонии // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 79 - 82.
- Волкова Н.А. Акритархи диктионемовых слоев Прибалтики // Всесоюзная палинологическая конференция "Палинология и полезные ископаемые", Минск, 18 - 22 дек. 1989. Тез. докл. Минск, 1989а. С. 61 - 62.
- Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия и ордовика севера Эстонии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989б. № 7. С. 59 - 67.
- Волкова Н.А. Акритархи среднего и верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1990а, 116 с.
- Волкова Н.А. Акритархи юлгзеской свиты Раквереской фосфоритонесной площади, Эстония // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН, 1990б. Вып. 2. С. 7 - 14.
- Волкова Н.А., Голуб И.Н. Акритархи нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 96 - 97.
- Волкова Н.А., Голуб И.Н. Новые акритархи верхнего кембрия Ленинградской области // Палеонтол. журн. 1985. № 4. С. 90 - 98.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пашкявичене Л.Т. и др. Растительные микрофоссилии // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 4 - 38.
- Волкова Н., Каяк К., Менс Кайса, Пиррус Э. Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики // Изв. АН Эст. ССР. Геол. 1981. Т. 30. № 2. С. 51 - 55.

- Волкова Н., Менс Кайса. Распределение акритарх в пограничных слоях кембрия и ордовика разреза Сухкрумьяги (северная Эстония) // Изв. АН Эст. ССР. Геол. 1988. Т. 37. № 3. С. 97 - 101.
- Дмитровская Ю.Е., Никашин Э.С., Усанов Н.А. Стратиграфическое расчленение кембрийских отложений Московской синеклизы // Сов. геология. 1983. № 8. С. 72 - 77.
- Кирьянов В.В. Коллоквиум по акритархам среднего и верхнего кембрия Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 1993. № 3. С. 139 - 140.
- Кирьянов В.В., Приходько В.Л., Матеев В.В. Проблемы стратиграфии кембрия юго-запада Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 1991. № 3. С. 17 - 26.
- Кирьянов В.В., Приходько В.Л. Стратиграфия средне-верхнекембрийских отложений севера Днестровского перикратонного прогиба // Геол. журн. 1994. № 4 - 6. С. 52 - 62.
- Коробов М.Н., Янкаускас Т.В. Среднекембрийский трилобит в древних отложениях Московской синеклизы (Ярославская область) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 3. С. 677 - 678.
- Лендзен К., Коробов М.Н., Розанов А.Ю. Находки трилобитов *Paradoxides oelandicus* в Западной Латвии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 8. С. 132 - 134.
- Менс К., Бергстрём Я., Лендзен К. Кембрий Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). Таллин: Валгус, 1987. 119 с.
- Никашин Э., Брызгалова Е., Горбачев В. и др. Новое в стратиграфии кембрия юго-восточной части Балтийской синеклизы (Калининградская область РСФСР) // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин: АН Эстонской ССР, 1986. С. 152 - 158.
- Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесущей оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Плисов А.А., Горянский В.Ю., Фандерфлей Е.К. Новые данные о границе кембрия и ордовика на северо-западе Русской плиты // Геологические позиции северо-западной окраины Русской плиты в свете новых геологоструктурных данных. М.: Министерство геологии РСФСР. Геологический фонд РСФСР. 1977. С. 3 - 13.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983). Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 48 с.
- Хазанович К.К. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Северной Прибалтики и Ленинградской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 4. С. 120 - 125.
- Шестакова М.Д., Клевцова А.А., Суворова Н.П. К стратиграфии кембрия Московской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 12. С. 58 - 66.
- Янкаускас Т.В. Корреляция кембрийских отложений Литовской ССР (по акритархам) // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974. С. 22 - 29.
- Янкаускас Т.В. К микропалеофитологической характеристике средне- и верхнекембрийских отложений северо-западной части Восточно-Европейской платформы // Изв. АН ЭССР. Геология. 1980. Т. 29. № 4. С. 131 - 135.
- Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1982. 52 с.
- Янкаускас Т.В. Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего кембрия в Литве // Изв. АН Эстонии. Геология. 1991. Т. 40. № 2. С. 152 - 158.
- Martin F., Dean W.T. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician Acritarchs from Random Island, Eastern Newfoundland // Bull. Geol. Surv. Canada. 1981. № 343. 43 p.
- Martin F., Dean W.T. Middle Cambrian acritarchs from the Chamberlains Brook and Manuels River formations at Random Island, Eastern Newfoundland // Paper. Geol. Surv. Canada. 1984. № 1. Pt. A. P. 429 - 440.
- Martin F., Dean W.T. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, Eastern Newfoundland // Bull. Geol. Surv. Canada. 1988. № 381. 81 p.
- Paalits I. Upper Cambrian acritarchs from boring core M-72 of North Estonia // Proc. Est. Acad. Sci. 1992. V. 41. № 1. P. 29 - 37.
- Potter T. British Cambrian acritarchs. A preliminary account // Rev. Palaeobotan. and Palynolog. 1974. V. 18. № 1/2. P. 61 - 62.
- Tongiorgi M., Ribecai C. Late Cambrian and Tremadocian phytoplankton (acritarchs) communities from Öland (Sweden) // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1990. V. 29. № 1. P. 77 - 88.
- Vanguetaine M. Critères palynostratigraphiques conduisant à la reconnaissance d'un pli couché revinien dans le sondage de Grand-Halleux // Ann. Soc. géol. Belgique. 1978 (1977). V. 100. P. 249 - 279.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.73/(268.45)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА КОЛГУЕВ (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

© 1995 г. Э. Н. Преображенская, В. И. Устрицкий, Е. Г. Бро

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана,
190121 Санкт-Петербург, пр. Маклина, 1, Россия*

Поступила в редакцию 08.07.93 г., получена после доработки 26.12.94 г.

Приведена первая, палеонтологическая обоснованная схема стратиграфии палеозойских отложений Колгуева, основанная на изучении разрезов всех пробуренных на острове скважин. Выделены ярусы и в ряде случаев горизонты единой шкалы. Установлен характер фациальных изменений. Разрез может служить надежной опорой при проведении сейсмических и буровых работ на прилегающем шельфе, где уже открыты нефтегазовые месторождения.

Ключевые слова. Баренцево море, о. Колгуев, скважины, стратиграфия, литология, палеозой, корреляция, фации.

Баренцево море в последние годы привлекает всеобщее внимание, благодаря открытию в его акватории Приразломного месторождения нефти, гигантского Штокмановского и ряда более мелких газовых месторождений. Остров Колгуев представляет единственный довольно крупный (80 × 80 км) участок суши, расположенный в юго-восточной части моря (рис. 1А), поэтому его строение представляет особый интерес. Он почти нацело покрыт четвертичными отложениями, из-под которых лишь на севере в береговых обрывах кое-где выходят верхнемеловые осадки.

Сведения о палеозойских отложениях острова содержатся в двух статьях. В первой из них (Енцова и др., 1981) приведено описание разреза верхней части перми (от верхов артинского яруса), вскрытого двумя поисковыми скважинами на южном берегу острова у пос. Бугрино. Вторая (Бро и др., 1988) дает краткое, без палеонтологическое обоснования, описание всего разреза палеозоя до ордовика, вскрытого двумя скважинами в восточной части острова на Песчаноозерской структуре. Есть еще две небольшие заметки, посвященные пермским рифам (Преображенская и др., 1991) и девонскому спорово-пыльцевому комплексу (Дибнер и др., 1988).

Между тем, с 1980 г. на острове в связи с обнаружением нефти в триасовых отложениях Песчаноозерской площади развернулось глубокое бурение. Всего пробурено более 50 скважин максимальной глубиной до 4740 м (скв. ЗП-1).

Скважины распределены неравномерно и сосредоточены, в основном, в восточной части острова, на Песчаноозерской площади (рис. 1Б); на остальных площадях пробурено от одной до семи скважин. Почти все скважины вскрыли верхний палеозой, часть – девон и лишь две из них, на юге

(БГ-1) и северо-западе (СЗ-202) острова дошли до основания ордовика.

Выход керна по разным скважинам колеблется от 7.5 до 18%. Комплексное расположение скважин на Песчаноозерской площади позволило охарактеризовать кернам практически весь разрез. Высокое качество каротажа обеспечило его информативность и дало возможность скоррелировать с его помощью остальные разрезы. Правильность корреляции во всех случаях подтверждалась изучением керна, выход которого был максимальным именно на тех площадях, где скважины немногочисленны.

На рис. 2 приведены сводные разрезы палеозоя для соответствующих площадей на о. Колгуев. Наиболее сложно построенная верхнепермская часть разреза иллюстрируется более детальными колонками трех конкретных скважин, расположенных на юге, северо-западе и востоке острова (рис. 3).

Литологическая обработка и построение разрезов по данным стандартного каротажа проведены Э.Н. Преображенской и Е.Г. Бро. В обработке палеонтологических материалов принимал участие большой коллектив палеонтологов из различных организаций (ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ПИН и др.). Акритархи ордовика определяла В.А. Рудавская; брахиоподы ордовика – Л.Е. Попов и В.И. Бондарев; брахиоподы девона – С.В. Черкесова; флору девона – Н.М. Петросян; рыбы девона – А.О. Иванов; мисоспоры девона – А.Ф. Дибнер, М.С. Станичникова, Н.С. Васильева, Н.И. Вербова; конодонты девона и карбона Ю.В. Деулин и Н.Н. Соболев; фораминиферы девона, карбона и низов перми – М.Ф. Соловьева; фузулиниды позднего палеозоя, кроме нее, определяли М.Н. Изотова, А.Н. Николаев, В.И. Давыдов и Б.И. Чувашов; мелкие

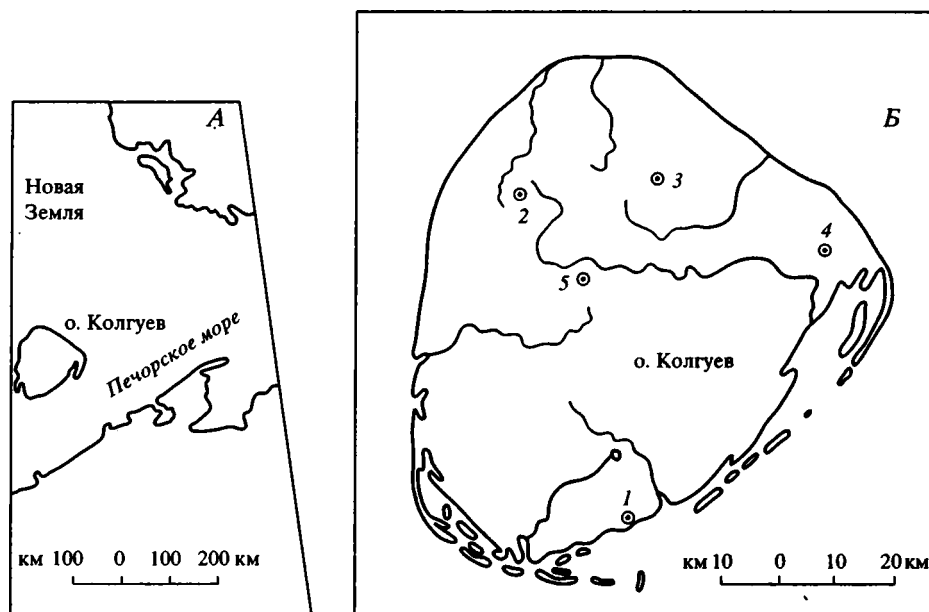


Рис. 1. А. Положение о. Колгуева в Печорском море (юго-восточная часть Баренцева моря).

Б. Расположение разбуренных площадей на о. Колгуев.

Площади: 1 – Южная (скв. Бугринская-1, № 140, 141); 2 – Северо-Западная (скв. Северо-Западная-202; Портновская-1); 3 – Северная (скв. Западно-Песчаноозерская-1); 4 – Восточная (Песчаноозерская, скважины Песчаноозерские № 1 - 46); 5 – Центральная (скв. Таркские № 1 - 7).

Сокращенные названия скважин в тексте:

Бугринская – БГ; Северо-Западная – СЗ; Западно-Песчаноозерская – ЗП; Песчаноозерские – ПО; Таркские – Т.

фораминиферы карбона и перми – Г.П. Сосипатрова и С.А. Гринченко; брахиоподы карбона и перми – Г.Е. Черняк и В.И. Устрицкий; мшанки перми – И.П. Морозова и Л.В. Нехорошева; двусторонки перми – О.В. Лобанова, М.М. Астафьева, Г.П. Канев; флору перми – Ю.Г. Гор; споры и пыльцу перми – Л.А. Фефилова и Л.М. Варюхина; филлоподы девона и перми – В.А. Молин.

Проводимые исследования позволили довольно детально расчленить осадочный чехол. Ярусы выделены в отложениях всех систем, подъярусы – в девоне и карбоне. Некоторая условность выделения ярусов в верхней перми связана скорее с несовершенством ярусной шкалы системы, чем с недостаточностью палеонтологических данных. В некоторых скважинах с наибольшим выходом керна удалось наметить горизонты унифицированной схемы, однако корреляцию всех скважин можно провести лишь по ярусам. Это позволило в свою очередь, несмотря на небольшие размеры острова, в ряде случаев, выявить существенные фациальные различия и объяснить их природу. Полученные материалы легли в основу настоящей статьи.

Разрез палеозоя на о. Колгуев довольно четко разделяется на шесть литолого-стратиграфических комплексов (рис. 2): 1) ордовикский, 2) нижнедевонский, 3) верхнедевонский, 4) нижнекаменноугольный, 5) среднекаменноугольный – сакмар-

ский и 6) артинский – татарский. Четыре нижние отчетливо обособляются благодаря наличию между ними стратиграфических перерывов. Верхний, хотя и не отделен от подстилающего комплекса перерывом, четко отличается в связи с преобладанием в его составе терригенных пород. Все породы залегают практически горизонтально.

1. *Ордовикский комплекс* в наиболее полном объеме вскрыт на юге и северо-западе о. Колгуева. На Песчаноозерской площади отдельные скважины (ПО-4 и ПО-46) вскрыли только самую верхнюю часть его. Комплекс охватывает мощную терригенную толщу от пограничных слоев с кембрием до среднего (?) ордовика включительно. Разрез представляет крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, нижняя часть которого (тремадокский ярус) сложена преимущественно сероцветными лагунно-морскими породами с акритархами, брахиоподами, ракообразными (филлокаридами); средняя (аренигский ярус) – чередованием красноцветных, зеленоцветных и очень редко сероцветных морских и континентальных аргиллитов, алевролитов и песчаников с акритархами, брахиоподами и редкими трилобитами в основании яруса; верхняя (среднеордовикская?) часть разреза представлена, в основном, континентальной толщей циклического переслаивания красноцветных, реже зеленоцветных алевролитов, песчаников, изредка аргиллитов.

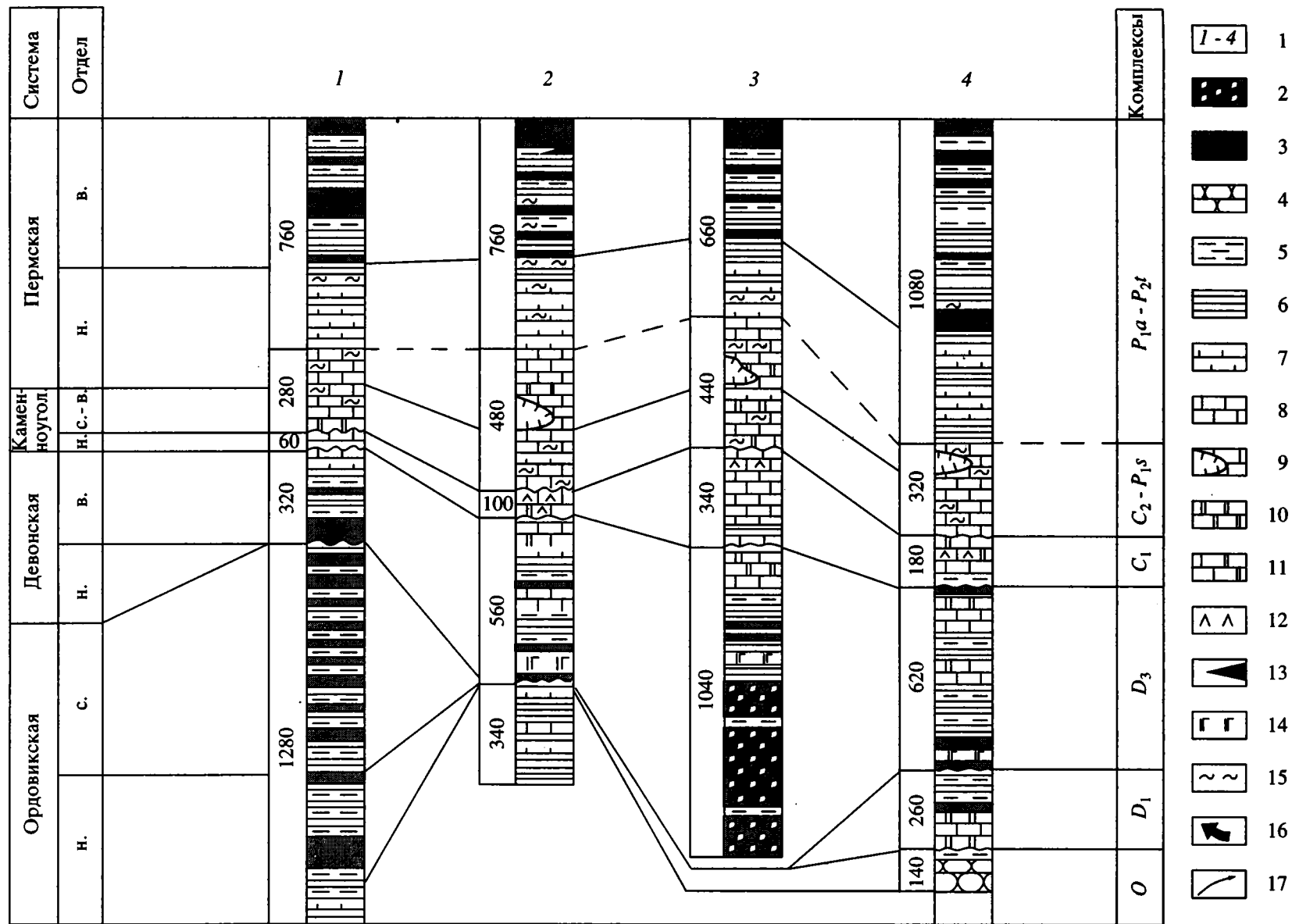


Рис. 2. Схема сопоставления палеозойских отложений. Номера разрезов соответствуют номерам площадей на рис. 1.

1 – разрезы; 2 – конгломераты, гравелиты; 3 – песчаники; 4 – песчаники кварцитовидные; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – аргиллиты известковистые, мергели; 8 – известняки; 9 – рифогенные постройки и продукты их разрушения; 10 – доломиты; 11 – известняки доломитизированные; 12 – ангидриты; 13 – угли, углистые породы; 14 – базальты; 15 – кремнистость в породах; 16 – трансгрессивная часть цикла; 17 – регрессивная часть цикла (16 и 17 – к рис. 3). н. – нижний, с. – средний, в. – верхний.

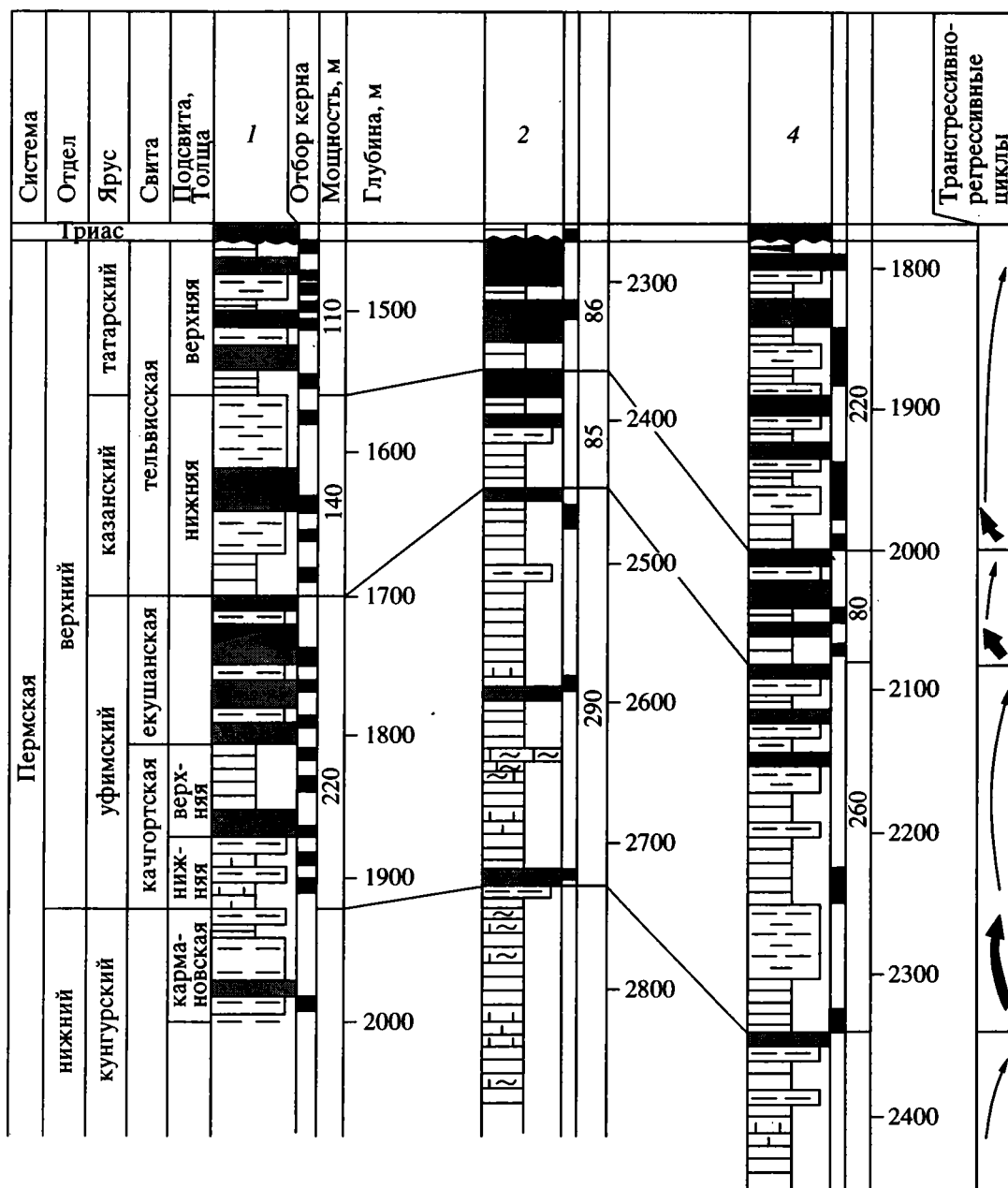


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов верхней перми в конкретных скважинах на о. Колгуев.

1 – скв. № 140 (по Енцовой и др., 1981); 2 – скв. Северо-Западная-202; 4 – скв. Песчаноозерская 4; Усл. обозначения см. на рис. 1, 2.

Тремадокская часть комплекса представляет цикл второго порядка, большая часть которого сложена темно-серыми, реже зелеными и красно-бурыми глинистыми породами с тонкими прослоями тонкозернистых серых алевролитов, в верхней части разреза сменяющихся пачками *B. exinatum* Eis., *Tetraniveum* sp., *Dasydorus* sp., *Peteinosphaeridium* sp. (скв. БГ-1, глубина 3859 - 3783 м) и брахиоподы *Angarella* ex gr. *Iopatini* Assat. (скв. БГ-1, гл. 3781 м). Мощность – 220 м.

Среднеордовикская (?) часть комплекса представляет верхнюю, регрессивную половину крупного ниже- среднеордовикского цикла первого порядка. Палеонтологические остатки в этой части разреза не обнаружены. В составе ее преобладают красноцветные алевролиты и песчаники с прослоями седиментационных брекчий. Характерна косая слоистость, как мелкая, так и крупная, размыты на границах мелких циклов, следы оползания осадка. Состав песчаников полимик-

товый, реже кварцевый. Среди обломков пород преобладают микрокварциты и метаморфические слюдистые сланцы, встречаются кислые эффузивы. В верхней части разреза появляются прослои светлых кварцитовидных песчаников. Возраст этой части комплекса установлен условно по аналогии с возрастом нибельской свиты Тимано-Печорской области, имеющей сходный литологический состав (Белякова, 1988) и мощность 880 м. Мощность всего ордовикского комплекса более 1500 м.

2. *Нижнедевонский комплекс*, установленный только в одной скважине ПО-46 на Песчаноозерской структуре, представлен толщей пород карбонатно-терригенного состава, залегающей на зеленых и красноцветных аргиллитах среднего (?) ордовика.

В основании залегает пласт плохо сортированных желтовато-розовых кварцевых песчаников с гальками кварца и кварцитовидных песчаников мощностью 3 м. Средняя часть представлена доломитами с прослоями доломитизированных органогенных известняков. Все породы содержат примесь терригенного кварца и включения ангидрита. Верхняя половина разреза, судя по шламу, сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Встречаются сероцветные, зеленоцветные и красноцветные разности. Возраст установлен по находке в известняках из средней части разреза конодонтов *Pelekysgnathus* cf. *serratus* Ientzsch, *Pedavis* sp.; обычных для лохковского – пражского ярусов (скв. ПО-46, глубина 3736, 3739 м). Мощность – 260 м.

3. *Верхнедевонский комплекс* распространен по всему острову, залегает трансгрессивно обычно на породах нижнего и среднего ордовика, реже – нижнего девона. Комплекс включает отложения франского и фаменского ярусов, выделяются подъярусы. На границе нижнего и верхнего франа фиксируется перерыв. Верхняя часть комплекса на большей части площади отсутствует. Разрез сложен терригенными, в меньшей степени карбонатными породами; последние присутствуют, в основном, в фаменской части.

Базальная часть комплекса сложена грубыми терригенными породами. На северо-западной, северной и восточной частях острова эта часть разреза содержит мощный покров миндалекаменно-го базальта и прослой туфов. Мощность покрова на северо-западной площади – 75 м, на северной и восточной уменьшается до 30 м. В южном разрезе базальтов нет. В основании разреза отмечаются пласты плохо сортированных розовато- и зеленовато-серых песчаников как кварцевого, так и полимиктового состава с рассеянными гальками. Мощность пластов варьирует от 6 до 15 м. Только на севере острова развита мощная (более 600 м) толща сиренево-розовых и вишнево-бурых песчаников, гравелитов, конгломератов с отдельны-

ми валунами размером более 10 см. В составе галек преобладают основные эффузивы, слюдистые сланцы, кварциты, кварц, красноцветные ордовикские породы. Встречаются кислые и средние эффузивы и гранитоиды. В средней части толщи определены конодонты нижнего франа *Spathognathodus* (Youngquist) *gradatus* и *Hindeodella germana* Hels. (скв. ЗП-1, гл. 4350 м). Надбазальтовые слои нижнефранской части комплекса содержат раннефранские растительные остатки *Gigophyton gilkin-eft* Lecl., *Archaeopteris acuta* Tschirk., *Svalbardia* sp. и рыбы *Asterolepsis* sp., *Na placanthus* sp. Розовых песчаников и алевролитов. Аргиллиты тонко-линзовидно-волнистослоистые, содержат пирит, изредка фосфатные бобовины и ооиды. В средней части отмечается пачка известковистых аргиллитов, мергелей, глинистых водорослевых известняков. По всему разрезу встречаются акритархи и раковины лингулид. В основании выделен комплекс акритарх верхнего кембрия – нижнего тремадока, включающий *Ladogella longinsula* Golus. et Volk., *L. rotundiformis* Golub. et Volk., *Stellechinatum incinatum* Downie, *Stelliferidium* aff. *cortinullum* Denuff., *Cymatigalea cuvilliera* Denuff., *Polygonium sexradiatum* (Tim.) Volk., *Acanthodiacrodium angustum* D.C., *A. polymorphum* Tim., *A. invictum* Rasul., *A. spinutisium* Tim. и др. (скв. СЗ-202, гл. 4418 м, 4492 м).

В средней части обнаружены собственно тремадокские акритархи *Saharidia fragilis* Downie, *Acanthodiacrodium comptulus* Rasul., *A. aff. ovatum* Tim., *Vulcanisphaera britanica* Rasul., *V. africana* Rasul., *Buedingsphaeridium tremadocum* Rasul., *Microhystridium shinetonensis* Downie и др. (скв. 202, гл. 4275 м; скв. БГ-1, гл. 4150, 4082 м).

В верхней части разреза появляется поздне-тремадокская *Pireia* sp. (скв. СЗ-202, гл. 4225 м). По всему разрезу встречаются раковины лингулид *Lingulinella* aff. *davissi* (Mac Coy) (скв. СЗ-202, гл. 4492 - 4225 м; скв.-1, гл. 4154 - 4082 м), характерные обычно для верхнего кембрия, но встречающиеся вместе с тремадокскими акритархами. Мощность тремадока более 400 м.

Аренгская часть комплекса также представляет цикл второго порядка, по строению схожий с тремадокским. Отличием является резкое преобладание красноцветных и зеленоцветных пород над сероцветными и увеличение числа и мощности прослоев алевролитов и песчаников. В нижней части цикла определены аренгские акритархи *Baltisphaeridium hirsutoides* Eis., *B. brevispinosum* Eis., *B. multispinosum* Eis. (скв. БГ-1, гл. 2802 м). На северо-западе острова разрез этой части комплекса заканчивается красноцветной каолиново-железистой (гематито-лимонитовой) корой выветривания, на которой с размывом залегают осадки верхнего франа. Мощность нижнефранской части комплекса на большей части территории колеблется от 10 до 70 м (без изверженных пород) и лишь на севере острова превышает 600 м.

Верхнефранская часть комплекса сложена преимущественно сероцветными аргиллитами, кварцевыми и полимиктовыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями водорослевых известняков. Отмечаются глауконитовые разности, а также породы, содержащие фосфатизированные и лимонитизированные обломки фауны. Встречаются неопределимые брахиоподы и конхостраки. Из этих отложений в скважинах ПО-4 и ПО-46 выделен позднефранский палинокомплекс (Дибнер и др., 1988), разделенный на воронежский и евланово-ливенский подкомплексы. Мощность верхнефранской части комплекса возрастает от 180 м на юге до 400 м на северо-западе и 230 - 280 м на востоке острова.

Фаменская часть комплекса в наиболее полных разрезах (скважины ПО-8 и СЗ-202) подразделяется на два подъяруса, каждый из которых представляет цикл трансгрессивно-регрессивного строения. Нижние части циклов сложены морскими известняками, верхние – преимущественно лагунно-морскими и континентальными терригенными породами. В кровле комплекса фиксируется железистая кора выветривания.

Нижнефаменские известняки представлены, в основном, водорослевыми и онколитовыми разностями. Они в разной степени доломитизированы, содержат глауконит, пирит, ангидрит и барит. Присутствуют остатки брахиопод, иглокожих, раннефаменских фораминифер *Bisphaera irregularis* Bir., *B. gigantea* Con et Lys., *B. malevkensis* Bir., раннефаменских харовых водорослей *Umbella globula* Reitl., *U. regularis* Skr., *Quasiumbella rotunda* Byk., *Q. nana* (Reitl.), *Pseudoumbella dondassica* Ber. и др. (скв. ПО-4, гл. 3260, 3255 м). Присутствуют прослои известняков с ооидными биогенными образованиями “боболитами” – *Bobolites petchoricus* Rad. (скв. ПО-4, гл. 3240 м.).

Верхняя часть нижнефаменского цикла сложена кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами, реже известняками и доломитами с прослоями лимонитовых и лептохлоритовых оолитовых разностей. Характерны разные цвета окраски: серые, бурые, зеленоватые, красно-бурые. Встречаются остатки брахиопод, рыб и раннефаменские миоспоры (Дибнер и др., 1988).

Верхнефаменские известняки, преобладающие в нижней части подъяруса, органогенные, представлены водорослевыми мшанково-криноидными разностями, часто с прослоями мергелей. Содержат позднефаменский комплекс фораминифер. В нижней половине определены *Septaglosspiranella nana* Reitl., *S. parva* (Durk.), *S. romanica* Lip., *Septatournayella rauserae* Lip., *Septabrunsiina kingirica* (Reitl.), *Tournayella discoidea* Dain. и др. (скв. ПО-4, гл. 3132 м; скв. ПО-8, гл. 3329 м). В верхах известняковой части разреза преобладают *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. ex gr. ki-*

nensis Leba, *Q. kobeitusana* (Raus.) (скв. СЗ-202, гл. 3700 м; скв. ЗП-1, гл. 3840 м). На этих же глубинах в прослоях мергелей и аргиллитов определен позднефаменский комплекс миоспор.

Верхи верхнефаменского подъяруса сложены исключительно терригенными породами: темно-серыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с прослоями розовых, зеленовато-серых и белых кварцевых песчаников и алевролитов. В самых верхах есть красноцветные аргиллиты, переходящие в красно-коричневые до сине-черных гематитовые породы, представляющие, видимо, кору выветривания. Серые глинистые породы содержат заволжские миоспоры с *Retispora lepidophyta* (Kedo) (скв. ПО-8, гл. 3211 м).

Мощность фаменской части верхнедевонского комплекса варьирует от 50 до 340 м. Наиболее полный разрез наблюдается на северо-западной и северной площадях, а также в скв. ПО-8 на Песчаноозерской структуре.

Мощность всего верхнедевонского комплекса меняется от 320 м на юге до 560 м на северо-западе и 620 м на востоке. Максимальная мощность – более 1040 м зафиксирована в северной части острова (скв. ЗП-1).

4. *Нижнекаменноугольный комплекс* разделяется на два подкомплекса: турнейский и верхневизейско-серпуховский. Первый из них присутствует лишь на севере острова, второй – повсеместно.

Турнейская часть комплекса начинается с карбонатно-терригенной пачки пестроцветных пород лагунно-континентального происхождения мощностью около 20 м с раннетурнейскими миоспорами *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby et Neves и *Verrucosisporites gobbettii* Pleford (скв. ПО-8, гл. 3204 м), залегающей с размывом на железистой коре выветривания. Вышележащая часть турнейского яруса представлена преимущественно известняками, реже доломитами с прослоями кварцевых песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов. Все породы серого, темно-серого до черного цвета, обогащены органическим веществом, содержат пирит. В известняках определены позднетурнейские фораминиферы *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Ch. (Rectochnyshinella) mirabilis* (Lip.) (скв. ЗП-1, гл. 3663 м). Мощность в северном разрезе составляет около 120 м, на Песчаноозерской площади – около 9 м.

Расположенные по всей площади верхневизейские отложения представлены светлыми органогенными фораминиферово-криноидными известняками и буровато-серыми, коричневыми доломитами с прослоями белого ангидрита и темно-серых аргиллитов, обогащенных органическим веществом. В известняках присутствуют прослои, нацело сложенные раковинами брахиопод *Gigantoproductus ex gr. moderatus* Schw., *G. latexpansus* Sar. и реже *Striatifera striata* Fisch. (скв. СЗ-202, гл. 3595 м) – фации, типичные для верхнего визе Рус-

ской платформы. По фораминиферам в верхневизейских отложениях выделены алексинский, михайловский и венёвский горизонты. Для первого типичны *Pseudoendothyra struvei* Moeller, Ps. sf. *subpressa* Schlijk., *Archaeiscus krestovnikovi* Raus., *A. karrer* Brody., *Endothyranopsis intermedia* Raus. и др. (скв. ПО-3, гл. 3507 - 3457 м; скв. СЗ-202, гл. 3595 м). Михайловский горизонт содержит массовые *Globoendothyra*; здесь впервые появляются *Neoarchaediscus rugosus* Raus., *Asteroarchaediscus cf. ovoides* Raus. и др. (скв. ПО-3, гл. 3457 - 3452 м). В самых верхах разреза отмечается обеднение родового состава, связанное с преобладанием доломитов. В связи с этим в составе фораминифер веневского горизонта доминируют различные *Eostaffella* (*E. ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus. и др.) (скв. ПО-3, гл. 3452 - 3448 м; скв. СЗ-202, гл. 3560 м). Мощность верхневизейской части разреза колеблется от 20 м на юге до 60 м на востоке острова.

В составе серпуховских отложений преобладают белые, голубовато-серые и розовые ангидриты и темно-бурые доломиты с celestinitom. Встречаются прослои карбонатных брекчий, голубовато-зеленых аргиллитов и розовато-бурых и голубоватых кварцевых песчаников. Макрофауны нет. Фораминиферы обильны в верхней части разреза, где встречаются прослои известняков. Особенно богатый комплекс встречен в восточной части о. Колгуева, откуда известны *Omphalotis geniculata* Gan., *O. minima* Raus., *Eostaffellina delicata* Ros., *E. paraprotvae* Raus., *E. protvae* Raus., *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. proikensis* Raus. и др. (скв. ПО-4, гл. 3005 м). Мощность серпуховских отложений колеблется от 30 м на юге до 50 - 120 м на востоке.

На юге и северо-западе острова в шлеме встречены фораминиферы *Millerella carbonica* Grozd. et Leb., *M. paracarbonica* Man., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ozawainella aff. umbonata*, Brazhn. et Pot., характерные для башкирского яруса (скв. БГ-1, гл. 2526 м; СЗ-202, гл. 3474 м). Возможно, в состав комплекса входила и часть башкирского яруса, сложенная органогенными известняками, уничтоженная на большей части площади предмосковским размывом.

Мощность комплекса варьирует от 60 м на юге до 100 - 180 м на востоке и 340 м - на севере.

5. Комплекс, который мы называем *среднекаменноугольно-сакмарским*, начинается обычно с подольского горизонта верхнемосковского подъяруса и только на северо-западе острова - с каширского. Почти весь башкирский ярус и нижнемосковский подъярус на большей части территории выпадают из разреза. Непосредственный контакт в скважинах не вскрыт, однако находки серпуховских и верхнемосковских фузулинид располагаются в большинстве скважин настолько близко, что не остается места для какой-либо

терригенной базальной пачки. Нет ее следов и на каротажных диаграммах, где граница фиксируется отчетливо по появлению плотных органо-генных известняков.

Нижняя и верхняя части комплекса существенно различаются. Нижняя, охватывающая верхнемосковский подъярус и верхний карбон, в целом, довольно хорошо выдерживается по всему острову. Верхняя, ассельско-сакмарская характеризуется появлением цепочки рифов и существенными фацильными отличиями на разных участках, поэтому они будут рассмотрены отдельно.

В средне-верхнекаменноугольных отложениях преобладают серые, иногда почти белые органо-генные известняки, сложенные остатками брахиопод, мшанок и криноидей. В северо-западных и северо-восточных разрезах в верхнем карбоне появляются зеленовато-серые и темно-серые мергели, а известняки становятся более темными. Здесь обычны следы оползания осадка и включения белых органо-генных известняков в мергелях и черных известняках.

Для пород среднего и верхнего карбона характерна кремнистость. Кремнезем разной степени раскристаллизации встречается как в виде неравномерно распространенной примеси в известняках, так и в виде линз и прослоев мощностью до 10 - 15 см. В известняках среднего карбона отмечаются включения ангидрита, а породы верхнего карбона постоянно содержат зерна глауконита.

Фаунистическая характеристика средне- и верхнекаменноугольных отложений существенно различается.

Среднекаменноугольная часть разреза содержит богатейшие комплексы фузулинид, позволяющие выделить каширский горизонт с *Neostaffella subquadrata* (Grozd. et Leb), *N. vohzgalica* (Saf.), *N. kremsi* (Raus.), *Profusulinella meridiana* Bensch., *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. kumpani* Sosn., *O. paratingi* Man (скв. СЗ-202, гл. 3405 м); подольский горизонт с *Parawedekindellina subovata* Saf., *P. kamensis* Saf., *P. curta* Grozd., *Pseudostaffella cf. ivanovi* Raus. и др. (скв. БГ-1, гл. 2500 м) и мячковский горизонт с *Fusulinella laxa* Sheng, *Wedekindellina excentrica* Roth. et Sc. *Schubertella acuta* Raus. и др. (скв. БГ-1, гл. 2422 м). На границе с верхним карбоном последние *Wedekindellina* встречаются вместе с протритицитами (*P. pseudomontiparus* Put., *P. ovatus* Put.) (скв. БГ-1, гл. 2420 м). Нижняя часть верхнего карбона, в отличие от среднего, практически не содержит фузулинид, хотя присутствие этих отложений в минимальном объеме (около 20 м) доказывается находкой касимовских конодонтов *Streptognatodus excelsus* St. et Pl., *St. cancellus* (Gummel.), *St. cf. gracilis* St. et Pl. (скв. БГ-1, гл. 2398 м). Отложения гжельского яруса содержат фузулиниды и мелкие фораминиферы по всему разрезу. Нижняя часть яруса охарактеризована *Pseudofusulinella prima* Skinner et

Wild., *P. annae* (Grozd.), *P. pulchra* Raus. et Bel., *P. aff. usvae* Dutk., *P. bella* (Grozd. et Leb.), *Fusiella* ex gr. *schubertel linoides* Sul. (ЗП-1, гл. 3182 м); верхняя – *Pseudofusulinella antiqua* Skin. et Wild., *Ps. delicata* Skin. et Wild., *Schellwienia modesta* (Scherb.); *Sch. cognata* (Konov.), *Sch. grata* (Kon.), *Sch. signata* (Kon.), *Schwagerina lilia* (Kon.) (скв. СЗ-202, гл. 3225 м).

Верхнемосковские и верхнекаменноугольные брахиоподы представлены единым комплексом, не содержащим обычных для Русской платформы и Тимано-Печорской области хлориститов и сходным с аналогичным в зилимских слоях Приуралья. Наличие у брахиопод в ряде случаев сохранившихся длинных игл свидетельствует о том, что они существовали на значительной глубине, где воздействие волн было слабым. Наиболее обычными формами являются *Plicatifera pseudoplicatilis* Step., *Jakovlevia pseudoartiensis* Stuck., *Achunoproduktus achunowensis* Step., *Eomarginifera timanica* Tschern., *Brachythyridina strangwaysi* Vern. (скв. БГ-1, глубины 2500; 2419; 2398 м). На северо-востоке острова брахиоподы становятся более однообразными, а сами раковины мельче, что связано с увеличением глубины бассейна.

Мощность верхнемосковских отложений колеблется от 80 до 140 м. Минимальной она является на юге острова, в Бугрино и постепенно увеличивается на север и северо-восток. Изменения мощности верхнекаменноугольных отложений не столь велики – от 60 до 80 м; намечается некоторое сокращение мощностей на северо-восток.

Верхняя часть комплекса характеризуется существованием трех фациальных зон.

На востоке острова, в большей части скважин Песчаноозерской площади ассельско-сакмарские отложения представлены серыми, зеленовато-серыми глинистыми известняками и мергелями со следами оползания осадка, иногда пиритизированными. Породы очень напоминают сезымскую свиту Печорского бассейна. Фузулины относительно редки и встречаются, в основном, в основании ассельского яруса (*Pseudofusulinella nana* Semina, *Ps. cf. blochini* Korzh., *Daixina cf. tschernovi* Mukh., *Triticites arcticus* Schellw. (скв. ПО-4, гл. 2788 - 2816 м). Вместе с ними появляется комплекс мелких нодозарий, обычных для сезымской свиты *Protonodosaria praecursor* Raus., *Nodosaria clavatoides* Raus., *N. bella* Lip., *N. parva* Lip. и др.). Брахиоподы имеют угнетенный облик, сходны с верхнекаменноугольными и проведение по ним границы карбона и перми практически невозможно.

Западнее располагается полоса рифов и продуктов их разрушения шириной около 6 км. Она захватывает западную часть Песчаноозерской площади и от нее поворачивает на северо-запад (Преображенская и др., 1993). Породы представлены светлыми массивными известняками, нацело сложенные разнообразными водорослями (зелеными, красными и сине-зелеными), реже

мшанками и водорослями вместе. Кроме собственно рифовых тел, в керне скважин встречаются и продукты их разрушения – мелкообломочная брекчия, состоящая из обломков рифовых тел, обычно сильно пористая, слабо сцементированная. Рифовый комплекс охватывает как ассельский, так и сакмарский ярусы, во всяком случае таубский горизонт, о чем свидетельствует комплекс фузулинид: *Schubertella transitoria* Staff., *Sch. ex gr. paramelonica* Sul., *Sch. sphaerica* Raus., *Triticites* ex gr. *shikhanensis* Kosov., *Tr. ex gr. schwageriniformis* Raus (скв. ПО-38, гл. 2906 м).

Третий тип разреза вскрыт на Таркской площади, в центре острова. Его отличительной чертой является присутствие светло-серых, почти белых ангидритов, отсутствующих в других разрезах. Здесь преобладают темно-серые глинистые тонкослоистые известняки с обилием мшанок, часто доломитизированные с прослоями светло-бежевых доломитов. Встречены остатки цельных губок, присутствует растительный детрит. Синхронность этих отложений рифам подтверждается редкими находками фузулинид *Schubertella sphaerica* Raus., *Sch. compacta* Sul., но в составе фораминифер доминируют нодозарииды *Protonodosaria subcuboides* (Raus.), *Pr. subtenius* (Grozd. et Leb.) и др. (скв. Т-1, гл. 2998 м; скв. Т-7, гл. 3080 м).

Гипсоносные отложения рассматриваемой зоны представляют, очевидно, комплекс зарифовых лагун. Если это справедливо, то отложение первой зоны следует рассматривать как склон от рифов к глубоким Новоземельскому и Южно-Баренцевскому прогибам.

Мощность ассельско-сакмарских отложений колеблется в значительных пределах, от 250 до 50 м. Максимальны мощности в центральной части острова, т.е. в зоне лагун. В зоне развития рифов мощность сокращается до 160 - 180 м. На востоке острова она продолжает уменьшаться, не превышает 110 м, а иногда сокращается и до 50 м, что обусловлено, очевидно, оползанием части материала по склону на восток и северо-восток за пределы острова и переходу к зоне некомпенсированного осадконакопления.

Общая мощность комплекса несколько увеличивается с юга на восток (от 280 до 320 м). В крайнем восточном разрезе она вновь снижается до 200 м. Максимальная мощность (480 м) установлена в северо-западной части острова.

6. *Артинско-татарский комплекс* сложен преимущественно терригенными породами. Пачки известняков значительной мощности отмечаются лишь в артинской части разреза. Переход от карбонатных отложений предыдущего комплекса к терригенным происходит постепенно, поэтому его нижняя граница не очень отчетлива. Условно она проведена по подошве первой мощной пачки терригенных пород.

Комплекс в целом сходен с одновозрастными отложениями Тимано-Печорского региона, хотя отличается преобладанием морских отложений и меньшим количеством песчаников. В частности, наиболее мощная и характерная пачка песчаников, выделявшаяся предыдущими исследователями в Тимано-Печорской области и на юге Колгуева (Енцова и др., 1981) в качестве екушанской свиты, в других частях острова резко сокращается по мощности, а на северо-западе исчезает вообще, что не позволяет сохранить принятое для Бугринского разреза расчленение на свиты для всего острова (рис. 3).

Мощная терригенная толща имеет цикличное строение. Нижние, трансгрессивные части циклов сложены, в основном, аргиллитами с морской фауной или (в нижней части комплекса) мергелями. Выше по разрезу увеличивается количество и размер терригенного материала, появляются признаки лагунных и континентальных фаций и циклы заканчиваются существенно песчаниковыми пачками с растительными остатками, прослоями углистых пород, а в отдельных разрезах – каменно-го угля. Выделение крупных циклов положено в основу расчленения и корреляции разрезов скважин. В условиях невозможности прямой корреляции со стратотипами ярусов верхней перми ввиду существенных различий фаунистической характеристики, границы циклов в значительной мере условно принимаются за границы ярусов (рис. 3). Это довольно хорошо согласуется с данными по спорам и пыльце, позволяющими сопоставить разрез с хорошо изученным Печорским бассейном.

Изменения в оценке возраста отложений по сравнению с предыдущей статьей Ф.И. Енцовой и соавторов (1981) сводятся к следующему: В Бугринском разрезе вся кармановская толща, нижняя половина которой считалась еще артинской, отнесена к кунгурскому ярусу; качгортская и екушанская свиты – к уфимскому, хотя последняя ранее считалась уже казанской; к татарскому ярусу отнесена верхняя половина тельвисской свиты, большая часть которой также считалась еще казанской.

Эти изменения возраста, вытекающие из анализа комплекса органических остатков, хорошо согласуются с новейшими данными по другим регионам. Значительная часть отложений, долгое время считавшихся в Арктике казанскими, сейчас относится либо к уфимскому, либо к татарскому ярусам (Основные черты..., 1984).

Разрез артинского яруса сложен известняками и терригенными породами, в отдельных слоях со значительной примесью кремнистого материала. Соотношение пород по площади варьирует. Известняки серые, иногда розоватые, часто с включениями кремния, органогенные, переполненные обломками мшанок и криноидей. Аргиллиты темно-серые, реже – красновато-бурые. Алевро-

литы и песчаники светло-серые кварцевые, с участками спонголитов. Породы содержат характерный для артинских отложений комплекс брахиопод, включающий *Anidanthus ufensis* Stuck., *Uraloproductus stuckenbergianus* Krot., *Jakovleva mammatiformis* Fred., *Spiriferella saranae* Vern. (скв. Т-1, гл. 2795 - 2799 м). На северо-западной площади в основании разреза обнаружены раннеартинские (бурцевские) фузулиниды *Waeringella schoriensis* Kon., *Pseudofusulina trivialis* Shir., *Ps. arlarovi* Raus., *Ps. pedisequa* Viss., *Ps. concessa* Viss., *Ps. adjuncta* Shir. и др. (скв. СЗ-202, гл. 3094 м). Мелкие фораминиферы, кроме обычных и для сакмарских отложений протонодозарий, включают ряд форм, обычно считающихся кунгурскими *Nodosaria cassiaformis* Igon., *N. bogatirevi* Igon., *N. incelebrata* Gerke, *Fronicularia prima* Gerke, *Fr. tiganica* Gerke, *Fr. mica* Gerke, но появляющихся уже с основания яруса (скв. Т-1, гл. 2795 - 2799 м).

Мощность колеблется от 85 до 180 м. Минимальные мощности в центре острова, максимальные на юге и северо-западе.

В кунгурском ярусе преобладают темно-серые и серые аргиллиты и глинистые алевролиты, часто кремнистые, с прослоями мергелей, реже известняков. В верхах разреза увеличивается количество кварцевых алевролитов и песчаников. Макрофауны очень мало и представлена она двустворками и гастроподами, но фораминиферы в редких прослоях известковистых пород обильны. В основании они представлены агглютинирующими формами из родов *Psammospaera*, *Ammodiscus*, *Hyperammina*, *Hyperamminoides* (скв. ПО-3, гл. 2940 м), обычными для выделенного А.А. Герке в Нордвикском районе горизонта песчаных фораминифер. Выше доминируют известковые формы. Вместе с протонодозариями присутствуют как обычные для кунгура *Nodosaria cassiaformis* Igon., *Fronicularia prima* Gerke, *Fr. amigdaleformis* Gerke и др., так и считающиеся обычно более молодыми *Nodosaria hexagona* Tscherd., *N. pseudoincelebrata* Sossip. и др. (скв. ПО-4, гл. 2477 - 2513 м; скв. Т-1, гл. 2700 м).

Мощность яруса колеблется от 110 до 200 м. Минимальные мощности характеризуют юг и центр острова, максимальные – северо-западную и восточную части.

К уфимскому ярусу отнесены качгортская и екушанская свиты бугринского разреза и их возрастные аналоги в других частях острова, где мощность екушанских песчаников резко сокращается. В таком объеме отложения представляют отчетливый цикл, начинающийся с пачки аргиллитов, мергелей и известняков или глауконитовых песчаников полимиктового состава, выше переходящих в аргиллиты и глинистые алевролиты, и заканчивающийся паралической пачкой песчаников с углями (на юге) и прибрежно-морских или дельтовых песчаников на востоке.

Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые, иногда слабо литифицированные. В составе обломков пород в них преобладают кислые и основные эффузивы, есть обломки метаморфических сланцев. Для уфимских отложений на северо-западе острова характерны резкое сокращение песчаных прослоев, значительная кремнистость в глинисто-алевритовых породах, присутствие спонголитов в виде прослоев и включений, значительных количеств глауконита и в отдельных прослоях туфогенного материала.

Обильная морская фауна состоит как из форм, обычных для артинского и кунгурского ярусов, так и для казанского. В составе мелких фораминифер, наряду с обычными для подстилающих отложений протонодозариями, встречается много типично верхнепермских форм *Pseudonodosaria lata* A.M.-Maclay, *Rectoglandulina pigmaeformis* A.M.-Maclay, *Frondicularia dilemma* Gerke, *Fr. heminflata* Gerke, *Fr. reliqua* Gerke и др. (скв. Т-1, Т-7, гл. 2560 - 2588 м; скв. ПО-3, гл. 2652, 2540 м).

Брахиподы представлены свальбардским комплексом, включающим *Megousia kulikii* Fred., *Anidanthus aagardi* Toul., *Jakovlevia mammatiformis* Fred., *Anemonaria variabilis* Ustr., *Svalbardopproductus* sp., *Heteralosia ex gr. excavata* Gein., *Spiriferella keilhavi* Ruch. и др. (скв. Т-1, Т-7, ПО-3, гл. 2560 - 2588 м; 2540 м). Среди мшанок есть редкие артинские формы, но резко преобладают виды и даже роды (*Parafenestralia*, *Primorella*) до сих пор известные лишь в верхней перми (скв. Т-1, гл. 2560 м). Наконец здесь появляются довольно многочисленные обломки иноцерамоподобных двустворок, широко распространенных по всей верхней перми. Все это не оставляет сомнений в верхнепермском возрасте рассматриваемой части разреза и делает границу нижней и верхней перми довольно отчетливой.

Мощность уфимских отложений колеблется менее существенно, чем нижнепермских. Минимальная мощность на юге (220 м), на север и восток она возрастает до 280 - 290 м.

К казанскому и татарскому ярусам нами отнесены тельвисская свита бугринской площади и ее аналоги. В этой части разреза выделяются два цикла, примерно соответствующие, судя по спорам и пыльце, казанскому и татарскому ярусам. Заметно увеличивается количество и мощность пластов песчаников, слагающих верхи циклов. Сортировка обломочного материала в этой части разреза значительно хуже, чем в подстилающих отложениях, что связано с широким развитием лагунных фаций.

В связи с этим количество макрофауны резко сокращается. Из брахиопод в нижней части наиболее обычны *Megousia weuprechtii* Toul., *Spitzbergia alferovi* Milor. (скв. ПО-22, гл. 2260.5 м) и крупные *Lingula freboldi* Gobbett. (скв. ПО-1, гл. 1942 - 44 м), нацело слагающие тонкие прослои

ракушняка в баровых фациях. Форм, типичных для казанского яруса Русской платформы, нет вообще. Весьма обычны двустворки, чаще всего иноцерамоподобные *Atomodesma* sp. (скв. СЗ-202, гл. 2404 м).

Обильны и очень разнообразны мелкие фораминиферы, комплекс которых считается характерным для казанского яруса Арктики и насчитывает более 30 видов. Наиболее обычны *Nodosaria solidissima* Gerke, *N. gigantea* Sossip., *Lingulinella arctica* Gerke, *Rectoglandulina borealis* Gerke, *R. pigmaeformis* A.M.-Maclay, *Frondicularia dilemma* Gerke, *Fr. reliqua* Gerke, *Fr. longissima* A.M.-Maclay, *Tristix permiana* Gerke и др. (скв. ПО-3, гл. 2498 м, скв. Т-1, гл. 2243 м). В верхней части разреза, отнесенной к татарскому ярусу, появляется довольно много новых видов почти во всех родах, что, возможно, при дальнейшем изучении позволит выделить характерный для татарского яруса комплекс, хотя самые верхние 30 - 40 м разреза не содержат даже фораминифер, есть лишь флора *Cordaites* (?) cf. *iljinskiensis* (Radcz.) S. Meyen, *C. concinnus* (Radcz.) S. Meyen, *Rufloria* (?) cf. *minuta* (Radcz.) (скв. Т-4, гл. 2035 м) и пресноводные двустворки: *Soanella* (?) *linguliformis* (Lutk.), *Adzvaella tatarica* (Kanev) (скв. Т-4, гл. 2028 - 2032 м). По спорам и пыльце удается расчленить рассматриваемую часть разреза на казанский ярус, нижне- и верхнетатарский подъярусы. В континентальной части верхнетатарского подъяруса фиксируется смена типа мелкой цикличности от "аргиллит-песчаник", распространенного в подстилающей преимущественно морской части разреза к "песчаник-аргиллит", характерному для угленосных континентальных толщ.

Мощность казанского яруса варьирует в пределах 80 - 140 м и только на крайнем востоке (скв. ПО-3) увеличивается до 216 м. Мощность татарских отложений меняется более существенно. Минимальная на юге и северо-западе Колгуева, где составляет не более 110 м, она увеличивается до 180 м в центре острова и достигает 240 м на востоке, на Песчаноозерской площади.

Общая мощность комплекса закономерно растет с юга на северо-восток, с 760 м на юге до 790 м в центре острова на Таркской площади и 1080 м на Песчаноозерской площади.

Существенного перерыва на границе с триасом, по-видимому, нет, хотя локальные размывы верхних горизонтов татарского яруса существуют.

ВЫВОДЫ

1. В результате работ, проведенных большим коллективом специалистов по изучению керна и расчленению разреза, о. Колгуев превратился в один из наиболее изученных районов Тимано-Печерской области. Выделение литологических комплексов и определение их возраста, а также

амплитуда перерывов между ними является надежной основой для интерпретации сейсмических данных на прилегающей акватории.

2. Разрез раннего и среднего палеозоя о. Колгуева типичен для молодых платформ. Если в ордовике и девоне резкая изменчивость фаций и мощностей, появление конгломератов и базальтов свидетельствует об интенсивных блоковых движениях, то в раннем карбоне появляются типично платформенные фации – обычные для русской платформы органогенные известняки, состоящие нацело из гигантопродуктов и стриаифер и распространенные по всему острову. Мощность девонско-нижнекаменноугольных отложений (для ордовика данных мало) минимальна на юге острова, где составляет 380 м. Она возрастает до 660 м на северо-запад и до 800 - 1000 м на восток, в направлении Пайхойско-Новоземельского бассейна. Еще более резко, до 1380 м она увеличивается на север, в направлении Южно-Баренцевской впадины, что может свидетельствовать о древности последней структуры, хотя в настоящее время господствуют представления о ее позднепалеозойском возрасте (Баренцевская..., 1988).

3. Если в раннем – среднем карбоне разрезы на всей территории острова существенно не различаются, то в позднем карбоне появляется, а в ассельско-сакмарских отложениях проявляется наиболее отчетливо новый тип фациальной зональности. В это время возникает цепочка рифов, протягивающаяся в виде выпуклой к северу дуги почти через весь остров. Южнее, внутри дуги, развиты лагунные, ангидритсодержащие фации. К северу и северо-востоку появляются склоновые фации со следами оползания осадков, сходные с сезымской свитой Печорского бассейна. На Пай-Хое и Новой Земле сезымская свита замещается абиссальными конденсированными осадками – марганценовыми кремнисто-глинистыми сланцами (Устрицкий, 1985). Едва ли можно сомневаться, что подобный переход к абиссальным отложениям происходит и к северу от Колгуева, в Южно-Баренцевской впадине, хотя в большинстве работ (Баренцевская..., 1988) предполагается, что верхнепалеозойские отложения в ее пределах, по аналогии с обычными для Тимано-Печорской области разрезами, представлены карбонатами.

4. В артинском веке карбонатное осадконакопление подавляется терригенным в связи с началом поступления обломочного материала с Урала. Разрезы вновь становятся довольно однообразными, однако они существенно отличаются от таковых на основной части Тимано-Печорской области сокращением количества и мощности пачек песчаников и увеличением роли морских отложений. В связи с этим выделяемые на большей части Тимано-Печорской области свиты узнают-

ся лишь на юге острова, в районе пос. Бугрино. В северо-восточном направлении в полтора раза возрастает и мощность артинско-верхнепермских отложений (от 760 м на юге до 1080 м на Песчанозерской площади), что хорошо согласуется с наличием в ранней перми на севере и востоке острова более глубокого морского бассейна.

5. Современное положение о. Колгуев на шельфе Печорского моря оказывается тесно связанным с позднепалеозойской структурой региона. Если еще в раннем и среднем карбоне на всей территории Тимано-Печорской области и ее акваториального продолжения существовал однообразный мелководный бассейн, то в конце среднего – начале позднего карбона происходит погружение ее северо-восточной и северо-западной частей. Верхняя бровка склона Пайхойско-Новоземельского бассейна (океана?) смещается от юго-западного Пай-Хоя к побережью Южного острова Новой Земли, где она проходила в раннем карбоне, к о. Колгуев, т.е. на 250 км. Аналогичное погружение испытывает и часть шельфа, располагавшаяся северо-западнее о. Колгуев, между ним и глубоководным бассейном Южно-Баренцевской впадины. Таким образом, о. Колгуев оказывается расположенным на северо-восточном углу позднепалеозойской собственно платформенной части Тимано-Печорской области; к северо-востоку и северо-западу от него в позднем палеозое начинается переход к глубоководным Южно-Баренцевскому и Пайхойско-Новоземельскому бассейнам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баренцевская шельфовая плита / Ред. Грамберг И.С. Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Белякова Л.Г. Стратиграфические подразделения Ижма-Омринского комплекса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 17 - 21.
- Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З. и др. Параметрические скважины на острове Колгуев // Сов. геология. 1988. № 3. С. 82 - 88.
- Дибнер А.Ф., Преображенская Э.Н. Позднедевонские комплексы миофор в терригенных отложениях о. Колгуев // Докл. АН СССР. Т. 298. № 6. 1988. С. 1440 - 1442.
- Енцова Ф.И., Тельнова В.Д., Гринченко С.Г. и др. Пермские отложения острова Колгуев // Сов. геология. 1981. № 9. С. 70 - 76.
- Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И. Нижнепермские рифы на о-ве Колгуев // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 71 - 74.
- Устрицкий В.И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51 - 61.
- Рецензент А.С. Алексеев

УДК 574/578:551.762.3(2925.11/14)

ПОЗДНЕЮРСКИЕ БЕНТОСНЫЕ СООБЩЕСТВА СЕВЕРА СИБИРИ

© 1995 г. В. А. Захаров

Институт геологии СО РАН, 630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 12.04.94 г., получена после доработки 17.08.94 г.

Приведено описано 4 мелководных донных сообществ, обитавших на мягких грунтах в морском заливе на севере Таймырского полуострова в позднеюрское (средневожское, зональный момент *Maximus*) время. Последовательная смена во времени этих сообществ рассматривается как первичная экологическая сукцессия, связанная с заселением вновь образованных биотопов. Сравнительный анализ развивающихся во времени сообществ показал, что как количественные, так и качественные изменения соответствуют таковым современных экологических сукцессий. Таким образом, палеосукцессии могут служить моделями для исторического прогноза рецентных экологических сукцессий, вызванных как природными катаклизмами, так и антропогенными причинами.

Ключевые слова. Бентосные сообщества, поздняя юра, экологические сукцессии, Таймырский полуостров.

Экологические сукцессии относятся к фундаментальным явлениям природы. Они хорошо изучены для наземных условий как при дефиците влаги – ксерические сукцессии, так и ее избытке – гидрические сукцессии (Риклефс, 1979). Сукцессии в морских условиях менее исследованы. В палеонтологии же этому феномену не уделяется должного внимания. Международные проекты, посвященные эволюции биосферы (МПГК 216, 293) были нацелены на исследование, главным образом, кризисных эпизодов в развитии биоты (Walliser, 1986; Kauffmann, Walliser, 1990). Лишь в текущем проекте “Биотические возрождения после событий массовых вымираний (МПГК 335)” акценты смещены на анализ сообществ и биот в послекризисное время. Основное содержание работ в этом направлении заключается в изучении сообществ и экосистем не только в рамках эпизода кризиса, но и наблюдении за развитием “уцелевших” сообществ и экосистем, которое должно включать документацию таксономического и морфологического разнообразия, характер и скорости освоения жизненного пространства, динамику основных характеристик сообществ и экосистем. Следует признать, что за десятилетие работы по предшествующему проекту 216 “Глобальные биособытия в истории Земли” (лидер проекта О. Валлисер) упомянутой выше проблеме также уделялось внимание, но в текущем проекте предполагается сместить акцент с вопроса “Что случилось?” на другой – “Каковы последствия?” Цель этого шага – лучше понять пути восстановления экосистем в геологическом прошлом после их разрушений, чтобы принять эффективные меры по усилению возрождения нарушенных экосистем в течение исторических сроков (D. Erwin, E. Kauffmann; First Circular, August, 1992).

Идея изложенной преамбулы оправдывает, на мой взгляд, постановку одного из направлений в исследовании возрождающихся сообществ и экосистем. Речь пойдет о серии мелководных донных сообществ, освоивших морской залив, образовавшийся на севере полуострова Таймыр в конце юрского периода (рис. 1).

МАТЕРИАЛ

Небольшой залив образовался на севере Таймырской суши во время крупнейшей бореальной трансгрессии на севере Евразии в средневожское время (рис. 1). Здесь, в бассейне р. Ленинградской за короткое время (часть зонального момента *Dorsoplanites maximus*) сформировался разрез терригенных, преимущественно песчаных отложений видимой мощностью до 90 м (рис. 2). Породы зоны *Maximus* залегают непосредственно на аспидно-черных сланцах силура и перекрываются четвертичными отложениями (Басов и др., 1965). Характер осадков и особенности строения разреза позволяют предполагать следующий сценарий эволюции бассейна.

На начальном этапе он представлял собой мелководную, почти изолированную от моря и, возможно, опресненную лагуну (время накопления слоев 1 - 2). Крайняя пестрота и нестабильность грунтов, вызванная активным сносом не сортированных обломков черных сланцев с окружающей суши, затрудняли образование устойчивых поселений беспозвоночных.

На втором этапе (период времени отложения слоев 3 - 7) усиливается связь лагуны с морем, что приводит к формированию мелководного и, возможно, еще опресненного залива. Преобладают грубообломочные грунты, но фации более устой-

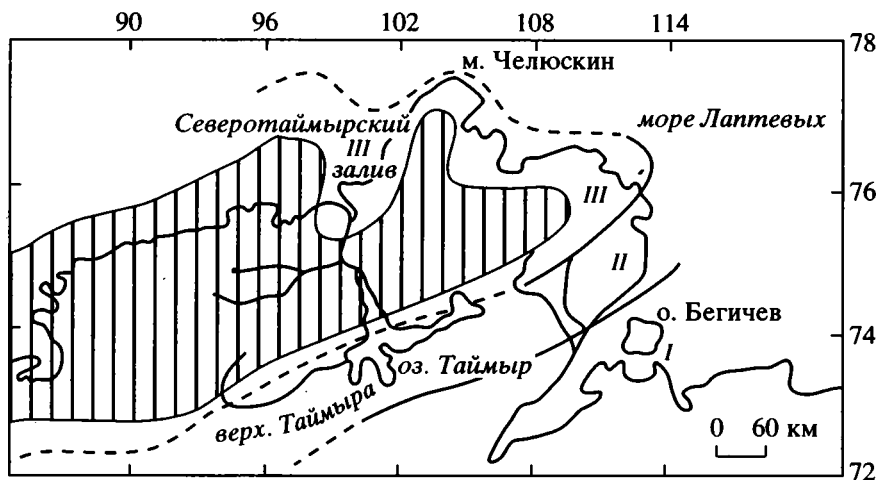


Рис. 1. Палеогеография севера в поздней юре (средневожское время, зональный момент *Dorsoplanites maximus*). Моря: I – глубокое, II – умеренно-глубокое, III – мелководное. Суша заштрихована.

чивы и выдержаны. Об этом свидетельствуют остатки как аллохтонно, так и автохтонно захороненных двустворчатых моллюсков, брахиопод, фораминифер, а также следы жизнедеятельности беспозвоночных.

На третьем этапе (формирование слоев 8 - 19) участок становится краевой мелководной зоной моря и удаляется от берега. Средне- и мелководные, а местами илистые грунты становятся преобладающими. На этих грунтах селятся многочисленные донные сообщества, в которых доминируют то устрицы, то арктотисы, то крупные пектиниды.

В наиболее позднее время (слои 16 - 20) разнообразие достигает максимума – десятки видов двустворок, брахиопод, гастропод, червей, среди микробентоса много фораминифер, есть остракоды. Семипелагические (найжены раковины аммонитов и ростры белемнитов) были редкими животными даже на поздней стадии формирования залива.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термин “сукцессия” в морской гидробиологии используется для описания последовательности заселения гидробионтами вновь образованных биотопов, например, поверхностей излившихся под воду лав (Ошурков, Иванюшина, 1991). В палеоэкологии наземных растений смену сообществ во времени предложено называть палеосукцессией (Красилов, 1972). В вопросах терминологии автор придерживается позиции тех палеонтологов, которые используют аппарат понятий и терминов неонтологов без особых оговорок, соглашаясь с очевидной разницей в объеме и качестве информации о рецентных и ископаемых таксонах и их объединениях.

Настоящая статья посвящается анализу смены морских донных сообществ во времени. Эти сообщества были реконструированы по установленной последовательности автохтонных элементов танатоценозов в разрезе зоны *Maximus* волжского яруса (верхняя юра) (Захаров, 1981, стр. 173 - 177). При реконструкции сообществ использован весь комплекс литолого-тафономических наблюдений (Fagerstrom, 1964; Захаров, 1975, 1988).

Функциональной единицей сообщества является жизненная форма. Она объединяет таксоны со сходным образом жизни. Среди мезозойских двустворок жизненной форме соответствует таксон родового ранга.

Количественная оценка разных родов в ориктоценозах осуществлялась по ранее разработанной нами методике (Опорный разрез, 1969; Захаров, 1981). Она позволяет дать приближенную числовую характеристику частоты встречаемости по 7-бальной шкале: 100 (изобилие) – находки многих сотен экземпляров; 30 (очень много) – многие десятки; 9 (много) – первые десятки; 5 (очень часто) – находки 11 - 15 экземпляров; 3 (часто) – (6 - 10); 2 (редко) – (3 - 5); 1 (очень редко) – (1 - 2). Баллы -100; 30; 9; 5; 3; 2; 1 – показывают условную долю каждой категории в ориктоценозе, поэтому они были названы показателями частоты встречаемости. Баллы использованы для построения гистограмм и для расчета процентов в циркуграммах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Пионерное сообщество. Стадия первопоселенцев. Наиболее характерное для первого этапа донное сообщество реконструировано по ориктоценозу слоя 4 (рис. 3а). В его состав входили три рода сессильных фильтраторов

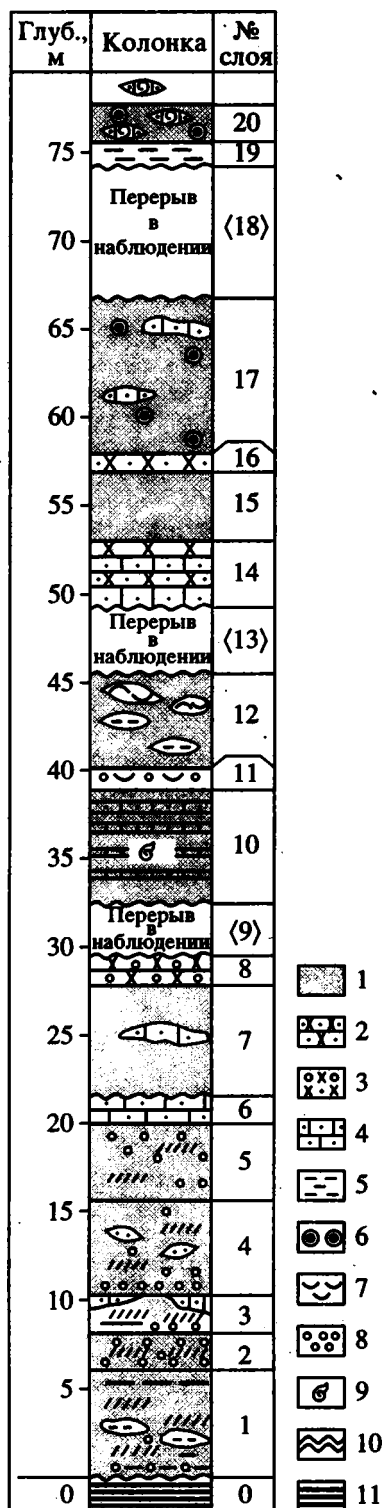


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка зоны *Dorsoplanites maximus* (средневожжский подъярус) на севере Таймыра: 1 – пески; 2 – песчаники; 3 – гравелистые песчаники; 4 – песчанистые известняки; 5 – алевроиты; 6 – конкреции песчаников; 7 – ракушники, преимущественно из устриц; 8 – галька; 9 – находки аммонитов; 10 – перерывы в наблюдениях; 11 – черные сланцы силура. Номера слоев из работы Месежника (1984) с добавлениями автора.

высокого уровня (устрица, бухия, теребратулида) и один род вагильных фильтраторов низкого уровня (астарте). Низкое таксономическое разнообразие, хорошая выровненность, отсутствие ярко выраженного доминирования при низкой популяционной плотности каждого таксона, слабая структурированность по уровням и способам питания (68% – ФА, 32% – ФБ), резкое преобладание форм с мелкими раковинами, отсутствие свидетельств симбиотических связей и заметной роли детрита в пищевых цепях – все это характеризует пионерное сообщество. Составляющие сообщество таксоны были адаптированы, главным образом, к неустойчивым факторам среды: подвижным грунтам, менявшейся солености, изменчивой гидродинамике и, вероятно, преобладанию слабо прозрачных вод.

2. Развивающееся сообщество. Промежуточная стадия. Данное сообщество было реконструировано по ориктоценозу слоя 7 (рис. 3б). Оно насчитывает 10 таксонов, являющихся фильтраторами, притом 3 рода двустворок (астрате, плевромия и арктика) относятся к фильтраторам низкого уровня, остальные – к фильтраторам высокого уровня (устрица, бухия, теребратулида – уралоринхия, стримодиолус, изогномон, маклерия, бореюкситома). Несмотря на возросшее таксономическое разнообразие, появление крупнораковинных (маклерия и изогномон) и некоторое усложнение структуры по сравнению с пионерным сообществом (например, значительное ослабление выровненности и возрастание числа уровней питания), в развивающемся сообществе явно видны элементы ранней стадии сукцессии. Так, резко усилилась роль тех групп (астарты, устрицы), которые первыми заняли биотопы. Именно они образуют ядро развивающегося сообщества. Сохранили позиции два других пионерных таксона: бухия и уралоринхия. Вновь появившиеся вагильные ФА (плевромия и арктика) становятся характерными для развивающегося сообщества, в то время как новые ФБ (преимущественно сессильные) еще не играют заметной роли, хотя и осваивают новые экологические ниши (по уровням питания, грунтам, возможно, солености вод).

Следующее по времени сообщество можно рассматривать как палеобиоценоз лишь с большими оговорками, так как оно реконструировано по ракушнякам слоя 10 (рис. 3в). Поскольку в ориктоценозе преобладают аллохтонные элементы, то нет гарантии, что все показанные на графике виды обитали совместно, в особенности те из них, которые отнесены к категории редко встречающихся.

Тем не менее, по ряду признаков – дальнейший рост таксономического разнообразия, усиление структурирования по уровням питания (путем захвата промежуточных уровней среди ФБ)

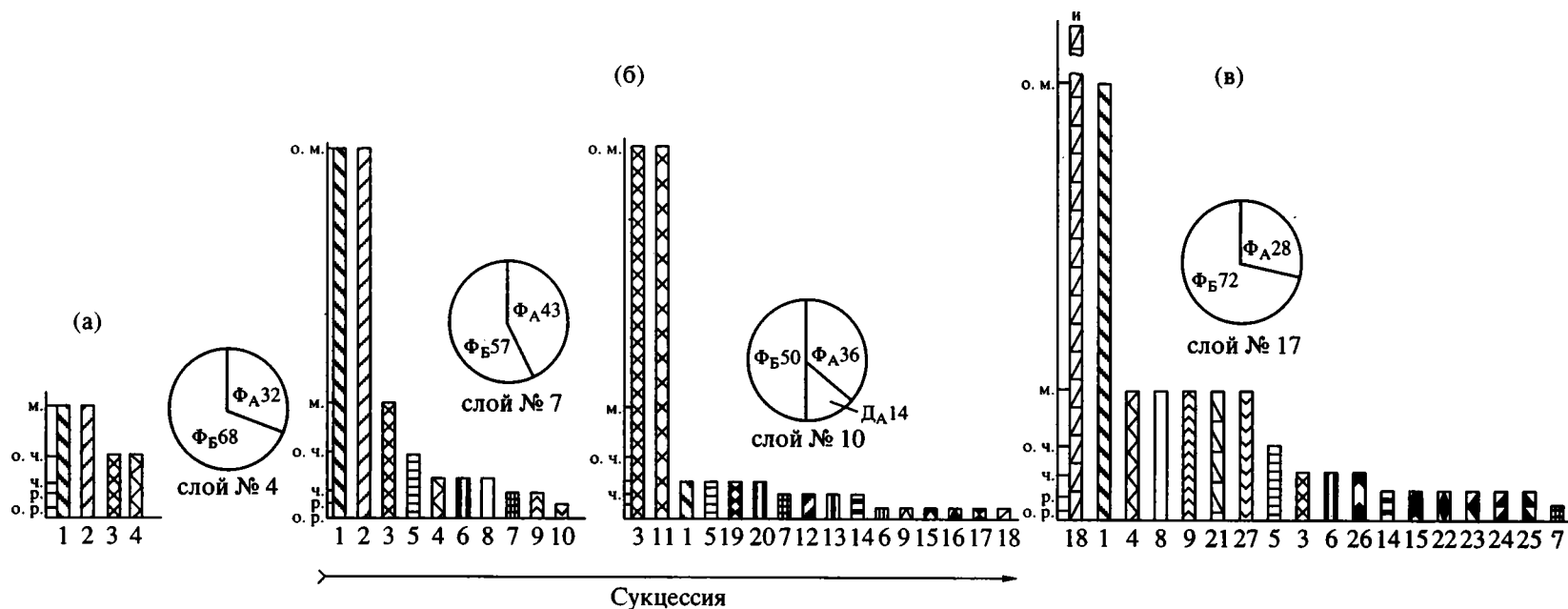


Рис. 3. Сукцессия донных сообществ в позднеюрском мелководном заливе на севере Таймыра.

Условные обозначения (столбчатые графики): о. р. – очень редко (1), р. – редко (2), ч. – часто (3), о. ч. – очень часто (5), м. – много (9), о. м. – очень много (10), и. – изобилие (100).

Все специально не оговоренные таксоны относятся к двусторчатым моллюскам:

1 – астарте, 2 – устрица, 3 – бухия, 4 – уралоринхия (брахиопода), 5 – плевромия, 6 – стримодиолус, 7 – изогномон, 8 – арктика, 9 – маклерния, 10 – борейокситома, 11 – лопатиния, 12 – 13 – хламисы, 14 – лимиды (лимея и псевдолимея), 15 – агилерелла, 16 – гониомия, 17 – окситома, 18 – арктотис, 19 – (?) гастропода (колпачковидная), 20 – хадлестонелла (гастропода) 21 – энтолиум, 22 – модиолус, 23 – космодон, 24 – 25 – два рода ринхонеллид (брахиоподы).

В циркуграммах: Φ_A – фильтраторы низкого уровня, Φ_B – фильтраторы высокого уровня, Δ_A – собиратели низкого уровня; цифры – отражают долю конкретной группировки в сообществе (в %).

и способам питания (появление фитофагов-гастропод: колпачковидных и хадлестонелл) – описываемое донное сообщество можно рассматривать как промежуточное между предшествующим и зрелым сообществом мягких мелкопесчаных грунтов, которое рассматривается ниже.

3. Зрелая стадия. Сообщество реконструировано по ориктоценозу слоя 17. В составе сообщества насчитывается около 20 таксонов родового ранга (рис. 3г). Хотя по типу пищи все беспозвоночные отнесены к детритофагам, а по способу питания – к фильтраторам, можно с определенностью утверждать, что многочисленные и разнообразные брахиоподы (замковые и беззамковые), как и пескожилы, имели разный пищевой рацион и, конечно, отличные от двустворок способы улавливания пищи.

Таким образом, налицо значительное структурирование донного сообщества как по типу пищи, так и по способам ее захвата. Монопольное доминирование в сообществе принадлежало арктотисам – двустворкам с умеренно крупной раковиной (в ранних сообществах доминировали мелкораковинные астарте, а среди характерных таксонов часто встречались крупнораковинные маклернии, энтолиумы, стримодиолусы). Обращает на себя внимание тот факт, что, в отличие от предшествующих сообществ, среди питателей как низкого, так и высокого уровня преобладают вагиальные таксоны: астарте, арктика, маклерния, энтолиум, червь (?) – пескожил. Очень слабая выровненность также характеризует зрелость сообщества. Косвенным свидетельством возросшего давления К-отбора на стадии формирования этого сообщества является снижение роли бухий, которые, как показала изучение многих сотен позднеюрских и раннемеловых донных сообществ, обычно доминируют при ведущей роли г-отбора или в маргинальных фациях при ярко выраженной аномалии какого-либо из факторов среды (Захаров, 1981).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Описанные выше 4 донных сообщества беспозвоночных, сменявшие друг друга в течение сравнительно короткого (по геологическим меркам) времени, можно рассматривать как первичную экологическую сукцессию, развитие которой характеризуется, по крайней мере, тремя параметрами, которыми описываются развитие современных экосистем (Одум, 1975, с. 324).

Развитие экосистем – упорядоченный процесс, связанный с изменением во времени видовой структуры и протекающих в сообществе превращений. Их определенным образом направлен и, таким образом, предсказуем.

Почти все указанные особенности процесса наблюдаются в серии 4 донных сообществ бенто-

са средневожского морского залива на Северном Таймыре: отмечается направленный рост таксономического разнообразия – от 4 таксонов пионерного сообщества (I) до 18 таксонов зрелого (IV), ослабевает выровненность, усиливается структурированность и одновременно сужается специализация по нишам – растет число уровней питания, разнообразятся способы захвата пищи, идет специализация по типу пищи, усложняются пищевые цепи – увеличивается роль крупнораковинных беспозвоночных, все более значительную роль в пищевых цепях играет детрит, появляются симбиотики, усиливается роль К-отбора.

2. Сукцессия происходит в результате изменения физической среды под действием сообщества, т.е. сукцессия контролируется сообществом, несмотря на то, что физическая среда определяет характер сукцессии, скорость изменения и часто устанавливает пределы, до которых может пойти развитие.

Это положение наиболее уязвимо для доказательства сукцессии морских донных сообществ и, на первый взгляд, даже непреодолимо. Начнем обсуждение со второй половины постулата о роли физической среды. Проследив эволюцию морского залива на севере Таймыра во времени, можно видеть, как направленно изменяются важнейшие характеристики среды обитания морских организмов: стабилизируется субстрат – подвижные жесткие разнородные грунты по мере разработки и выравнивания профиля равновесия дна постепенно переходят в устойчивые мягкие мелкозернистые и илистые. Высокоэнергетические обстановки смещаются в прибрежную зону, придонная гидродинамика становится спокойной, соленость воды постепенно приближается к нормально морской, растет ее прозрачность.

Но только ли трансгрессия изменяет факторы среды обитания в отмеченных направлениях? Отнюдь! Многочисленные вагиальные двустворки, гастроподы, черви и, вероятно, членистоногие (не говоря уже о микроорганизмах, так и не обнаруженных, но наверняка присутствовавших водорослях) оказывали активное (и очень эффективное) воздействие на характер грунта, многократно “перелопачивая” его и пропуская через желудки. Непрерывно фильтруя воду, они ее и осветляли. Выделяя в воду метаболиты, они обогащали ее разнообразными продуктами, стимулировавшими садку и развитие как личинок, так и взрослых особей разных организмов. Их экскременты, будучи захороненными, поддерживали развитие микробиоты и бактериальных сообществ. Таким образом, даже в море организмы оказывали, как оказывают и ныне, значительное влияние на среду обитания.

3. Кульминацией развития является стабилизированная экосистема, в которой на единицу имеющегося потока энергии приходится макси-

мальная биомасса (или высокое содержание информации) и максимальное количество симбиотических связей между организмами.

Очевидно, что невозможно обсчитать поток энергии и баланс вещества для ископаемых сообществ. Однако можно обсуждать некоторые стороны биотических взаимоотношений между организмами в палеобиоценозах, в том числе и симбиотические связи. Сотни примеров симбиотических взаимоотношений между беспозвоночными для геологического прошлого описано в мировой литературе, и число публикаций на эту тему не сокращается (Захаров, 1988). Наиболее достоверно устанавливаются компенсальные связи. Следы жизнедеятельности губок-комменсалов и прикрепившиеся раковины беззамковых брахиопод (*Disciniscia*) зафиксированы в зрелом сообществе на крупных раковинах маклерний (*Mclearnia braeviauris*). Тем не менее, даже наиболее "продвинутое" сообщество IV нельзя отнести к климаксовой стадии сукцессии, поскольку нет доказательств таких признаков всеобщего гомеостаза как мутуализм, хищничество, да и свидетельства комменсализма не бесспорны. Косвенным подтверждением сказанного является структура, еще не достигшая состояния наиболее близкого к климаксовому сообществу, которым, по нашему мнению, является сообщество этого же времени, заселявшее Хатангское море в Центральном Таймыре и реконструированное по разрезу на р. Дябака-Тари, зона *Maximus*. Это сообщество насчитывает более 30 родов беспозвоночных с доминированием крупнораковинных двустворок маклерний (*Mc. braeviauris*) и субдоминированием устриц (*Praeexogyra praeapabarensis*) и очень крупных изогномон (Isognomon *volaticum*) (Захаров, 1966, с. 138). Таким образом, сообщество IV может рассматриваться лишь как стадия, предшествующая климаксовой.

ВЫВОДЫ

Описанная серия из 4 донных сообществ, последовательно сменявших одно другое в небольшом морском заливе в течение зонального момента *Maximus* (средневожское время, поздняя юра) на севере Таймыра, рассматривается как первичная экологическая сукцессия, связанная с заселением вновь образованных биотопов либо в условиях трансгрессирующего моря, либо постепенно нивелирующейся окружающей залив Таймырской суши после быстрой ингрессии моря.

Термин "сукцессия" адаптирован нами к сообществам геологического прошлого в той же мере, как и ассимилированные в палеонтологии другие небиологические термины: популяция, вид, сообщество (=биоценоз). Это означает лишь

то, что вывод о процессе как о палеосукцессии основывается только на тех характеристиках экологической сукцессии, которые могут быть реконструированы по следам, сохранившимся в геологической летописи.

Реконструированная серия из 4 морских донных сообществ и анализ развития их во времени показал, что как количественные, так и качественные их изменения соответствуют таковыми современных экологических сукцессий. Таким образом, палеосукцессии могут служить моделями для прогноза геосторической судьбы рецентных экологических сукцессий, вызванных как естественными (природными) катаклизмами, так и антропогенными причинами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В.А., Захаров В.А., Месежников М.С., Юдовский Е.Г. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Ленинградской (Северный Таймыр) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Сибири. М.: Наука, 1965. С. 61 - 66.
- Захаров В.А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования (отряд *Anisomyaria*). М.: Наука, 1966. 189 с.
- Захаров В.А. Понятие популяции в палеонтологии морских беспозвоночных // Биология моря. 1975. № 3. С. 3 - 12.
- Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 270 с.
- Захаров В.А. Палеоэкологические исследования // Современная палеонтология. Т. 1. М.: Недра, 1988. С. 369 - 400.
- Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.
- Месежников М.С. Кимерджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 166 с.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. 207 с.
- Ошурков В.В., Иванюшина Е.А. Сукцессия сообществ бентоса на лавах вулкана Алайд (Курильские острова) // Биология моря. 1991. № 4. С. 36 - 45.
- Риклефс Р. Основы общей экологии. М.: Мир, 1979. 424 с.
- Fagerstrom J.A. Fossil communities in palaeoecology, their recognition and significance // Bull. Geol. Soc. Amer. 1964. V. 75. № 12. P. 1197 - 1216.
- Kauffmann E.G., Walliser O.H. (eds.). Extinction events in Earth history. Lecture notes in Earth Sciences. Proc. of the Project 216: "Global Biological Events in Earth History." Springer-Verlag. 1990. 432 p.
- Walliser O.H. (Ed.) Global Bio-Events. A critical approach. Lecture notes in Earth Sciences. Proc. of the First Int. Meeting of the IGCP Project 216: "Global Biological Events in Earth History". Springer-Verlag, 1986. 442 p.

Рецензент И.А. Басов



УДК 551.782:561.26(571.6)

РАСЧЛЕНЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА ДАЛЬНОГО ВОСТОКА ПО ДИАТОМЕЯМ

© 1995 г. А. И. Моисеева

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

Поступила в редакцию 10.08.93 г., получена после доработки 04.01.94 г.

На основе анализа неогеновой пресноводной флоры диатомовых водорослей выделены для отложений континентального неогена Дальнего Востока самостоятельные биостратиграфические подразделения – зоны и слои с флорой. Впервые по этой группе водорослей предложена зональная шкала для отложений континентального миоцена. С использованием установленных подразделений проведена корреляция основных разрезов континентального неогена Дальнего Востока и сопредельных регионов.

Ключевые слова. Неогеновые отложения, диатомовые водоросли, зональная шкала, корреляция разрезов, Дальний Восток.

Неогеновые отложения на территории Дальнего Востока распространены очень широко. Они слагают мощные толщи на материковой части региона, на прилегающем шельфе, п-ове Камчатка и на о-ве Сахалин. С ними связан комплекс различных полезных ископаемых, что определяет важность их всестороннего геологического изучения и в том числе разработку детальных стратиграфических схем.

В последнее десятилетие достигнуты большие успехи в изучении стратиграфии дальневосточных неогеновых отложений морского генезиса. Для их расчленения и корреляции разработаны зональные шкалы по разным группам фауны и флоры, среди которых одно из ведущих мест принадлежит диатомовым водорослям (Зональная стратиграфия..., 1991). Иначе обстоит дело с континентальными отложениями неогена. Они покрывают сплошным чехлом почти всю материковую область Дальнего Востока и большую часть территории Камчатки, выполняя крупные депрессии, многочисленные равнинные и межгорные впадины. Однако стратиграфия этих отложений по детальности далеко уступает таковой морских образований. Это обстоятельство является серьезным тормозом в расчленении континентальных толщ, многие из которых являются угле-

носными. Одной из основных причин отставания в стратиграфии континентальных неогеновых отложений является далеко недостаточная изученность содержащихся в них палеонтологических остатков (Решения ..., 1982а). Прежде всего это касается палеофлористических групп организмов, поскольку континентальные образования дальневосточного неогена чрезвычайно бедны находками фауны. Палеофлористический метод является ведущим в расчленении и корреляции этих отложений, поэтому обоснование возраста подавляющего большинства местных и региональных подразделений опирается на данные изучения макрофлоры, спор, пыльцы и диатомовых водорослей. К сожалению, использование палеофлористических остатков в стратиграфии континентального неогена ограничивается лишь описанием их комплексов, обуславливающих палеонтологическую характеристику того или иного уже установленного стратиграфического подразделения. До последнего времени почти не предпринималось попыток на основе этих флористических групп выделять самостоятельные биостратиграфические подразделения, что могло бы способствовать достижению большей детализации стратиграфических схем континентальных неогеновых отложений не только Дальнего Востока, но и других регионов.

Такого рода разработки были недавно приняты в отношении пресноводных диатомовых водорослей. Многолетний опыт использования их в стратиграфии, обобщенный в ряде работ (Моисеева, 1971; Диатом. водоросли СССР, 1974; Стратигр. СССР. Неоген. система, 1986 и др.), широкое распространение и относительно частая встречаемость остатков диатомей в породах континентального неогена позволили выделить по этой группе для всей территории юга Дальнего Востока вспомогательные биостратиграфические подразделения – слои с флорой (Моисеева, 1990; Моисеева, Царько, 1990). Таких слоев, установленных на основе последовательной смены комплексов диатомей, в неогене указанной территории было выделено девять. Прослеживание их в основных разрезах неогена (рисунок) Юго-Западного Приморья, Северо-Восточного Сихотэ-Алиня, юга Хабаровского края позволило выделить подобные слои во многих местных и региональных стратиграфических подразделениях указанных регионов.

Материалы дальнейших исследований по уточнению стратиграфических границ выделенных слоев, интервалов пространственного и временного распространения характерных видов диатомей, а также результаты проведенной корреляции слоев по основным разрезам неогена Дальнего Востока (таблица) свидетельствуют о том, что характер последовательности слоев по диатомеям однозначно сохраняется в неогене разных регионов, так же как и устойчивость состава и структуры свойственных слоям комплексов диатомей. Вместе с тем наличие в ряде изученных районов разрезов, в которых наблюдается непосредственный контакт смежных по стратиграфическому положению двух или более слоев, позволяет обосновать положение их стратиграфических границ и последовательную смыкаемость этих подразделений снизу вверх по разрезу неогена.

Такого рода закономерности обусловили возможность выделения по пресноводным диатомеям подразделений, обладающих основными признаками биостратиграфических зон (Стратиграф. кодекс, 1992), и перейти к разработке по этой группе водорослей зональной шкалы для отложений континентального неогена.

Биостратиграфическая зона по пресноводным диатомеям рассматривается как стратиграфический интервал горных пород, охарактеризованный определенным комплексом диатомей, устойчивым по таксономическому составу и структуре (Моисеева, 1993). В состав зональных комплексов включены виды, обладающие достаточно широким географическим распространением и относительно ограниченным стратиграфическим диапазоном. Эти виды, характеризующая зону, либо не встречаются в составе зональных комплексов

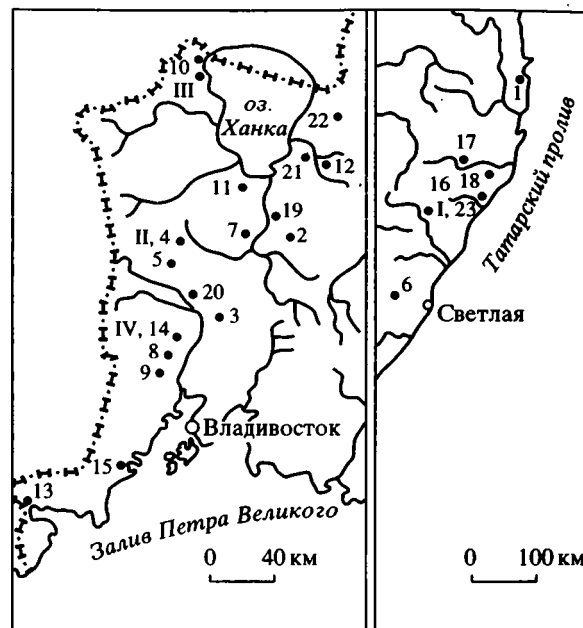


Схема расположения стратотипов зон (I - IV) и основных разрезов со слоями с диатомеями (1 - 23) в неогеновых отложениях юга Дальнего Востока.

I – басс. р. Самарга, район оз. Тонки; II – Липовецкая впадина; III – западное побережье оз. Ханка; IV – правобережье р. Раздольная близ дер. Кедровка; 1 – Сев.-Вост. Сихотэ-Алинь, район бух. Аукан; 2 – Ретиховская впадина; 3 – Раковская впадина; 4 – Липовецкая впадина; 5 – Галенковская впадина; 6 – Сев.-Вост. Сихотэ-Алинь, басс. р. Зева; 7 – Павловская впадина; 8 – дер. Кедровка; 9 – пос. Нежино; 10 – западное побережье оз. Ханка, близ пос. Турий Рог; 11 – пос. Нововедница; 12 – сел. Хвалынка; 13 – басс. р. Нарва; 14 – басс. р. Раздольная; 15 – басс. р. Славянка; 16 – басс. р. Ботчи; 17 – басс. р. Коппи; 18 – басс. рек Топты и Неми; 19 – басс. р. Илистая; 20 – басс. р. Михайловка; 21 – пос. Спасское; 22 – пос. Чкаловское; 23 – район оз. Тонки. Названия зон и слоев под соответствующими цифрами приведены в таблице.

ниже- и вышележащих зон, либо, встречаясь, имеют в них существенно иные количественные и качественные соотношения. Таких видов, из множества известных в континентальном неогене, оказалось около 50-ти. Причем среди них во многих случаях значение стратиграфических индексов приобретают и внутривидовые таксоны – разновидности и формы. Напротив, родов диатомей, свойственных только неогеновому периоду, очень немного, в связи с чем в различных по возрастному уровню в пределах неогена зональных комплексах состав родовых таксонов, как правило, довольно сходен. Следует также отметить, что в состав зональных комплексов включены как типично планктонные виды, так и представители литорали и бентоса. Это дает возможность распространять и прослеживать зоны на обширных территориях в континентальных отложениях как глубоководного, так и мелководного генезиса.

Схема корреляции стратиграфических подразделений континентального неогена Дальнего Востока и сопредельных территорий по данным изучения диатомовых водорослей

Система	Неогеновая			Дальний Восток									
	Плиоцен		Подотдел	Провинциальные зоны и слои по диатомеям	Горизонты	Юго-Западное Приморье		Северо-Восточный Сихотэ-Алинь		Среднеамурская депрессия			
	нижний	верхний											
	Миоцен	верхний	Зона Actinocyclus gorbunovii (IV)	Сл. с Act. gorbunovii, Tet. celatom (14, 15, 16, 17, 18)	Усть-суйфунский	Усть-суйфунская св.	Сл. с Act. gorbunovii, Tet. celatom, G. lingulatum	Ботчинская св.	Сл. с Act. gorbunovii, Act. sp.	Головинская св.	Сл. с Act. gorbunovii, Tet. celatom		
			Зона Ellerbeckia kochii (III)	Сл. с A. praegranulata v. praeislandica, Fr. miocenica (10, 11, 12, 13) Сл. с Ellerbeckia kochii, Act. aengimatosus (10)								Сл. с Fagus chapaica	туфогенно-диатомовые т.
		средний	Зона Alveolophora areolata (II)	Сл. с Al. areolata, Fr. triangulata (4, 5, 7, 8, 9) Сл. с A. semilaevis, Tab. celatom (4, 5, 6)	Приханкайский	Верхнепавловская подсвита	туфогенно-туфогенно-осадочные сл. флороносные сл.	Сл. с Al. areolata, Fr. triangulata Сл. с A. semilaevis, Tab. celatom Сл. с A. graegranulata v. praeangustissima, E. obsoleta, Tab, tumidula					
			Зона Alveolophora jouseana (I)	Сл. с A. praegranulata v. praeangustissima, E. obsoleta, Tab. tumidula (2, 3) Сл. с Al. jouseana (23)									
				Сл. с A. canadensis, Al. bifaria (1)					Нижнепавловская подсвита				
		нижний											
									Максимовская (верх. часть), Кизинская св.			Ушумунская св.	Сл. с A. praegranulata v. praeislandica Сл. с Ell. kochii, Ach. aengimatosus

Прибайкалье и Забайкалье

Тункинская и Байкальская впадины, Приольхонье		Витимское плоскогорье		Чарская впадина	
Аносовская, ахалинская св., сасинская т.	Комплекс с <i>A. baicalensis</i> , <i>Cyclotella baicalensis</i> , видами <i>Stephanodiscus</i>	Кыджимитская т., чининская св.	Комплекс с <i>A. baicalensis</i> , видами <i>Stephanodiscus</i>	Люксюгунская св.	Комплекс с <i>A. baicalensis</i> , <i>Sibiriodiscus varians</i>
			Сл. с <i>A. italica</i> , <i>Cyclostephanos costata</i> , <i>Tet. lacustris</i>		
Танхойская св., тагайская т.	Комплекс с <i>Act. gorbunovii</i> , <i>A. praegrnulata</i> , <i>Tet. japonicus</i>	Джилиндинская св.	Сл. с <i>Act. gorbunovii</i> , <i>Act. sp.</i>	Анаргинская св.	Сл. с <i>Act. gorbunovii</i> , <i>Act. sp.</i> , <i>Tet. ellipticus v. rostellatus</i>
	Комплекс с <i>Ell. kochii</i> , <i>Melosira undulata</i>		Сл. с <i>Ell. kochii</i> , <i>A. praegrnulata v. praeislandica</i>		Сл. с <i>Ell. kochii</i> , <i>A. sp.</i> , <i>Tet. lacustris v. compactus</i>
			Сл. с <i>Al. areolata</i> , <i>A. baicalensis</i>		
			Сл. с <i>Al. jouseana</i>		

Северо-восток

Горизонты		Сев. Прихотье (Гижигинская и Пенжинская губа, бух. Нагаева)		Басс. р. Колымы (Малык-Сиенская впадина, Нижнеколымский прогиб (скв. 1))			Чукотка (Анадырский зал., басс. рек Ванкарем, Кескувээм)	
Бегуновский	Хапчанский	Песчано-глинистая т.р. Яма	Комплекс с <i>A. praegrnulata</i> v. <i>praeislandica</i> , <i>Tet. lacustris</i> , <i>E. majuscula</i> , видами <i>Stephanodiscus</i>	Кутуякская св. (скв. 1, 1.60 - 44 м), т. галеч. М.-С. впад.		Сл. с <i>A. italica</i> , <i>Tet. lacustris</i> , <i>Tet. emarginatus</i>	Песчано-алевритовая т.	Комплекс с <i>A. praegrnulata</i> v. <i>praeislandica</i> <i>Tet. lacustris</i> , <i>E. majuscula</i> , видами <i>Stephanodiscus</i>
				Бегуновская св. (скв. 1, 120 - 70 м)				
Мамонтово-горский	Импровеетская, Нагаевская т., т. черных глин р. Маймакан			Сл. с <i>A. praegrnulata</i> v. <i>praeislandica</i> , <i>Fr. miocenica</i>	Стадухинская св.	СКВ. 1, 152 - 135 м		
		Сл. с <i>Ell. kochii</i> , <i>Ach. aengimatosus</i>						
Ильдикиляхский	Шестаковская т.	Комплекс морских диатомей	СКВ. 1 204 - 176 м	Сл. с <i>A. semilaevis</i> , <i>Tab. celatom</i>			Волчинская т.	Сл. с <i>A. jouseana</i>
		Сл. с <i>Al. bifaria</i> , <i>A. canadensis</i>	СКВ. 1 296 - 228 м	Комплекс с <i>A. praegrnulata</i> , <i>E. obsoleta</i> , <i>Tab. tumidula</i>				

Камчатка							
Горизонты	Западная Камчатка (Точилинский разрез)		Юго-Вост. и Центр. Камчатка (Кроноцкий зал., Центр. Камчатская депрессия, басс. р. Камчатки)		Горизонты	Сев.-Вост. Камчатка (бух. Корфа)	
Энемтенский	Энемтенская св.	Комплекс морских диатомей зоны D. kamtschatica	Сторожевс- кая св.	Комплекс с A. italica, Tet. lacustris, Cyclostephanos costata, видами Stephanodiscus, Cyclotella	Лимимтева- ямский и др.		
	Шапинс- кая св.						
Эрмановский	Эрмановская св.	Комплекс с A. praegrnulata, Act. gorbunovii, Undatodiscus variabilis, Tet. celatom			Классич.	Верхнемед. п/св., классич. св.	Комплекс с A. praegrnulata, Act. gorbunovii, Undatodiscus variabilis
Этолонский		Комплекс морских диатомей зоны D. hustedtii – D. lauta	Вулканог.- осад. т. р. Камчатка	Комплекс с A. praegrnulata, Ell. kochii, Tet. ellipticus v. lancea, Tet. lacustris v. lanceolata	Медвежковский		
Какертский			Комплекс морских диатомей зоны D. lauta		Моковская св.		Пахачинский
Кулувенский		Комплекс морских диатомей с Paralia sulcata, Kisseleviella carina					

Принятые сокращения: A – Aulacosira, Ach. – Achnanthes, Act. – Actinocyclus, Al. – Alveolophora, D – Denticulopsis, E. – Eunotia, Ell. – Ellerbeckia, Fr. – Fragilaria, G. – Gomphonema, Gon. – Gonioteccium, St. – Stephanipyxis, Tab. – Tabellaria, Tet. – Tetracyclus; п/св. – подсвита, св. – свита, сл. – слои, т. – толща, туф.-диат. – туфогенно-диатомитовая, туф.-осад. – туфогенно-осадочная, туф.-фл. – туфогенно-флороносные.

По своему содержанию выделяемые в отложениях континентального неогена диатомовые зоны являются комплексными (ценозонами), а по палеобиогеографическому критерию – провинциальными. Стратиграфические границы их приурочены к уровням существенных изменений таксономического состава и структуры зональных комплексов, что обуславливается как особенностями эволюционного развития этой группы водорослей, так и сменой палеоэкологических обстановок в неогеновом периоде. Возраст зон устанавливается путем корреляции зональных комплексов по основным неогеновым разрезам Восточной России, а также с учетом макрофлористических и палинологических данных.

Основным полигоном для выделения и обоснования неогеновых зон по пресноводным диатомеям был выбран юг материковой части Дальнего Востока, поскольку многие разрезы континентального неогена на этой территории наиболее полно охарактеризованы остатками диатомей и довольно хорошо изучены. Распространение выделенных зон, положение их стратиграфических границ и корреляционные возможности рассмотрены с привлечением материалов не только по югу Дальнего Востока, но и по сопредельным с ним регионам: Прибайкалью, Забайкалью, Северо-Востоку и Камчатке. В пределах указанных регионов предпочтение отдается разрезам, в которых комплексы диатомей изучены с относительной полнотой и имеют достаточно надежную привязку к местным и региональным стратиграфическим шкалам. По Прибайкалью и Забайкалью были использованы данные изучения неогеновых диатомей Е.А. Черемисиновой и Г.П. Черняевой (Черемисинова, 1973; Диатом. водоросли СССР, 1974; Стратигр. СССР. Неоген. систем, 1986; История озер ..., 1988; Палеолимнолог. реконструкции, 1989; Решения ..., 1981). Кроме того использовалась местная стратиграфическая схема неогеновых отложений Чарской впадины, разработанная Ф.И. Еникеевым¹. По Северо-Востоку привлечены результаты изучения диатомовых водорослей неогена Т.Л. Невретдиновой (1982, 1986; Садыков, Невретдинова, 1984, 1988; Беспалый и др., 1984; История озер ..., 1988; Палеоген и неоген Сев.-Вост. СССР, 1989; Волобуева и др., 1990), а также определения Е.Г. Лупикиной по миоценовой флоре бухты Нагаева (Челебаева и др., 1979). Наконец по Камчатке сведения базировались на данных Е.Г. Лупикиной и С.П. Озорниной (Шанцер и др., 1969; Диатом. водоросли СССР, 1974; Синельникова и др., 1976; Лупикина, 1980, 1986; Решения ..., 1982б; Атлас ..., 1984; Озорнина, 1987).

¹ Схема заимствована из "Региональной стратиграфической схемы неогеновых отложений Забайкалья", утвержденной в качестве рабочей пленумом бюро Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) в ноябре 1991 г.

Ниже дается описание биостратиграфических зон, установленных по диатомеям снизу вверх по разрезу неогена.

Зона Alveolophora jouseana (конец нижнего - начало среднего миоцена).

Охарактеризована комплексом диатомей с доминантным содержанием вида-индекса зоны, который имеет достаточно широкое межрегиональное распространение в континентальных отложениях раннего - среднего миоцена. Субдоминантная роль принадлежит вымершим в неогене *Aulacosira praegratulata* (Jousé) Simon., особенно типовой его разновидности, и *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. var. *ellipticus* et var. *linearis* Hust. Постоянно сопутствующими видами в зональном комплексе являются впервые появившиеся в небольшом количестве на данном стратиграфическом уровне *Eunotia japonica* Pant., *E. polyglyphoides* Sheshuk., *Gomphocymbella miocenica* Jousé. В отдельных регионах (Юго-Западное Приморье, Нижнеколымский прогиб) в верхней части зоны вид-индекс, как правило, отсутствует, а характерными для зонального комплекса, помимо названных видов *Aulacosira* и *Tetracyclus*, становятся довольно редкие по распространению *Fragilaria constricta* var. *antiqua* Moiss., *F. nitzschoides* var. *kamtschatica* Lupik., *Tabellaria tumidula* Moiss., *Eunotia clevei* var. *sinica* Skv. Это обстоятельство связано прежде всего с особенностями палеоэкологических обстановок при формировании отложений верхней части зоны в различных регионах (Моисеева, Царько, 1990).

Стратотипом зоны служит разрез нижней части кизинской свиты, представленный туфогенно-осадочными и осадочными породами, на Северо-Восточном Сихотэ-Алине по левобережью р. Самарги в районе оз. Тони (Плахотник, 1962).

Помимо Сихотэ-Алиня зона прослеживается в Приморье в туфогенно-флороносных слоях Ретиховского буроугольного месторождения и туфогенной непродуктивной толще Раковской впадины. В Забайкалье данной зоне соответствует толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и диатомитов нижней части джилдиндинской свиты в отдельных впадинах Витимского плоскогорья. На Северо-Востоке она прослежена в песчано-глинистых отложениях волчинской толщи по побережью Анадырского залива и в толще переслаивающихся глин, алевролитов и мелкозернистых песков с растительным детритом, вскрытых в бассейне р. Колымы опорной Нижнеколымской скважиной I на глубине 228 - 226 м и принадлежащих, скорее всего, образованиям стадухинской свиты. На Камчатке зона *Al. jouseana* отсутствует, так как породы с остатками диатомей на данном стратиграфическом уровне имеют там морской генезис.

Анализ таксономического состава зонального комплекса в целом, положение его в разрезе континентального неогена Дальнего Востока (таблица) позволяют рассматривать формирование зоны *Al. jouseana* в пределах второй половины раннего - начала среднего миоцена. Такой возраст зоны в основном согласуется с многочисленными материалами по макрофлоре и палинологии. Исключения составляют лишь палинологические данные по бассейну р. Колымы, где в упомянутой скв. I на рассматриваемом уровне комплекс спор и пыльцы датируется концом позднего олигоцена - началом раннего миоцена (Фрадкина и др., 1989).

Зона Alveolophora areolata (средний миоцен).

Для зонального комплекса наиболее характерен вымерший в миоцене вид *Alveolophora areolata* (Moiss.) Moiss., генетически связанный с видовым индексом зоны *Al. jouseana*, но обладающий более сложной морфологией створки. Доминирующее значение приобретает в комплексе *Aulacosira semilaevis* (Grun.) Moiss., *Melosira undulata* var. *samoensis* Grun., *Tabellaria celatom* Churs., *Eunotia monodon* var. *tropica* Hust., отмеченные в нижележащей зоне лишь спорадически. Субдоминантное положение сохраняют отдельные разновидности *Aulacosira praegrnulata* (Jousé) Moiss. Только для этой зоны характерны виды с узким интервалом стратиграфического распространения – *Fragilaria triangulata* Moiss., *Navicula bituminosa* Pant. var. *bituminosa* et var. *latecapitata* Pant. Кроме того, здесь впервые появляются виды, которые впоследствии становятся основными компонентами комплексов, характерных для более высокого стратиграфического уровня. К ним принадлежат *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *Fragilaria bicapitata* var. *fossilis* Moiss., *F. miocenica* Jousé, *Tetracyclus celatom* Okuno, *Actinella brasiliensis* var. *cuneata* Moiss., *Achnanthes aengimatosus* Moiss., *Navicula amphibola* Cl.

Особенностью состава рассматриваемого зонального комплекса является более теплолюбивый его характер по сравнению с другими комплексами диатомей неогена. Об этом свидетельствуют полное отсутствие в нижней части зоны и лишь небольшое представительство в верхней видов холодноводного рода *Tetracyclus*, а также заметная роль в составе зонального комплекса таких теплолюбивых разновидностей и форм как *Melosira undulata* (Ehr.) Küts. var. *undulata* et var. *samoensis* Grun., *Actinella brasiliensis* Grun. var. *brasiliensis* et var. *cuneata* Moiss., *Eunotia clevei* var. *sinica* Skv., *E. monodon* var. *tropica* Hust., *Navicula bituminosa* Pant. var. *bituminosa* et var. *latecapitata* Pant. Отмеченную особенность вполне допустимо связывать с относительным потеплением климата в период формирования зонального комплекса, скорее всего с климатическим оптимумом.

Стратотипом зоны служит разрез туфогенно-осадочной толщи верхнепавловской подсвиты,

описанный Л.А. Баскаковой и Н.С. Громовой (1989) по скв. 1458 в Липовецкой впадине Приморья, где устанавливается нижняя граница зоны. Контакт нижней части зоны, представленной слоями с *Aulacosira semilaevis*, *Tabellaria celatom*, с подстилающей зоной *Al. jouseana* можно наблюдать и по разрезу Нижнеколымской скв. I на глубине 204 м.

Кроме широкого распространения в районах Юго-Западного Приморья зона прослежена в Забайкалье в осадочно-вулканогенной толще пород джилдинской свиты по многим разрезам на Витимском плоскогорье. Здесь особенностью зонального комплекса является присутствие в его составе вида *Aulacosira baicalensis* (Wisł.) Simon. – эндемика современной флоры оз. Байкал. Не исключено, что данная зона является стратиграфическим уровнем первого появления этого вида. На Северо-Востоке зона *Al. areolata* представлена только своей нижней частью в толще светло- и темно-серых глин стадухинской свиты, вскрытой Нижнеколымской скв. I на глубине 204 - 176 м. На Камчатке континентальные неогеновые отложения с остатками диатомей на этом уровне пока не обнаружены.

Особенности таксономического состава рассматриваемого зонального комплекса, уровни стратиграфического распространения основных его представителей в региональных и местных стратиграфических шкалах неогена Дальнего Востока и Забайкалья свидетельствуют о средне-миоценовом возрасте зоны.

Зона Ellerbeckia kochii (верхняя часть среднего миоцена).

Она связана с нижележащей зоной довольно большим числом общих видов, однако соотношение их в структуре зонального комплекса существенно иное. Для него наиболее характерны вымершие виды: *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *Melosira undulata* var. *samoensis* Grun., *Achnanthes aengimatosum* Moiss. В верхней части зоны доминантную роль приобретают разновидности планктонного вымершего вида *Aulacosira praegrnulata* (Jousé) Simon., особенно var. *praeislandica* (Jousé) Moiss. Субдоминантами в комплексе являются разновидности и формы *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun., в основном var. *lancea* (Ehr) Hust., а также вымершая разновидность – *T. lacustris* var. *lanceolatus* Moiss. Последняя в процессе эволюции рода *Tetracyclus* является связующей между вымершим в неогене видом *T. ellipticus* (Ehr) Grun. и обитателем современных олиготрофных озер – *T. lacustris* Ralfs. К субдоминантам относится и вымерший вид *Fragilaria miocenica* Jousé, обладающий на этом стратиграфическом уровне наиболее высокими оценками обилия. Среди сопутствующих форм зонального комплекса, особенно в верхней части зоны, наблюдается первое появление в очень небольшом количестве таких видов и

разновидностей, как *Ellerbeckia teres* (Brun) Crawf., *E. arenaria* (Moore) Crawf., *Aulacosira italica* var. *valida* (Grun.) Simon., *Tetracyclus lacustris* Ralfs var. *lacustris* et var. *strumosus* (Ehr.) Hust., расцвет которых в кайнозой приходится на более позднее время или современную флору диатомей. Для данной зоны в пределах дальневосточного региона свойственно первое появление вымерших пресноводных видов рода *Actinocyclus*, достаточно широко распространенных в более молодой позднемиоценовой флоре. Из особенностей таксономического состава зонального комплекса следует также подчеркнуть его преемственную связь в нижней части зоны с зоной *Alveolophora areolata*, а в верхней – с вышележащей верхнемиоценовой зоной *Actinocyclus gorbunovii*.

Стратотипом зоны служит разрез туфогенно-диатомитовой толщи, описанный в 1986 г. Л.А. Баскаковой в Приморье по западному побережью оз. Ханка на участке между поселками Новокачалинск и Турий Рог. По стратиграфическому положению эта толща относится к региональным слоям *Fagus chansaica* (Решения ..., 1982а). В разрезе вскрываются (снизу вверх):

1. Пачка вулканомиктовых конгломератобрекчий с прослоями разнозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность 100 м.

2. Задернованная часть разреза. Мощность 150 м.

3. Туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями пепловых туфов. Мощность 50 м.

4. Переслаивание коричневатых-серых, серых и светло-серых диатомитов, туфодиатомитов, туфоалевритов и туффитов с обилием листовых отпечатков и остатков макрофлоры. Мощность 200 м.

5. Туфопесчаники, туфоалевролиты и пепловые туфы. Мощность 40 м.

6. Песчано-галечниковая толща с маломощными прослоями алевролитов, глин и туфов. Мощность 250 м.

Верхняя граница зоны в описанном разрезе проходит по кровле 40-метровой толщи туфопесчаников, туфоалевролитов и пепловых туфов. Непосредственный контакт зоны с подстилающей зоной *Alveolophora areolata* можно наблюдать в туфогенно-диатомитовой толще по керну скважин в районе поселка Новодевица, а также в разрезе джилиндинской свиты, вскрытой скважинами на Амалатском плато в Забайкалье.

В Приморье, помимо западного побережья оз. Ханка, зона прослежена в бассейне р. Нарва в песчано-алевритовой и аргиллитовой толще, которую Р.С. Климова (1983) предлагает называть синеутесовской свитой, и в туфогенно-осадочной толще песчаников, алевролитов и диатомитов, вероятно, той же свиты, вскрытой рядом скважин и обнажений в Приханкайской равнине, в районах поселков Хвалынка и Спасское. В Среднеамурской депрессии к рассматриваемой зоне относится

ся толща чередующихся алевритовых глин, песков и диатомитов верхней части ушумунской свиты. В Прибайкалье и Забайкалье подобный зональный комплекс достаточно широко распространен в верхах танхойской свиты и тагайской толще Приольхонья, Тункинской и Байкальской групп впадин, в верхней части джилиндинской свиты Витимского плоскогорья и анаргинской свиты Чарской впадины. На Северо-Востоке к данной зоне относится комплекс диатомей, установленный в разрезе нагаевской толщи бухты Нагаева близ г. Магадана (Челебаева и др., 1979), а также комплекс, свойственный толще черных глин в бассейне р. Маймакан на побережье Гижигинской губы (Невретдинова, 1982). Возможно к нижней части зоны *Ellerbeckia kochii* относится и комплекс диатомей, характеризующий имповеемскую толщу на п-ове Тайгонос в Северном Приохотье, хотя формирование его предположительно связывают с более низкими уровнями миоцена (Садыков, Невретдинова, 1988; Волобуева и др., 1990). Этот комплекс, несмотря на некоторую эндемичность таксономического состава, тесно связан с комплексом зоны *E. kochii* благодаря достаточно обильному развитию в нем характерных зональных видов – *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *Achnanthes aengimatosus* Moiss., *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea* (Ehr.) Hust. и др. В настоящее время вопрос о возрасте имповеемского комплекса не может быть решен без дополнительного более детального изучения его таксономического состава и уточнения стратиграфического распространения. В бассейне р. Колымы рассматриваемой зоне соответствует верхняя часть стадухинской свиты, представленная толщей серых и светло-серых глин с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, вскрытой нижнеколымской скв. I на глубине 152 - 135 м. На Юго-Восточной Камчатке к этой зоне, по всей вероятности, можно отнести комплекс диатомей, обнаруженный в ряде разрезов вулканогенно-осадочной толщи в бассейне р. Камчатки и ее притоков (Решения ..., 1982б). Однако таксономический состав его и положение в местной стратиграфической схеме требуют уточнения.

Своеобразие состава зонального комплекса, приуроченность его в большинстве регионов к вполне определенному стратиграфическому уровню и достаточно уверенное палеоботаническое обоснование принадлежности региональных слоев с *Fagus chansaica* к среднему миоцену (Решения ..., 1982а) дают основания рассматривать возрастное положение зоны *E. kochii* в пределах второй половины среднего миоцена.

Зона Actinocyclus gorbunovii (верхний миоцен).

Зона обладает достаточно самобытным и разнообразным по составу комплексом диатомей. Основная роль в нем принадлежит вымершим

пресноводным видам рода *Actinocyclus*: *A. gorbunovii* (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk., *A. tubulosus* Churs., *Actinocyclus* sp. Эти виды, отмеченные лишь спорадически в верхах среднего миоцена, здесь достигают расцвета и широкого распространения. Из древних вымерших представителей рода *Aulacosira* продолжает сохранять относительно высокие оценки обилия *A. praegranulata* var. *praeislandica* (Jousé) Moiss. Значения субдоминантных и постоянно сопутствующих форм в зональном комплексе имеют *Fragilaria bicapitata* var. *fossilis* Moiss., *Fragilaria lineolata* (Moiss.) Moiss., *Dirotoma capitata* Lauby, *Tetracyclus celatom* Okuno, *T. lacustris* var. *strumosus* (Ehr.) Hust., *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., *E. clevei* var. *aculeata* Moiss., *E. verneris* var. *nipponica* Skv., *Achnanthes lapidosa* f. *robusta* Moiss., *A. scutiformis* Moiss., *Gomphonema lingulatum* Hust. Большинство из них вымершие или имеют очень ограниченное распространение в современной флоре в качестве реликтов. Только на этом уровне обнаружен редкий вымерший вид *Gomphopleura poretzkiae* Moiss. В большинстве случаев в пределах этой зоны завершают свое развитие виды, перешедшие из более низких возрастных уровней миоцена, такие как *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *Actinocyclus* sp., *Tetracyclus lacustris* var. *lanceolatus* Moiss., *Fragilaria miocenica* Jousé. В основном через эту группу видов и представителей вымершего вида *Aulacosira praegranulata* (Jousé) Simon. осуществляется преемственная связь данной зоны с нижележащей зоной *Ellerbeckia kochii*. В составе зонального комплекса заметно снижается роль круга форм вымершего в неогене вида *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. и возрастает значение дожившего доныне *T. lacustris* Ralfs, а также появляется много видов из родов *Fragilaria*, *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Gomphonema*, достигающих расцвета в своем развитии значительно позднее, в основном в современной флоре диатомей.

Стратотипом зоны служит разрез, вскрывающий толщу диатомитов и глин усть-суйфунской свиты в Приморье по правому берегу р. Раздольной, в 1.5 км северо-восточнее дер. Кедровка, в районе так называемого Пионерского месторождения диатомитов. В разрезе представлены (снизу вверх):

1. Глина бурая, местами охристая. Мощность 0.30 м.

2. Диатомит пластичный, от темно-серого, слегка кремового цвета в нижней части до светло-серого с тонкими прослоями мелкозернистого песка в верхней части. Мощность 6 м.

3. Глина песчаная с тонкими прослоями диатомита. Мощность 1 м.

4. Суглинки и супеси со щебнем, галькой и валунами. Мощность 0.5 м.

5. Почвенно-растительный слой. Мощность 0.20 м.

Нижняя граница зоны устанавливается в основании разреза усть-суйфунской свиты по ряду скважин в районе поселков Нежино и Раздольное. Непосредственный контакт рассматриваемой зоны с подстилающей зоной *Ellerbeckia kochii* можно также наблюдать в разрезе верхней части джилиндинской свиты по скважинам и обнажениям на Амалатском плато в Забайкалье.

В Юго-Западном Приморье зона приурочена только к отложениям усть-суйфунской свиты и прослежена по многим ее разрезам, особенно в Пушкинской депрессии, в бассейнах рек Раздольная и Славянка. На Северо-Восточном Сихотэ-Алине описанный зональный комплекс, но несколько обедненного состава, характеризует отложения ботчинской свиты, а в Среднеамурской депрессии – головинской свиты. В Прибайкалье зона прослежена по многочисленным разрезам верхней части танхойской свиты в Тункинской и Байкальской впадинах. В Забайкалье на Витимском плоскогорье ей соответствуют отложения верхней части джилиндинской свиты, а в Чарской впадине – верхней части анаргинской свиты. На Северо-Востоке рассматриваемая зона с достаточной уверенностью пока не установлена. На Камчатке комплекс, подобный зональному, распространен по западному побережью полуострова в отложениях эрмановской свиты, в северо-восточных районах – в верхнемедвежжинской подсвите и классической свите, в основном по разрезам в бухте Корфа. В камчатском комплексе, наряду с господством вида-индекса зоны, высоких оценок обилия достигает близкородственный ему род и вид – *Undatodiscus variabilis* Lupik. Для интервала отложений эрмановской свиты, охарактеризованного этим комплексом, Е.Г. Лупикиной предложено название “слои с *Melosira praedistans*” (Атлас ..., 1984). Однако такое название вряд ли можно считать удачным, так как таксономическая самостоятельность указанного вида большинством специалистов в настоящее время не признается. Кроме того, о своеобразии состава этого камчатского комплекса свидетельствует скорее всего присутствие вида *Undatodiscus variabilis* Lupik.

Своеобразие общего состава и структуры зонального комплекса диатомей, уровни стратиграфического распространения его характерных представителей в неогене не только нашей страны, но и Западной Европы, Китая, Японии, США указывают на позднемиоценовый возраст зоны *Actinocyclus gorbunovii*.

Таким образом анализ фактического материала по неогеновой пресноводной флоре диатомовых водорослей позволил выделить в континентальных неогеновых отложениях Дальнего Востока четыре биостратиграфические зоны, охватывающие интервал со второй половины нижнего миоцена до верхнего миоцена включительно.

Установленное при корреляции присутствие соответствующих зональных комплексов в местных стратиграфических подразделениях Прибайкалья, Забайкалья, Северо-Востока и Камчатки показало достаточно стабильное положение границ выделенных зон и возможность прослеживания их на достаточно удаленных территориях. Характер пространственного и временного распространения зон в отложениях континентального неогена различных районов Восточной России дает основание рассматривать выделенные зоны в качестве корреляционных подразделений.

Пока не представляется возможным выделять подобные зоны в нижней половине нижнего миоцена и в пределах плиоцена. В первом случае это связано с недостаточностью находок остатков диатомей на указанном возрастном уровне, а во втором – наоборот, с наличием в разных регионах большого числа разнообразных и пестрых по составу комплексов, с трудом поддающихся сопоставлению. Последнее обстоятельство можно объяснить в первую очередь интенсивностью и разнообразием рельефных перестроек, происшедших в плиоценовый период, что обусловило высокую степень экологического эндемизма комплексов диатомей не только в разных регионах, но часто и в пределах одного. В связи со сказанным палеонтологическое обоснование и корреляция по диатомеям местных стратиграфических подразделений нижней части нижнего миоцена и плиоцена остаются пока на уровне вспомогательных биостратиграфических подразделений – слоев с флорой (Моисеева, Царько, 1990). Следует однако отметить, что анализ материалов по плиоценовым диатомеям Восточной России свидетельствует о перспективности разработки местных диатомовых зон для континентального плиоцена в первую очередь на территории Витимского плоскогорья. В этом регионе остатками диатомей охарактеризован весь разрез плиоцена, что позволяет с наибольшей достоверностью выяснить последовательность смены в нем комплексов диатомей.

Выявленные по диатомеям зоны и слои в большинстве обеспечивают детализацию местных и региональных шкал, а следовательно и более надежную региональную и межрегиональную корреляцию составляющих их подразделений. Дальнейшая разработка и совершенствование предлагаемой по диатомеям зональной шкалы для континентального неогена должна касаться в первую очередь как самой нижней ее части, так и различных уровней плиоцена. Не исключено также, что при дальнейших исследованиях часть слоев с флорой может перейти в ранг зон или подзон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 334 с.

Баскакова Л.А., Громова Н.С. Разрез дочетвертичного кайнозоя Липовецкой впадины (литологическая и палеонтологическая характеристики) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 90 - 100.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Невретдинова Т.Л., Ремизовский В.И. Кайнозойские отложения северного побережья Пенжинской губы // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 105 - 138.

Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Миоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 75 с.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Том I. Л.: Наука, 1974. 403 с.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. Справочное пособие. М.: Недра, 1991. 160 с.

История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1988. 291 с.

Климова Р.С. Миоценовая флора и флостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и флостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65 - 76.

Лупкина Е.Г. Последовательность и условия накопления озерных вулканогенно-осадочных отложений по данным диатомового анализа // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 23 - 53.

Лупкина Е.Г. Новые данные о диатомовой флоре позднего плиоцена Восточной Камчатки // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа: Башкир. фил. АН СССР, 1986. С. 120.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Недра, 1971. 152 с.

Моисеева А.И. Состояние диатомологических исследований континентальных неогеновых отложений Дальнего Востока // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточ. регионал. межведом. стратигр. совещания. Хабаровск: ПГО "Дальгеология", 1990. С. 263 - 265.

Моисеева А.И. Диатомовые водоросли в стратиграфии континентального неогена // Диатомовые водоросли – индикаторы изменений окружающей среды и климата. Пятая школа по диатомовым водорослям. Тез. Иркутск: Сиб. отд. РАН, 1993. С. 32 - 33.

Моисеева А.И., Царько Е.И. Этапы развития флоры диатомовых водорослей и детальная стратиграфия континентального неогена юга Дальнего Востока // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 68 - 78.

Невретдинова Т.Л. Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сев.-Вост. СССР. Магадан: Магадан. книжн. изд-во, 1982, № 26. С. 93 - 100.

- Невретдинова Т.Л.* Кайнозойская диатомовая флора из озерных отложений северного побережья Пенжинской губы и полуострова Тайгонос // История древних озер. Тез. докл. Л.: Географ. общ. СССР, 1986. С. 66 - 67.
- Озорнина С.П.* Диатомовые водоросли верхнеплиоценовых отложений Центральной Камчатки // Материалы по стратигр. и палеогеограф. востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 151 - 155.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ АН СССР, 1989. 184 с
- Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона. Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.
- Плахотник В.Г.* Новые данные о строении и возрасте эффузивов кизинской свиты в Северо-Восточном Сихотэ-Алине // Сов. геология. 1962. № 4. С. 120 - 122.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Сиб. отд. АН СССР, 1981. 89 с.
- Решения третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982а. 183 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский: Объед. "СевВост-геология", 1982б. 131 с.
- Садыков А.Р., Невретдинова Т.Л.* Новые данные о возрасте отложений имповеемской толщи. Колыма, 1984. № 1. С. 36 - 38.
- Садыков А.Р., Невретдинова Т.Л.* Палеогеновые и неогеновые отложения п-ова Тайгонос // Континенталь-
ный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 7 - 17.
- Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И. и др.* Миоплиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976. 280 с.
- Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополненное. СПб, МСК, Санкт-Петербургская картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. 443 с.
- Фрадкина А.Ф., Жарикова Л.П., Лаухин С.А., Гриненко О.В.* Климатостратиграфический подход при расчленении и корреляции отложений палеогена и неогена Северо-Востока СССР по палинологическим данным на примере Нижнеколымской скв. 1 // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Часть 2. Межвузовский научн. сб. Саратов: Сарат. ун-т, 1989. С. 49 - 54.
- Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Егорова И.А., Луникина Е.Г.* Миоценовая флора бухты Нагаева и некоторые вопросы корреляции континентальных отложений Камчатки и Северо-Востока СССР // Стратиграфия и флора континентального неогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. С. 30 - 82.
- Черемисинова Е.А.* Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1973. 68 с.
- Шаницер А.Е., Гептнер А.Р., Егорова И.А. и др.* Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 73 - 82.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 551.7:551.311.234.3(497.2)

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНОЙ БОЛГАРИИ ПО МАГНИТНЫМ И ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 1995 г. В. А. Большаков, А. А. Свиточ

Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 21.02.94 г., получена после доработки 04.06.94 г.

Проведены магнитные и палеомагнитные исследования трех лёссово-почвенных разрезов Северной Болгарии. В обнажениях зафиксировано до шести горизонтов погребенных почв и лёссов. Показана возможность использования магнитных данных (величин магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера) для корреляции изученных разрезов. В частности, по полученным магнитным и палеомагнитным данным сделан вывод об одновозрастности первых снизу лёссово-почвенных горизонтов. Интерпретация полученных в работе палеомагнитных данных привела к выводу о том, что начало лёссовобразования в Северной Болгарии, в отличие от общепринятой точки зрения, следует относить не к плейстоцену, а к эоплейстоцену.

Ключевые слова. Магнитная восприимчивость, намагниченность, корреляция, стратиграфия, фактор Кенигсбергера.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, проблема стратиграфии и корреляции лёссово-почвенных разрезов продолжает оставаться весьма актуальной (Веклич, 1982; Величко и др., 1984; Стратиграфия и палеогеография..., 1992). При этом палеомагнитный метод, являющийся практически единственным, позволяющим получить хронологическую границу плейстоцена для пород лёссово-почвенной формации, нередко дает несогласующиеся результаты (Веклич, 1982; Третьяк, 1983; Heller, Tungsheng, 1984; Фаустов, Вириня, 1989). Примером могут служить и палеомагнитные исследования лёссово-почвенных разрезов Северной Болгарии, выполненные Ф. Виганком (Viegank, 1990) и В.Б. Калчевой и др. (Калчева и др., 1989). Согласно их исследованиям, породы лёссового комплекса Болгарии относятся к эпохе Брюнеса. В то же время Ф. Виганком выделено 5 экскурсов, возраст которых оценивается от 575 тыс. лет до 45 тыс. лет, тогда как в разрезе вдвое большей мощности, изученном В.Б. Калчевой и др., ни одного экскурса обнаружено не было. Вывод о плейстоценовом возрасте лёссового комплекса Болгарии согласуется с геоморфологическими, фаунистическими, археологическими данными большинства исследователей (Кръстев, Кръстева, 1980; Калчева и др., 1989, Viegank, 1990). Заметим, что в соответствии с результатами палеомагнитных исследований в соседних с Болгарией регионах Центральной Европы, на юге Восточной Европы, в Средней Азии и Китае (Певзнер, Печи, 1980; Pecs, 1993; Веклич, 1982; Heller, Tungsheng, 1984) лёссонакопление в этих регионах началось в эпоху Матуйама. Следовательно, палеомагнитная оценка времени начала лёссонакопления в

Болгарии не согласуется с результатами по другим районам Северного полушария.

Предпринимая магнитные и палеомагнитные исследования лёссового комплекса Болгарии, мы предполагали изучить возможности совместного применения магнитных и палеомагнитных данных для корреляции и стратиграфии лёссово-почвенных разрезов.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами изучены разрезы лёссово-почвенной формации Северной Болгарии, вскрытые карьерами в районе пос. Ветово и Каолиново и на берегу Черного моря у п. Дуранкулак. Расстояние между разрезами, расположенными в субширотном направлении, соответственно около 70 км и 120 км. В разрезе Ветово (рис. 1) вскрываются породы, образующие высокую водораздельную равнину, сложенную серией погребенных почв (ПП) и разделяющих их лёссовых горизонтов (Л). Всего выделено шесть ПП и столько же Л. Для двух верхних почв характерна относительно слабая проработка почвенных горизонтов, имеющих коричнево-каштановую окраску. Две средние погребенные почвы разреза имеют переходный тип почвообразования от каштановых к черноземным и красноцветным, а две нижние, наиболее глубоко проработанные ПП5 и ПП6, относятся преимущественно к красноцветным. В разрезе Каолиново (рис. 2) выходят отложения, слагающие водораздельную поверхность с абсолютными отметками около 270 м, и состоящие из пяти почвенно-лёссовых горизонтов. В целом разрезы Ветово и Каолиново имеют весьма сходное строение, с той разницей, что первый более

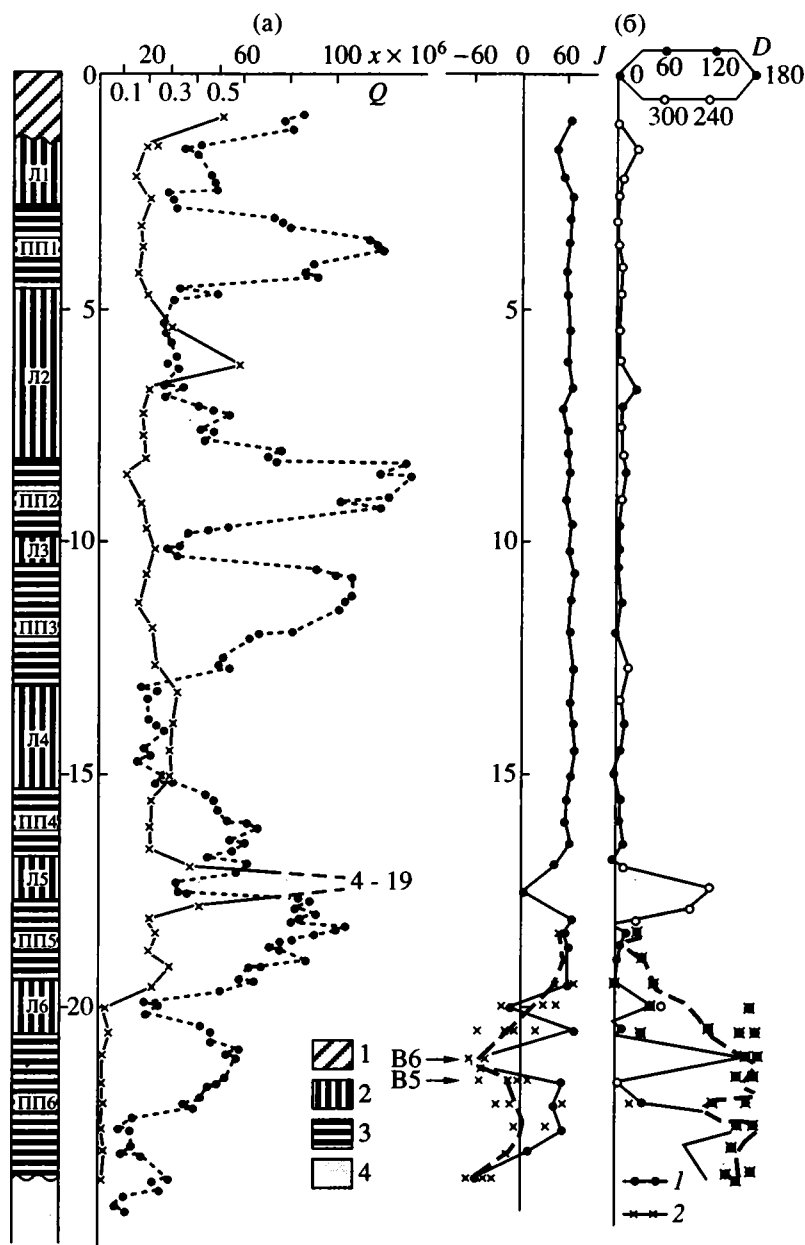


Рис. 1. Литологические, магнитные и палеомагнитные характеристики разреза Ветово.

а – магнитная восприимчивость в единицах Гаусса (точки) и фактор Кенигсбергера после $T = 200^{\circ}\text{C}$ (крестики); 1 – современная почва, 2 – лёсс, 3 – погребенная почва, 4 – супесь;

б – углы склонения и наклонения после T -чистки; 1 – при 200°C , 2 – при 310°C .

стратифицирован и имеет несколько большую мощность осадочного чехла за счет увеличения лёссовых слоев. Меньшее количество лёссово-почвенных горизонтов во втором разрезе связано, вероятно, с уменьшением в мощности до полного исчезновения лёссового горизонта, соответствующего пятому лёссу разреза Ветово и наложением процессов формирования выше- и нижележащих почв. На это косвенно указывает повышенная мощность четвертой ПП разреза Каолиново и на-

личие в ее средней части следов карбонатного (иллювиального) горизонта. То есть эта почва вероятно является сдвоенной, отвечающей четвертой и пятой ПП разреза Ветово. В основании обоих разрезов лежат супесчаные желто-розовые породы плиоцена. Разрез Дуранкулак (рис. 3) находится в иных геоморфологических условиях – это подмытый морем увал лёссовой приморской равнины на правобережье Дуная с абсолютными отметками от 10 - 15 м и выше. В береговых

обрывах здесь обнаружено циклическое строение лёссово-почвенного комплекса, с глубоким размывом лежащего на сарматских известняках. Каждый цикл разреза сложен лессовидными суглинками и супесями, карбонатными бурыми и желто-бурими, и погребенными почвами. Всего в разрезе установлено шесть погребенных почв автоморфного типа. Две нижние, наиболее развитые, относятся к красноцветам. Две средние, также хорошо проработанные, к каштановым и коричневоцветным. Верхние почвы маломощные и наименее выражены в разрезе.

Ориентированные куски породы – штуфы – размером не менее $10 \times 10 \times 10 \text{ см}^3$ отбирались с интервалом (40 - 60) см. Из каждого штуфа вырезалось от 4 до 10 образцов – кубиков с ребром 2.4 см. Измерения намагниченности проводились на измерителях остаточной намагниченности ИОН-1 и JR-4, а магнитной восприимчивости приборами ИМВ-2 и KLY-2 соответственно серийного советского и чехословацкого производства.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Магнитная восприимчивость χ изученных разрезов характеризуется повышенными значениями в почвах и относительно пониженными в лёссах (рис. 1 - 3). Величина фактора Кенигсбергера Q также выше в почвах (1.5 - 3), чем в лёссах, где она изменяется от 0.9 до 1.5. Термомагнитные исследования привели к выводу о наличии в осадках магнетита, маггемита и гематита (Большаков, 1993). При этом зависимости намагниченности насыщения от температуры (T) для лёссов и почв по всему разрезу практически идентичны.

Измерения естественной остаточной намагниченности (I_n) всех образцов, за исключением взятых из нижней части пятого лёсса разреза Ветово, выявили направления I_n , близко соответствующие направлению современного магнитного поля Земли (МПЗ). Специально проведенное исследование (Большаков, 1993) показало, что аномалия намагниченности образцов нижней половины пятого лёсса (угол склонения $D = 244^\circ$, наклонения $J = 3^\circ$, величина фактора Q достигает 19) и верхней части пятой ПП имеет "молниеносную" природу, т.е. обусловлена намагничиванием осадков вследствие прохождения через них грозового разряда (молнии). После проведения температурно-временной чистки – выдержки образцов в немагнитном пространстве при $T = 200^\circ\text{C}$ в течение 4-х часов – направления I_n их большей части изменились незначительно. Угол D отклонялся нерегулярно от первичного направления обычно не больше, чем на 15° , угол J в основном уменьшился на $5^\circ - 10^\circ$. Однако направления I_n образ-

цов нижних частей разрезов, включая супесчаные отложения, первые снизу погребенную почву и лёсс изменились существенно. Близкую к обратной намагниченность показали супесчаные осадки разреза Каолиново (рис. 2). Как по D , так и по J значительно изменились направления I_n образцов первого снизу лёссового горизонта всех разрезов. Пониженные относительно верхних частей разрезов значения угла J зафиксированы в первой снизу ПП (рис. 1 - 3). Если изменения D и J в нижних частях трех разрезов проявляют разнообразие, то изменение фактора Q после чистки характеризуется более четким поведением. Заметно (рис. 1 - 3) явное уменьшение величины Q (не менее чем в 2 раза) образцов первых снизу горизонтов погребенной почвы и лёсса по сравнению с вышележащими горизонтами во всех разрезах. Таким образом, намечается определенная корреляция нижних лёссово-почвенных горизонтов изучаемых разрезов. Это побудило нас провести дополнительные температурные исследования естественной остаточной намагниченности.

На установках палеомагнитной лаборатории Казанского университета были сняты диаграммы Зийдерверльда (ДЗ) некоторых образцов. Изменение I_n от температуры образцов верхней части разреза представляет собой в подавляющем большинстве случаев практически прямую линию в плоскости $x-z$, не пересекающую координатных осей и проходящую в область начала координат. Иной характер имеют ДЗ образцов из лежащих в основании разрезов лёсса и погребенной почвы. Они демонстрируют наличие в образце обычно двух разнонаправленных компонент намагниченности, одна из которых (низкотемпературная) соответствует направлению на современный полюс. Выход на другое направление происходит обычно в интервале температур $(300 - 400)^\circ\text{C}$ – рис. 4. Также была проведена поэтапная чистка образцов аномальной зоны с выдержкой в течение 30 минут при $T = 175^\circ, 250^\circ, 310^\circ\text{C}$ и последующим их охлаждением до комнатной температуры. Дальнейшее повышение температуры чистки оказалось невозможным, так как после воздействия $T = 310^\circ\text{C}$ образцы при измерении начали разрушаться. (Снятие ДЗ проходило на образцах с меньшим объемом и при непрерывном повышении температуры, что, возможно, явилось причиной их большей устойчивости к нагревам.) Параметр Q в процессе поэтапной чистки последовательно уменьшался до значений 0.03 - 0.01 и меньше. При этом углы склонения и наклонения изменялись однонаправленно вплоть до $T = 310^\circ\text{C}$. Результаты поэтапной чистки, строго говоря, не указывают на выход на стабильное направление I_n после воздействия температуры 310°C (мало точек). Однако, учитывая данные по

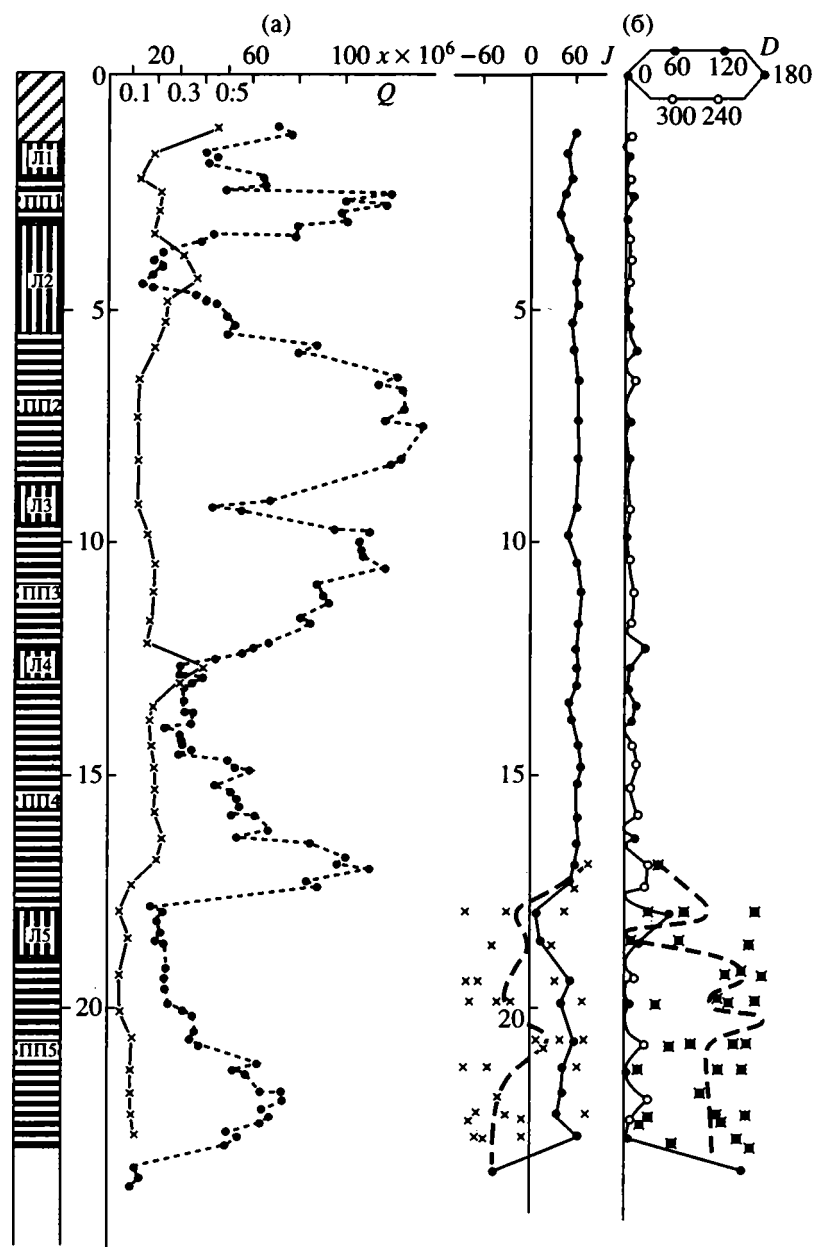


Рис. 2. Литологические, магнитные и палеомагнитные характеристики разреза Каолиново. Усл. обозначения см. на рис. 1.

ДЗ, мы можем считать, что выдержка при этой температуре дает близкие к стабильным направлениям $\vec{I}_n$. С другой стороны, максимальная температура нагрева 310°C обусловлена упомянутым выше термическим разрушением образцов. Поэтому массовая температурная чистка образцов была проведена при температуре 310°C , время выдержки 1.5 часа. Полученные результаты показаны на рис. 1 - 3. Отметим, что для многих уровней (штуфов) аномальной зоны получен большой разброс направления $\vec{I}_n$. Также обратим

внимание, что для штучков В5 и В6 разреза Ветово изменение направлений $\vec{I}_n$ в процессе чистки качественно согласуется с изменением, полученным по ДЗ (рис. 1, 4). Так для штучка В6 направление намагниченности после чистки составляет с первоначальным углом, близкий к 180° , тогда как для штучка В5 этот угол существенно отличен от 180° как по ДЗ, так и по результатам чистки. Отметим здесь две особенности образцов штучка В6 – малый разброс направлений $\vec{I}_n$ после чистки при $T = 310^\circ\text{C}$, а также то, что эта чистка практически

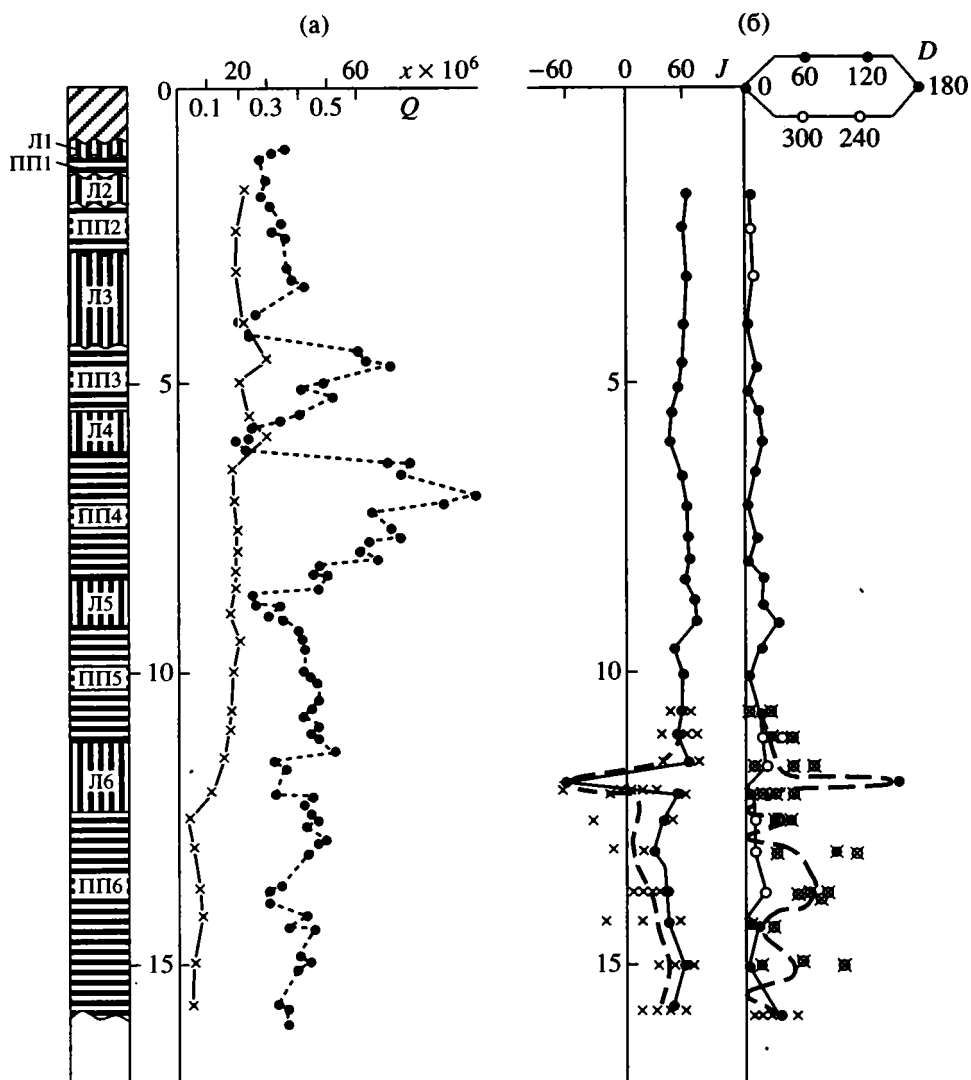


Рис. 3. Литологические, магнитные и палеомагнитные характеристики разреза Дуранкулак. Усл. обозначения см. на рис. 1.

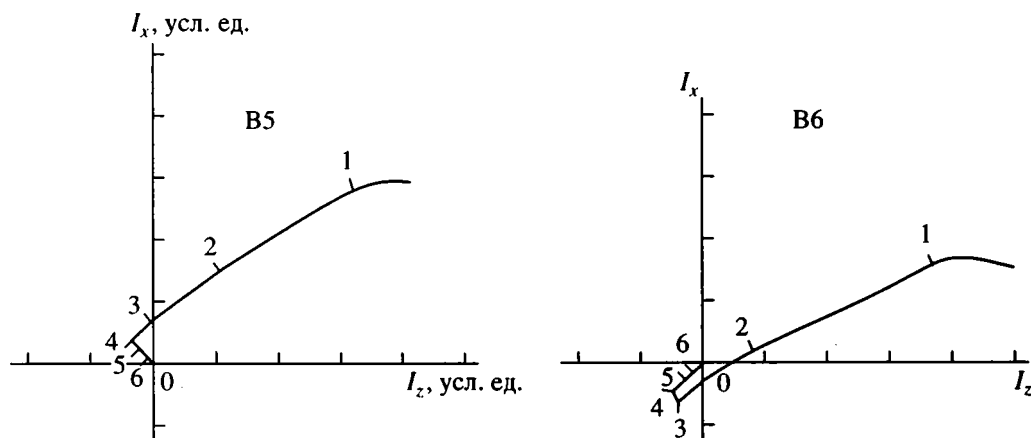


Рис. 4. Изменения компонент естественной остаточной намагниченности образцов при нагреве, 1 – 100°C, 2 – 200°C, 3 – 300°C, 4 – 400°C, 5 – 500°C, 6 – 600°C.

не изменила результатов чистки при $T = 200^{\circ}\text{C}$. Направления намагниченности образцов, взятых из разрезов выше аномальной зоны, после чистки при $T = 310^{\circ}\text{C}$ изменились незначительно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Итак, во всех трех разрезах в первых снизу горизонтах погребенной почвы и лёсса обнаружено заметное уменьшение величины фактора Q после термочистки при $T = 200^{\circ}\text{C}$ и существенные изменения направления намагниченности, вплоть до обратного, после термочистки при 310°C в течение 1.5 часа. Относительное уменьшение фактора Q в сходных литологически и магнитоминералогически осадках обычно связывается с уменьшением величины или изменением направления древнего геомагнитного поля. Согласованность результатов, полученных после термочистки 310°C и из анализа диаграмм Зийдерверльда позволяет утверждать, что прогрев образцов в немагнитном пространстве в течение 1.5 часа при температуре 310°C является достаточным для выхода на направление стабильной намагниченности. Значит изменения направления намагниченности по глубине следует объяснять изменениями древнего МПЗ (возможно усложненными, как будет показано ниже, особенностями формирования намагниченности изучаемых осадков).

Полученное для нижних частей разрезов распределение направлений векторов I_n , на первый взгляд, может представлять либо запись экскурса эпохи Брюнес, либо переходную зону Матуяма-Брюнес (М-Б). Мы полностью не исключаем такого объяснения. Однако считаем его маловероятным по двум причинам. Первая связана, по нашему мнению, с временным несоответствием. В самом деле, максимальная продолжительность экскурса эпохи Брюнес оценивается временем порядка 10 тыс. лет (Поспелова, 1989), а инверсии М-Б – не более 25 тыс. лет (Гурарий, 1988). В нашем случае аномальная зона охватывает как минимум целый лёссово-почвенный горизонт, возраст которого, исходя из положения в разрезе и типа почвообразования не моложе раннеплейстоценового. Эту оценку подтверждают предварительные данные спорово-пыльцевого анализа по разрезу Ветово, полученные Н.С. Болиховской. По ее мнению, можно предположить принадлежность палинофлоры четвертого лёсса мучкапскому межледниковью раннего плейстоцена, а осадки пятого лёсса относятся к раннечетвертичному времени. Породы лёссово-почвенного комплекса Северной Болгарии по типу строения, магнитным свойствам и климатическим условиям осадконакопления сопоставимы с хорошо изученными породами лёссового комплекса Украины и Молдавии (Веклич, 1982). По оценке М.Ф. Веклича,

продолжительность формирования одного только лёссово-почвенного горизонта нижнего плейстоцена – не менее 200 тыс. лет. С другой стороны, средняя скорость плейстоценового лессонакопления в гораздо более мощных разрезах Китая оценивается Ф. Хеллером и Л. Тунгшент (Heller, Tungsheng, 1984) величиной 7.5 см в тысячу лет. Исходя даже из этой, по нашему мнению завышенной для болгарских лёссов оценке, время формирования аномального лёссово-почвенного горизонта в разрезе Каолиново, например, будет составлять более 60 тыс. лет. Это время не сопоставимо с длительностью экскурса и существенно большей продолжительностью инверсии. Вторая причина связана с первой и состоит в следующем. Как известно, в эпохе Брюнеса более-менее надежно фиксируют до 12 экскурсов (Поспелова, 1989). Их редкая встречаемость в континентальных отложениях связана прежде всего с непродолжительностью экскурсов и неполнотой геологической летописи. При интервале отбора образцов около 50 см мы не обнаружили ни одного аномально намагниченного уровня, за исключением “молниеносной” аномалии разреза Ветово в верхних частях разрезов. Поэтому маловероятно, что обнаруженная во всех трех разрезах в сопоставимых мощных горизонтах, составляющих порядка 20% мощности каждого разреза, аномалия намагниченности связана с экскурсом. Из сказанного вытекает, что аномалия намагниченности, характеризующая также и четким понижением величины Q , обусловлена более глобальным и продолжительным изменением МПЗ, нежели экскурсии эпохи Брюнес или инверсия геомагнитного поля Матуяма-Брюнес. Поэтому мы полагаем, что нижние лёссово-почвенные горизонты изученных разрезов одновозрастны и содержат в себе запись МПЗ, соответствующую не только инверсии М-Б, но и концу эпохи Матуяма. Такая возрастная оценка, напомним, согласуется с палинологическими данными Н.С. Болиховской. Палеомагнитная запись, полученная для разрезов Ветово и Каолиново не противоречит, в общем, сделанному заключению. В нижних частях лёссово-почвенных горизонтов направление I_n близко к обратному, а выше можно выделить некую переходную зону, на наш взгляд, слишком все же растянутую (рис. 1, 2). Иное распределение направлений I_n аномальной зоны в обнажении Дуранкулак, где отклонение направления намагниченности от нормального в почвенном слое гораздо меньшее, чем в первых двух разрезах (рис. 3). Такие несогласованности формально можно объяснить непрерывным отбором образцов и неполнотой геологической летописи. Однако есть еще одно обстоятельство, которое может существенно повлиять на запись изменений МПЗ в породах лёссово-почвенного комплекса. Оно связано

с механизмом формирования в них намагниченности. Проблема эта весьма сложна, актуальна, но слабо изучена, несмотря на то, что рассматривалась многими авторами (Веклич, 1982; Третяк, 1983; Вирина, Фаустов, 1973; Heller, Tungsheng, 1984; Hus, Geeraerts, 1986). Мы коснемся лишь двух аспектов проблемы, в той или иной степени затронутых в упомянутых работах.

Давно и широко известна роль роющих организмов в процессе формирования почвенного слоя. Механическое перемешивание почвы, естественно, повлияет на ориентировку заключенных в ней магнитных частиц. Можно предположить, что этот процесс приведет к хаотизации направлений векторов I_n магнитных агрегатов и уменьшению результирующей намагниченности почвенного слоя практически до нуля. Однако изучение намагниченности осадков, заполняющих кротовины, о котором мы знаем из устных сообщений коллег и из собственного опыта, говорит об ином. В частности, при палеомагнитном изучении лёссово-почвенных разрезов Приобья авторы отметили следующий факт. Намагниченность образцов, взятых из кротовины в обратно-намагниченном лёссовом горизонте была прямой, такой же, как намагниченность перекрывающей этот лёсс погребенной почвы. Отсюда, на наш взгляд, следует, что либо перемешивание почвенного материала не приводит к значительной хаотизации направлений намагниченности, либо в процессе формирования почвенного слоя существует дополнительный, более существенный фактор, приводящий к намагничиванию почвенных агрегатов в соответствии с направлением существующего МПЗ. Не исключено, что этот фактор может быть связан с повышением величины χ , отмечаемым в горизонтах степных и лесостепных почв автоморфного типа, указывающем на преобладание в них, по сравнению с лёссами, сильномагнитного минерала, обычно магнетита. Этот магнетит тонкодисперсный и имеет аутигенную природу (Вирина, Фаустов, 1973; Maher, Taylor, 1988). Механизм его образования до конца не ясен. Он может быть образован, например, с помощью бактерий (Fassbinder *et al.*, 1990), окислением растворенного Fe^{2+} (Maher, Taylor, 1988) или, не исключено, путем восстановления гематита (Вирина, Фаустов, 1973). Если процессы механического перемешивания или новообразования магнитных минералов имеют место после захоронения почвенного слоя, то будет происходить запаздывание магнитной записи относительно времени начала формирования перекрывающего почву горизонта. В этом случае рассматриваемая почва может быть намагничена в том же геомагнитном поле, что и формирующийся вышележащий горизонт, например лёсс. М.Ф. Веклич (1982, с. 168) предлагает иной вари-

ант, когда нижележащий горизонт лёсса вследствие "вертикальной миграции ферромагнетиков" из сформировавшейся выше почвы будет намагничиваться в МПЗ, соответствующем времени формирования вышележащей почвы. Определение времени запаздывания магнитной записи, особенно важное при изучении процессов изменения МПЗ – важная задача, требующая специальных исследований. В работе Ф. Хеллера и Л. Тунгшенга (1984) делается попытка оценить время формирования диагенетического гематита, ответственно, по их мнению, за естественную остаточную намагниченность пород лёссового комплекса Китая. Исходя из наличия в палеомагнитной записи субхрона Харамильо, авторы считают, что процесс формирования аутигенного гематита по времени был на порядок меньше длительности субхрона, т.е. длился около 10 тыс. лет.

Делая ссылки на работы (Веклич, 1982; Heller, Tungsheng, 1984), мы не ставили себе целью критическое рассмотрение сделанных в них предложений, а хотели показать, что возможность формирования вторичной, со временем запаздывания 10 тыс. лет и более, намагниченности в породах лёссово-почвенного комплекса у некоторых исследователей не вызывает сомнений. Итак, упомянутые выше процессы могут приводить к тому, что первичная намагниченность, сформировавшаяся в лёссе, как в почвообразующей породе либо в почве, будет (полностью или частично) видоизменена "вторичной", природа которой может быть химической, бактериальной и механической одновременно. (Кавычки нами здесь поставлены потому, что деятельность роющих организмов, бактерий и т.д. является неотъемлемой частью процесса формирования почвенного слоя, без которых этот процесс не будет полноценным и поэтому "вторичная" намагниченность в определенной степени является первичной). Если формирование верхней части рассматриваемого лёссово-почвенного горизонта пришлось на время изменения полярности МПЗ, то из-за запаздывания магнитной записи образование первичной и вторичной намагниченностей могло проходить в полях разной ориентации. Тогда результирующая I_n может иметь самые разнообразные направления из-за практической неколлинеарности прямого и обратного геомагнитного поля. Следовательно, мощность переходной зоны М-Б с хаотичными направлениями намагниченности может быть увеличена, что возможно, и наблюдается в разрезах Ветово и Каолиново. Причиной разброса направлений I_n образцов, взятых с одного уровня, может быть неоднородность лёссово-почвенного слоя по простиранию. Подтверждением такой неоднородности, по-видимому, являются значительные различия (достигающие иногда 50%) величины χ образцов, взятых из одного

штуфа. Можно предположить, что чем в большей степени лёссовая материнская порода изменена процессами почвообразования, тем большей вторичной намагниченностью она будет обладать.

Стабильность рассмотренных выше “вторичных” намагниченностей будет, по-видимому, сравнима со стабильностью первичной. Поэтому полное удаление вторичной намагниченности без существенного искажения первичной не возможно. Следовательно, после магнитной чистки кучность направлений I_n в прямонамагнитных разрезах будет существенно выше, чем в обратномагнитных, у которых первичная и вторичные намагниченности разнонаправлены. Однако это не является основанием для заключения о “недостоверности полученных результатов”, как следовало бы из вывода 2 работы С.С. Фаустова и Е.И. Вириной (1989). Иное дело интерпретация этих результатов. Вообще же практическая применимость метода равных кучностей при оценке достоверности палеомагнитных результатов, по нашему мнению, не настолько очевидна, как это следует из работ Хеллера и Тунгшенг (Heller, Tungsheng, 1984) и Фаустова и Вириной (1989). При рассмотрении этого вопроса необходимо помнить, что образование прямой и обратной намагниченностей проходило в разное время. Следовательно, как минимум будет иметь место разная оstarенность первичной намагниченности и различные величины и стабильность вторичных. По этой же причине трудно ожидать и строго одинаковых климатических и иных условий формирования прямо- и обратномагнитных пород, что также должно отразиться на параметрах кучности. Имеет ли смысл в таком случае добиваться одинаковых параметров кучности прямо- и обратномагнитных пород?

Отличие в распределении направлений I_n в аномальной зоне разреза Дуранкулак по сравнению с разрезами Ветово и Каолиново мы полагаем, может быть связано с геоморфологическими и вытекающими отсюда иными различиями в условиях формирования осадочных слоев этих разрезов. О возможности влияния таких различий на магнитные свойства может указывать несколько иное, чем в двух других разрезах, распределение величины χ в ПП и Л в разрезе Дуранкулак.

Предложенные нами на данном этапе работы варианты – лишь путь качественного объяснения (наряду с другими возможными) имеющих место несогласованностей палеомагнитных данных. Более конкретные представления, объясняющие полученные по трем разрезам данные, требуют дополнительных обширных исследований как лабораторных, так и полевых по разным типам почв.

Несколько слов о различии результатов наших палеомагнитных исследований с результата-

ми Ф. Виганка (Viegank, 1990). Отсутствие экскурсов в нашей работе вполне объяснимо несплошным отбором образцов. А вот отнесение Ф. Виганком всего изученного им разреза к эпохе Брюнеса, исходя из представленных в его работе данных, представляется спорным. Дело в том, что самый древний экскурс, выделенный им в низах шестой ПП и в седьмом лёссе, строго говоря, экскурсом назвать нельзя, так как седьмой лёсс находится в основании разреза и ниже него данных нет. Поэтому, основываясь только на палеомагнитных результатах, эту аномальную зону можно считать либо экскурсом, либо зоной перехода от эпохи обратной полярности. Более того, исходя из представленных данных (Viegank, 1990), эту переходную зону следует, по нашему мнению, расширить, включив в нее всю шестую ПП и нижнюю часть шестого Л. Такая интерпретация практически совпадает с результатами наших исследований. Мы не исключаем того, что эта интерпретация получила бы более веское подтверждение при использовании Виганком температурной магнитной чистки, а не чистки переменным магнитным полем (h). О лучших результатах T -чистки по сравнению с h -чисткой для лёссовых отложений сообщалось в работе (Heller, Tungsheng, 1984). Интерпретация Ф. Виганком полученных им палеомагнитных данных основана на преобладающей для региона Северной Болгарии стратиграфической концепции, согласно которой пятая ПП считается временным эквивалентом миндель-рисского интергляциала, а лессообразование началось в плейстоцене (Viegank, 1990; Калчева и др., 1989). Таким образом полученные нами палеомагнитные результаты противоречат этой стратиграфической концепции. Заметим также, что наши результаты более соответствуют упоминавшимся выше палеомагнитным данным по лёссовым комплексам Центральной и Восточной Европы.

Использование величин χ для корреляции разрезов или отдельных горизонтов, исходя из нашего опыта (Большаков, 1984), весьма непростая задача, требующая учета многих факторов осадкообразования. Тем не менее, иногда она решается, особенно в пределах небольших, имеющих сходные условия осадконакопления регионов. Обращает на себя внимание подобие изменений величин χ по разрезам Ветово и Каолинов. Изменения χ по разрезу Каолиново подтверждают наше предположение об отсутствии в нем пятого лёсса разреза Ветово, а визуальную единую ПП 4 разреза Каолиново по поведению χ можно разделить на две погребенные почвы. Верхняя, выше отметки 15 м, с относительно пониженной χ , будет соответствовать ПП 4 разреза Ветово, а нижняя половина сдвоенной почвы, с повышенной величиной χ – ПП 5 разреза Ветово (рис. 1, 2). Если бы распространить такую корреляцию по χ на

разрез Дуранкулак, следовало бы, учитывая соответствие нижних горизонтов с повышенной величиной χ погребенной почвы относительно выше- и нижележащего почвенного горизонтов, как ПП 5 разреза Ветово. Однако, учитывая сделанное выше предположение о возможности различий в условиях формирования осадков разреза Дуранкулак с другими изученными разрезами, это заключение не следует признать достаточно обоснованным.

В заключение напомним, что применение методов магнетизма горных пород и палеомагнетизма для решения различных задач геологии и географии (так же как и других методов исследования) наиболее продуктивно при комплексном изучении объектов. К сожалению, в этой работе кроме рекогносцировочных результатов спорово-пыльцевого анализа, иных дополнительных данных мы получить не смогли. На основе проведенных магнитных и палеомагнитных исследований можно сделать следующие основные выводы.

1. Первые снизу лёссово-почвенные горизонты разрезов Северной Болгарии Ветово, Каолиново, Дуранкулак хорошо коррелируются по магнитным и палеомагнитным данным. Возможна более дробная корреляция по магнитным данным для разрезов, имеющих сходные условия осадконакопления.

2. Начало лессообразования в Северной Болгарии, в отличие от общепринятой точки зрения, следует относить не к плейстоцену, а к эоплейстоцену.

Авторы благодарят Т.И. Крыстеву (ИО БАН), Н.С. Болиховскую (МГУ), Ш.З. Ибрагимова и П.Г. Ясонова (КГУ) за помощь при выполнении исследований, М.А. Певзнера и Г.З. Гурария (ГИН РАН) за ценные замечания по тексту рукописи. Ю.Н. Куличкову (ГАИШ МГУ) за помощь при ее подготовке.

Работа выполнена при финансовой поддержке МНФ Дж. Сороса и РФФИ (проект 94-05-17147 а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большаков В.А. Некоторые результаты и проблемы изучения плейстоценовых морен методами магнетизма горных пород // Вестн. МГУ. География. 1984. № 3. С. 63 - 68.

Большаков В.А. Природа аномальной намагниченности образцов лёссово-почвенного комплекса разреза Ветово // Физика Земли. 1993. № 4. С. 76 - 80.

Веклич М.Ф. Палеозтапність і стратотипи ґрунтових формацій верхнього кайнозою. Київ: Наук. думка, 1982. 208 с.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1984. № 6. С. 5 - 19.

Вирина Е.И., Фаустов С.С. Магнитные свойства и природы естественной остаточной намагниченности ископаемых почв и лёссов // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1973. С. 164 - 172.

Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. М.: Наука, 1988. 207 с.

Калчева В.Б., Ножаров П., Евлогиев Й. Палеомагнитни характеристики на лъсовия комплекс в района на Русе // Бълг. геофиз. списание. 1988. Т. 14. № 4. С. 66 - 76.

Кръстев Т.И., Кръстева Т. Квартерните наслаги върху каолиновите находища от западна част на Лудогорието // Бълг. АН. Проблеми на географията. 1980. № 2. С. 12 - 19.

Певзнер М.А., Печи М. Палеомагнетизм и стратиграфия лёссово-почвенных отложений Венгрии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 24 - 34.

Поспелова Г.А. Экскурсы – магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период: стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 196 - 203.

Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. 245 с.

Третьак А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256 с.

Фаустов С.С., Вирина Е.И. Проблемы палеомагнитной стратиграфии лёссово-почвенной формации Украины и Молдавии // Четвертичный период: стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 96 - 102.

Fassbinder J.W., Stanjek H., Vali H. Occurrence of magnetic bacteria in soil // Nature. 1990. V. 343. P. 161 - 163.

Heller F., Tungsheng L. Magnetism of Chinese Loess deposits // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. V. 77. P. 125 - 141.

Hus J.J., Geeraerts R. Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Late Pleistocene loess deposits in Belgium // Phys. Earth and Planet Inter. 1986. V. 44. P. 21 - 40.

Maher B.A., Taylor R.M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils // Nature. 1988. V. 336. P. 368 - 370.

Pecsi M. Negyedkor es Loszkutaters. Akad. Kiado. Budapest. 1993. 375 p.

Viegank F. Palaeomagnetic anomalies of the Brunhes Polarity Zone from the GDR and Peoples Republik of Bulgaria and their correlation with polarity excursions in Geomagnetic field in Quaternary // Akad. Wissenschaft. DDR. Potsdam. 1990. P. 157 - 168.

Рецензенты Г.З. Гурарий, М.А. Певзнер

Сдано в набор 20.06.95 г.

Подписано к печати 16.08.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 4.9 тыс.

Уч.-изд. л. 16.8

Бум. л. 7.0

Тираж 344 экз.

Зак. 3109

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

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

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

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

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

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

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

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

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology
Radiochemistry

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

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

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

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